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

Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича
12-17 сентября 2011 г.

Екатеринбург
2011

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

Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича
12 - 17 сентября 2011 г.

Материалы конференции

Екатеринбург
2011

УДК 550.83
ББК 26.2
Г67

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА, ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. - 436 с.

ISBN 978-5-7691-2261-3

Приведены материалы докладов, сделанных на Шестых научных чтениях памяти первого директора Института геофизики УрО РАН, члена-корреспондента РАН Ю.П. Булашевича, состоявшихся в Екатеринбурге с 12 по 17 сентября 2011 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-корр. РАН – ответственный редактор
В.И. Уткин - член-корр. РАН
Ю.В. Хачай - д.ф.м.н.
Д.Ю. Демежко – д.г.-м.н.
И.И. Глухих – к.г.м.н.
А.Л. Рублев – к.ф.м.н.

ISBN 978-5-7691-2261-3

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:
П.С. Мартышко – член-корреспондент РАН, профессор, доктор физ.-мат. наук, директор Института геофизики УрО РАН

СОПРЕДСЕДАТЕЛЬ:
В.И. Уткин – член-корреспондент РАН, профессор, доктор техн. наук, советник РАН

Члены оргкомитета
Глико А.О. – академик, академик-секретарь ОНЗ РАН
Гвишиани А.Д. – чл.-корр. РАН, директор ГЦ РАН
Эпов М.И. – академик, директор ИНГГ СО РАН
Маловичко А.А. – чл.-корр. РАН, директор ГС РАН
Анисимов С.В. – д.ф.-м.н., директор обсерватории "Борок", ИФЗ РАН
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 промысловой геофизики ИГф УрО РАН
Литовский В.В. – д.г.н., зав.сектором размещения и развития производственных сил Института экономики 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 сейсмометрией 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.

Ученый секретарь:
Рублев А.Л. - к.ф.-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_2011@mail.ru

Редакционная коллегия:
П.С. Мартышко – ответственный редактор
В.И. Уткин
Ю.В. Хачай
Д.Ю. Демежко
И.И. Глухих
А.Л. Рублев

GPR INVESTIGATIONS TO ALLOCATE THE ARCHAEOLOGICAL REMAINS IN MUT TEMPLE, LUXOR, UPPER EGYPT

Atya M.A.[(1,2)], Ahmed S.B.[(2)], Musa M.F.[(3)], Gaballa M.[(1)], Abbas M.[(1)], Shaaban F.F.[(1,4)] and Hafez, M.A[(1)]

(1) National Research Institute of Astronomy and Geophysics, Helwan, Cairo, Egypt.
(2) Horizons International for Integrated Sciences, Nasr City, Cairo, Egypt.
(3) South Valley University, Qena, Upper Egypt.
(4) King Khaled Univ., Faculty of Science., Physics Dept., Saudi Arabia.

Key Words: GPR, Archaeology, Luxor

Abstract

GPR investigation has been conducted on Mut temple; to the south portion of Al-Karnak temple at the eastern bank of Luxor city. Within the survey, the GPR SIR system-10A has been used connected to 100/500 MHz antenna. The present work is oriented to allocate the buried Archaeological ruins at the site, and also to evaluate the archaeological significance of the artifacts in concern to the hydro-situation. The survey is composed of three data sets; the first set (A) includes three GPR profiles located inside the temple palisade at the western bank of the Holy Lake, the second set (B) Includes four profiles distributed on the yard between Mute and Al Karnak temples, and the third set (C) includes three profiles oriented to study the EW Sphinx Avenue front of Mute temple. The measured GPR data has been processed and visualized in different ways to show the infracontent of the artifacts in the buried subsurface of the temple. Furthermore, intensive matual work and discussion with the local inspectorate of Luxor to the analytical definition of the artifact lead to detect the zones of possible findings and as much as possible to define their identities. A series of sectional GPR records, time slices, maps, and 3D graphs have been introduced to represent the relative outputs.

****

CSEM IMAGING OF THE NEAR SURFACE DYNAMICS AND ITS IMPACT FOR FOUNDATION STABILITY AT QUARTER 27, 15TH OF MAY CITY, HELWAN, EGYPT

Magdy A. Atya[1], Olga A. Khachay[2], Mamdouh M. Soliman[1], Oleg, Yu. Khachay[3], Ahmed B. Khalil[1], Mahmoud Gaballah[1], Fathy F. Shaaban[1,4] , Ibrahim A. El Hemali[1]

1 National Research Institute of Astronomy and Geophysics (NRIAG), 11722 Helwan, Egypt.
2 Institute of Geophysics, Russian Academy of Science (RAS), Ural Division, Russia.
3 Ural State University, Russia.
4 King Khaled University, Faculty of Science, Physics Department, Abha, Saudia Arabia.

Abstract

In the present work, we involve the Control Source Electromagnetic (CSEM) Technique to image the dynamic migration center of the near surface fractures, fissures, and cracks in a new dwelling area at 15th of May city close to Cairo. This area forms the center of the zonal weakness of the subsoil, which in turn, interact with the weight center of the construction leading to catastrophic collapses.

The control source electromagnetic technique has been developed recently to monitor the migration of the weakness center represented as the accumulative fissures and cracks within the near subsurface. Three composite profiles of wide and planshet mesh data have been collected in 2008. This survey has been followed by performing two profiles in 2010; one of these profiles has been conducted along one of the earlier profiles to observe the situation changes, and the second profile has been measured between the other two profiles of 2008. The last profile had been performed to study the mutual relation between the measurements of the two cycles. The objectives of the whole process are to validate the capability of the technique to pick the minor changes of the

weakness center, consequently, study its relation to the weight center of the adjacent construction to produce a recommended procedure to minimize the destruction resources at the site of investigation.

The measured data has been interpreted and represented in graphs showing the distribution of the heterogeneity of the geoelectric parameters in the subsoil, furthermore, in a series of geoelectric cross section representing the applied frequencies used during the survey. The study concludes that (1) the center of the cracked zone is moving upward closer to the surface of the ground and heavier, (2) the water content is moving downward producing soil dryness at the shallow depths, and (3) the site became more stable in 2010 than 2008, however, the destruction resources remain warning with collapse events. Furthermore, the situation reflects the relation between the water content and the changes in the weakness center.

****

УДК 550.34.034

ГЕРМАН ФЕДОРОВИЧ И РОБЕРТ ГЕРМАНОВИЧ АБЕЛЬСЫ – УЧЕНЫЕ, ОРГАНИЗАТОРЫ, ПАТРИОТЫ

В.Р. Абельс, (343)3585620, Vlitovskiy@rambler.ru, г. Екатеринбург, Россия

New data on geophysical researches H.Abels and R.Abels in the Urals are resulted.

Герман Федорович Абельс родился в Эстонии в городе Пярну (Пернове) 15/3 апреля 1846 года. Окончил местную прогимназию (упрощенную гимназию) г., а затем физико-математический факультет Дерптского (Юрьевского) университета как математик в 1870 году. После окончания университета поступил на работу учителем математики в Москве. В 1875 году его жизнь и роль в науке резко изменились – он поступил на работу в Главную Физическую обсерваторию (ГФО), директором которой был академик Г.И. Вильд.

Генрих Иванович Вильд (1833-1902) родился в Швейцарии, где получил степень доктора философии Цюрихского университета (1857). Был директором Обсерватории в Берне. В 1868 году был избран академиком Императорской Санкт-Петербургской академии наук и назначен директором ГФО. В этой должности он оставался до 1895 года.

Герман Федорович стал работать под руководством академика Вильда. Он имел математическое образование и два языка: немецкий и русский, мог свободно на них говорить, читать и писать научные статьи. Немецкий был для него родным, а русский он выучил. Генрих Иванович применил оригинальную методику воспитания научного работника Обсерватории. Его план состоял в том, чтобы начинающий сотрудник уже имеющий математическую подготовку, стал осваивать обсерваторские виды работ. Для проведения магнитно-метеорологических исследований и организационной работы Г.Ф.Абельс тогда не был готов.

В 1875-1885 годах он осваивал работу в Обсерватории под руководством академика Вильда. До 1878 года он изучал температуру в России, затем с 1879 по 1884 годы осваивал геомагнитные исследования в Константиновской обсерватории в Павловске, которую создал Вильд. Наконец, Вильдом он был назначен инспектором метеорологических станций. Благодаря этому он получил разностороннее специальное образование: стал физиком-теоретиком, физиком-экспериментатором, геомагнетологом, метеорологом, организатором и ученым.

Герман Федорович разработал методику выделения магнитного поля, создаваемого горными породами. Это важно для обнаружения полезных ископаемых, изучения истории Земли. Этому он посвятил 30 лет научной работы. Оригинальными примерами являются также работы Германа Федоровича о теплопроводности гетерогенных почвенных покровов из снега, травы, сухих и влажных грунтов. Полученная им формула для теплопроводности, связывающая ее с плотностью снега получила его имя (формула Абельса). Масшабны его экспедиционные работы по геомагнитному мониторингу Урала и Западной Сибири от Екатеринбурга до Салехарда (Обдорска). Как организатор Герман Федорович был директором Екатеринбургской магнитно-метеорологической обсерватории (ЕММО). С 1885 по 1925 год без перерыва, руководил метеорологической и магнитной секциями Уральского Общества

любителей естествознания (УОЛЕ). Благодаря Герману Федоровичу ЕММО не прекращала своей деятельности даже период революции и Гражданской войны, так как он даже перед угрозой обстрела обсерватории, расположенной на вершине горы (в ней был наблюдательный пункт), не покинул ее и не позволил эвакуировать оборудование. Это в отличие от других обсерваторий России обеспечило непрерывность данных Обсерватории с 1836 года до настоящего времени. Обсерватория оказалась и единственным действующим научным учреждением в городе. Все эти действия он совершал потому, что был патриотом Обсерватории, города Екатеринбурга, Урала, с которым связал свою деятельность и жизнь.

Роберт Германович Абельс родился 1 июня 1886 года в Царском Селе, где жили родственники жены Германа Федоровича. После окончания мужской гимназии в Екатеринбурге (ныне гимназия №9) поступил в Петербургский университет на физико-математический факультет, который закончил в 1913 году, и в том же году приступил к работе в ЕММО в качестве физика.

Также как и Герман Федорович, Роберт Германович был патриотом Урала и все свои силы направлял на его изучение, много времени уделял экспедиционным исследованиям. Для этого он нанимал крестьянина с лошадью и объезжал с ними пункты геомагнитных наблюдений. Для обогрева, защиты от комаров и приготовления пищи они использовали сухой навоз. На ночлег, если позволяли условия, останавливались в крестьянских домах. С учетом слабой заселенности мест, где приходилось проводить полевые исследования, такие поездки были не только физически тяжелыми, но и опасными.

После ухода с поста руководителя Обсерватории Германа Федоровича Роберт Германович продолжил его дело и возглавил работу магнитного отдела ЕММО (с1926 по 1934 год). В этот период ему пришлось столкнуться с новой и очень сложной проблемой в обсерваторских исследованиях: проблемой возмущения естественного геомагнетизма техногенными полями, в частности, полями, появившимися от трамвайного движения в Свердловске в1930-е годы. Для этого ему пришлось провести большую работу по поиску места, куда можно переместить Обсерваторию, всесторонне обосновать его. Итогом этого стал перенос Обсерватории Высокую Дубраву (1929 по 1931 год), где не было техногенных возмущений, отсутствовала магнитная аномалия. Позже ему еще раз пришлось решать сложные проблемы, связанные с поправками из-за переноса места геомагнитных наблюдений. Это случилось, когда появилась обсерватория «Арти».

Очень ответственную и трудоемкую работу выполнил Роберт Германович в ходе генеральной магнитной съемки СССР и в исследовании векового хода земного магнетизма на подведомственных Обсерватории опорных пунктах. Так с1931 по 1935 годы под его руководством была произведена магнитная съемка в более чем 300 пунктах на Южном и Среднем Урале, в Предуралье и Западной Сибири. Частично работы велись и на территории Казахстана, в ходе поездки по маршруту: Кустанай – Тургай – Иргиз – Челкар, Челкар, Эмба – Актюбинск. Такая интенсивная и масштабная работа позволила в1936 году завершить генеральную съемку страны.

Еще один большой вклад Роберт Германович внес в дело изучения особенностей суточного хода элементов земного магнетизма, включая его поведение как в годы минимума (1933-1934), так и максимума (1937-1938) солнечной активности.

На долю Роберта Германовича пришелся и один из самых тяжелых периодов в жизни нашей страны - период культа личности Сталина. О том, как нелегко ему было работать в то время в Верхней Дубраве, свидетельствует следующий его рассказ. Добираться из Свердловска туда нужно было заблаговременно на вечернем поезде. Однажды он опоздал на поезд и вынужден был добираться туда пешком всю ночь. Вначале Великой Отечественной войны его как немца отстранили от деятельности в Обсерватории и в последующем он в ней уже не работал. Несмотря на это Роберт Германович остался верен своим принципам, делу и Обсерватории. Он консультировал ее сотрудников, подготовил рукопись по истории наблюдений в Обсерватории, которая сейчас хранится в Арти.

УДК 550.34.034

КАК ПРИНЯТО РЕШЕНИЕ О СОЗДАНИИ ЕММО. РОЛЬ РОССИЙСКИХ ИМПЕРАТОРОВ И ОБСЕРВАТОРИИ В РАЗВИТИИ ЕКАТЕРИНБУРГА

В.Р. Абельс, (343)3585620, Vlitovskiy@rambler.ru, г. Екатеринбург, Россия

Influence of the Russian emperors on development of Yekaterinburg and Observatory is shown.

Екатеринбург развивался неравномерно, немонотонно, скачкообразно. Было два больших этапа в развитии Екатеринбурга.

Первый этап начался с Петра I и Екатерины I. Активное развитие Екатеринбурга также поддерживала племянница Петра I Анна Иоанновна. Она это делала аналогично Петру I. Затем темп развития города стал замедляться и стал особо негативным при Екатерине II, которая сделала Пермь губернским городом и туда из Екатеринбурга перенесла Горное правление. Позже это замедление было трудно преодолевать из-за повторного переноса Горного правления в Пермь Александром I.

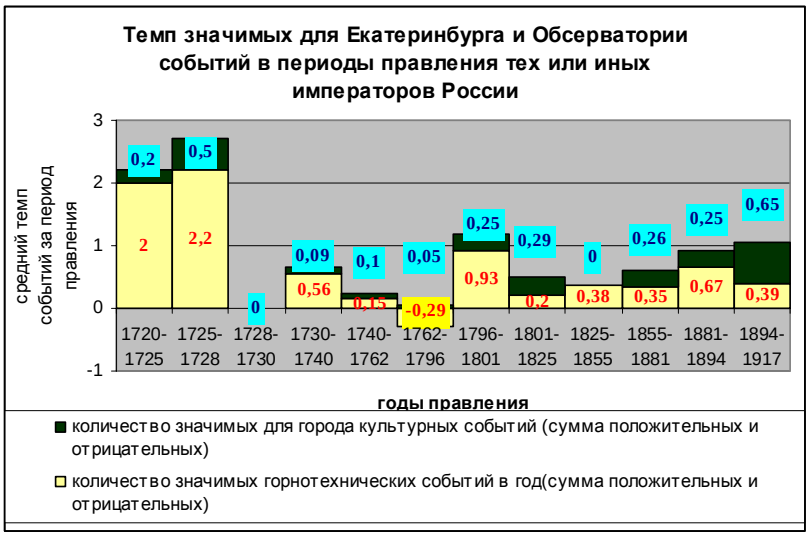
Второй этап подъема в развитии Екатеринбурга начался с действий четырех выдающихся организаторов: Павла I, А.Я. Купфера, Николая I и К.В. Чевкина.

Так, Павел I , вопреки предшествующим действиям Екатерины II, возвратил Горное правление в г. Екатеринбург и создал уложение, сделавшее невозможным возведение на престол женщин. Николай I стал снова развивать Екатеринбург как столицу Урала (повторно перенес сюда Горное правление из Перми после второго возврата его туда Александром I). Специально для развития Урала он создал Корпус горных инженеров со Штабом, который возглавил выдающийся организатор К.Е. Чевкин. В то же время А.Я. Купфер подготовил докладную записку об организации сети обсерваторий в России, в том числе нескольких обсерваторий на Урале с центральной – в Златоусте. Однако К.В. Чевкин решил иначе. В соответствии с намерением Николая I развивать Урал он предложил разместить главную региональную обсерваторию (первого разряда) в Екатеринбурге, что было очень быстро утверждено Николаем I. Так, Чевкиным Обсерватория начала создаваться в Екатеринбурге под научным руководством А.Я. Купфера.

Обсерватория в Екатеринбурге решала две главные задачи:

1. развивать науку на Урале;
2. укреплять Екатеринбург, поднимать его престиж и превратить город в столицу Урала.

В последующие периоды, особенно после отмены крепостного права, это нашло отражение в росте общекультурных событий в городе, что видно из диаграммы, показывающей средний темп значимых для города и Обсерватории событий в периоды правления тех или иных российских императоров. Обсуждаются детали этого.



****

УДК 517.968:519.612:550.3

РЕШЕНИЕ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ НА МНОГОПРОЦЕССОРНОМ КОМПЛЕКСЕ

Е.Н. Акимова[1], В.А. Пьянков[2]
aen15@yandex.ru, v_pyankov@mail.ru
[1]*Институт математики и механики УрО РАН, Екатеринбург, Россия*
[2]*Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

The linear inverse gravimetry problem on reconstruction of variable density in the layer and nonlinear inverse gravimetry problem on reconstruction of the interface between media with the real observed gravitational data have been solved using the parallel iterative gradient methods and MVS-1000 supercomputer.

1. Рассматривается обратная задача гравиметрии о нахождении переменной плотности $\sigma = \sigma(x, y)$ в слое $П1 = \{(x, y, z) \in R^3 : (x, y) \in D,\ H_1(x, y) \le z \le H_2(x, y)\}$ по гравитационным данным, измеренным на площади $D = \{(x, y) \in R^2 : a \le x \le b,\ c \le y \le d\}$ земной поверхности (H_1, H_2 – константы для горизонтального слоя). Используется априорная информация об отсутствии аномалий плотности вне слоя с границами $H_1 = H_1(x, y)$ и $H_2 = H_2(x, y)$ такими, что $H_1 < H_2\ \forall (x, y)$, и выполняется условие $H_i(x, y) \underset{\substack{x\to\pm\infty \\ y\to\pm\infty}}{\to} h_i = const$. При этом предполагается, что распределение плотности $\sigma(x, y)$ внутри слоя не зависит от z (ось z направлена вниз).

Задача нахождения неизвестной плотности сводится к решению линейного двумерного интегрального уравнения Фредгольма первого [1]

$$A\sigma \equiv f \int_a^b \int_c^d \left\{ \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H_1^2(x', y') \right]^{1/2}} - \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H_2^2(x', y') \right]^{1/2}} \right\} \sigma(x', y') dx' dy' = \Delta g(x, y), \tag{1}$$

где f – гравитационная постоянная, $\Delta g(x, y)$ – гравитационный эффект, порождаемый источниками в горизонтальном или криволинейном слое.

Предварительная обработка гравитационных данных, связанная с выделением аномального поля, выполняется по методике, предложенной П.С. Мартышко и И.Л. Пруткиным.

После дискретизации уравнения на сетке, где задана $\Delta g(x, y)$, и аппроксимации интегрального оператора по квадратурным формулам задача (1) сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) либо с симметричной положительно определенной матрицей (горизонтальный слой), либо с несимметричной матрицей (криволинейный слой). Так как уравнение (1) относится к классу некорректно поставленных задач, то СЛАУ, возникающее в результате дискретизации уравнения, является плохо обусловленной и преобразуется к виду (схема Лаврентьева)

$$(A + \alpha E)z = b, \tag{2}$$

где α – параметр регуляризации.

В случае криволинейного слоя исходная матрица СЛАУ несимметрична, поэтому эта система предварительно преобразуется к виду (схема Тихонова)

$$(A^T A + \alpha' E)z = A^T b. \tag{3}$$

где A^T – транспонированная матрица, α' – параметр регуляризации.

Для решения уравнений (2) и (3) могут быть использованы итерационные методы градиентного типа: метод простой итерации и метод сопряженных градиентов. Условием останова итерационных процессов является следующее: $\left\|Az^k - b\right\| / \left\|b\right\| < \varepsilon$.

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

Предполагается, что нижнее полупространство состоит из слоев постоянной плотности, разделенных искомыми поверхностями S_i. В предположении, что гравитационная аномалия создана отклонением искомой поверхности S от горизонтальной плоскости $z = H$ (ось z направлена вниз), в декартовой системе координат функция $z = z(x, y)$, описывающая искомую поверхность раздела, удовлетворяет нелинейному двумерному интегральному уравнению Фредгольма первого рода

$$A[z] \equiv f\Delta\sigma \int_a^b \int_c^d \left\{ \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x',y') \right]^{1/2}} - \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right]^{1/2}} \right\} dx'dy' = G(x,y), \qquad (4)$$

где f – гравитационная постоянная, $\Delta\sigma$ – скачок плотности на границе раздела сред, $G(x, y)$ – аномальное гравитационное поле, $z = H$ – асимптотическая плоскость для данной границы раздела. Задача гравиметрии (4) является существенно некорректной задачей.

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

$$A_n[z] = F_n. \qquad (5)$$

Для решения системы уравнений (2) используется итеративно регуляризованный метод Ньютона [2]

$$z^{k+1} = z^k - \left[A_n'\left(z^k\right) + \alpha_k I \right]^{-1} \left[A_n\left(z^k\right) + \alpha_k z^k - F_n \right]. \qquad (6)$$

Здесь $A_n(z^k)$ и F_n – конечномерные аппроксимации интегрального оператора и правой части в уравнении (3), $A_n'(z^k)$ – производная оператора A в точке z^k, I – единичный оператор, α_k – последовательность положительных параметров регуляризации.

Нахождение очередного приближения метода Ньютона z^{k+1} по найденному z^k сводится к решению СЛАУ

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

где $A_n{}^k = A_n'\left(z^k\right) + \alpha_k I$ – плохо обусловленная несимметричная заполненная $n \times n$ матрица, $F_n{}^k = A_n{}^k z^k - \left(A_n\left(z^k\right) + \alpha_k z^k - F_n \right)$ – вектор размерности n.

Предварительно система уравнений (7) приводится к виду

$$B^k z^{k+1} \equiv \left[(A_n^k)^T A_n^k + \alpha'_k I \right] z^{k+1} = (A_n^k)^T F_n^k \equiv b, \qquad (8)$$

где $(A_n^k)^T$ – транспонированная матрица, α'_k – параметры регуляризации.

На каждом шаге метода Ньютона для решения СЛАУ (8) с симметричной матрицей можно использовать итерационные методы градиентного типа.

Распараллеливание и численная реализация алгоритмов для решения линейной и нелинейной обратных задач гравиметрии (1) и (4) выполнены на МВС–1000 – российском массивно-параллельном суперкомпьютере кластерного типа с распределенной памятью, установленном в Институте математики и механики УрО РАН (г. Екатеринбург) [3].

Для восточной части Урала был обработан массив гравитационных данных, измеренный на площади S, имеющей размеры 59.4×144 км^2. Эта площадь пространственно совпадает с зоной Буткинской аномалии векового хода, ограничивающей Урал с востока. Зона представляет собой субмеридиональную аномалию электропроводности земной коры. Для изучения природы аномалии по реальным наблюденным данным на многопроцессорном вычислительном комплексе МВС–1000 решена задача 1 о нахождении плотности в горизонтальном слое между глубинами $H_1=10$ км и $H_2=20$ км для области S и задача 2 о восстановлении поверхности раздела. При этом шаги сетки: $\Delta x=0.594$ км и $\Delta y=1.44$ км, гравитационная постоянная $f=6.67\cdot10^{-8}$ см^3/г·с^2. Расстояние до асимптотической плоскости составляло $H=10$ км. Скачок плотности принимался равным $\Delta\sigma=0.3$ г/см^3. После дискретизации исходных уравнений на сетке обе задачи свелись к системам линейных уравнений с симметричной (задача 1) и несимметричной (задача 2) матрицами 10000×10000.

Задача 1 решалась параллельным итеративно регуляризованным методом простой итерации с параметром регуляризации $\alpha=0.001$. Задача 2 решалась итеративно регуляризованным методом Ньютона. На каждом шаге метода Ньютона использовался параллельный метод сопряженных градиентов. Задачи 1 и 2 решены с высокой эффективностью распараллеливания на МВС-1000.

На рис. 1 изображено распределение плотности в слое, восстановленной по выделенному аномальному полю для области S.

На рис. 2 изображена восстановленная поверхность раздела.

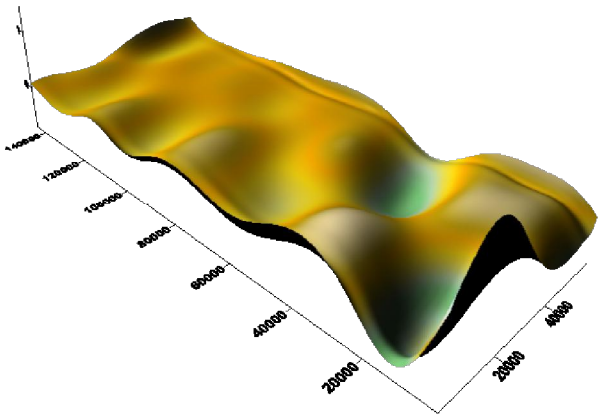


Рис. 1. Распределение плотности в слое

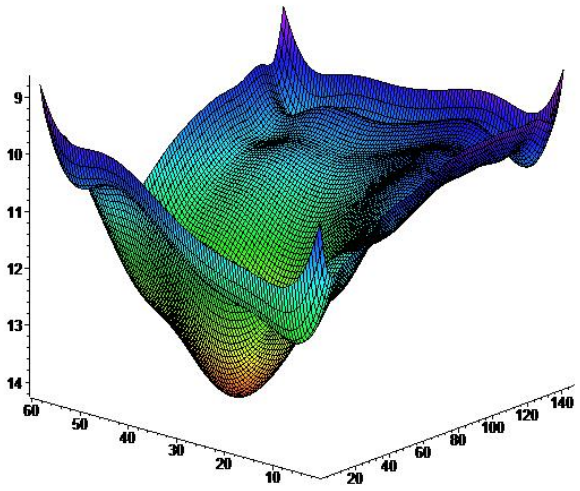


Рис. 2. Восстановленная поверхность раздела

Результаты вычислений показывают, что использование метода Ньютона и итерационных методов градиентного типа при решении обратных задач гравиметрии позволяют получать корректные решения и определять аномальные плотностные параметры изучаемых глубинных зон земной коры. В результате интерпретации выделен протяженный субмеридиональный блок земной коры пониженной плотности (0.2–0.3 г/см^3). Применение параллельных алгоритмов при решении задач гравиметрии уменьшает время счета.

Работа выполнена при финансовой поддержке Уральского отделения РАН в рамках Интеграционного проекта № 09-М-15.

Список литературы

1. Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. Об определении плотности в слоистой среде по гравитационным данным // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 4. С. 678–684.
2. Bakushinsky A., Goncharsky A. Ill-Posed Problems: Theory and Applications. London: Kluwer Akademic Publishers. 1994. 256 p.
3. Акимова Е.Н. Параллельные алгоритмы решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии на МВС-1000 // Вестник ННГУ. 2009. № 4. С. 181–189.

****

УДК 550.380

ГЕОМАГНИТНЫЕ И АЭРОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СРЕДНЕШИРОТНЫЕ ОБСЕРВАТОРСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

С.В. Анисимов, Э.М. Дмитриев
тел.: +7(48547)24663, факс +7(48547)24024, E-mail: anisimov@borok.yar.ru
Геофизическая обсерватория «Борок» –
филиал Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, пос. Борок, Россия

Borok Geophysical Observatory was created as an experimental base of the Schmidt Institute of Physics of the Earth to carry out natural observations of ultralow-frequency geomagnetic pulsations. The continuous observation data allowed to solve problems of solar-terrestrial physics and to develop methods of near-earth gas-plasma shells diagnostics. Currently the continuous geomagnetic observations are amplified with measurements of geomagnetic variations and the main magnetic field, including absolute magnetic measurements. The Borok Geophysical Observatory participates in the international programs of geomagnetic observations INTERMAGNET and SAMNET. Permanent growth and modernization of the measuring complex are focused, first of all, on the continuous measurements connected with atmospheric electric processes and necessary to solve a fundamental problem of global electric circuit running. The observation data in near real time mode comes via local data logging network to the database of the mid-latitude Borok Geophysical Observatory, accumulating the data of continuous observations of geomagnetic fields, telluric currents, atmospheric electric field, atmosphere electric current density, some meteorological and aerodynamic parameters of the surface atmosphere and the planetary boundary layer.

Геофизическая обсерватория «Борок» [58.03N, 38.97E] (ГО «Борок» ИФЗ РАН) создавалась в качестве экспериментальной базы Института физики Земли для проведения натурных геомагнитных наблюдений ультранизкочастотных пульсаций магнитного поля Земли. К настоящему времени обсерваторские геомагнитные наблюдения дополнены измерениями геомагнитных вариаций и главного магнитного поля, включая абсолютные магнитные измерения. ГО «Борок» ИФЗ РАН участвует в международных программах геомагнитных наблюдений SAMNET (http://spears.lancs.ac.uk/samnet) и INTERMAGNET (www.intermagnet.org).

Непрерывное расширение и модернизация обсерваторского измерительного комплекса [1, 2] ориентированы, в частности, на получение данных непрерывных наблюдений, связанных с атмосферными электрическими процессами и необходимых для решения фундаментальной проблемы формирования глобальной электрической цепи [3, 4]. Схема измерительного комплекса ГО «Борок» ИФЗ РАН представлена на рис. 1.

Три компоненты геомагнитного поля и полный вектор геомагнитного поля регистрируются векторным трехкомпонентным магнитометром (разрешение – 0,1 нТл, динамический диапазон – 2000 нТл, полоса пропускания – 0–1 Гц) и скалярным протонным магнитометром (разрешение – 0,1 нТл, интервал измерений – 1 мин) производства фирмы GEOMAG (Франция), функционирующими в рамках Международной программы INTERMAGNET [5]. Основным датчиком вариаций магнитного поля является трехкомпонентный fluxgate-магнитометр (разрешение – 0,1 нТл, интервал выборки – 1 с) магнитометрической станции сети SAMNET. Индукционные магнитометры (частотный диапазон 0,001 – 3 Гц, уровень шума на частоте 1 Гц – 0,5 пТл/Гц$^{1/2}$), разработанные в Институте физики Земли, позволяют регистрировать ультранизкочастотные пульсации трех компонент геомагнитного поля. Три компоненты теллурических токов измеряются с использованием геовольтметра (пороговая чувствительность ~ 0,01 мкВ/м, частотный диапазон – 0,001–3 Гц) с парами свинцовых электродов в двух горизонтальных трехсотметровых базовых линиях и четырехсотметровой вертикальной скважине.

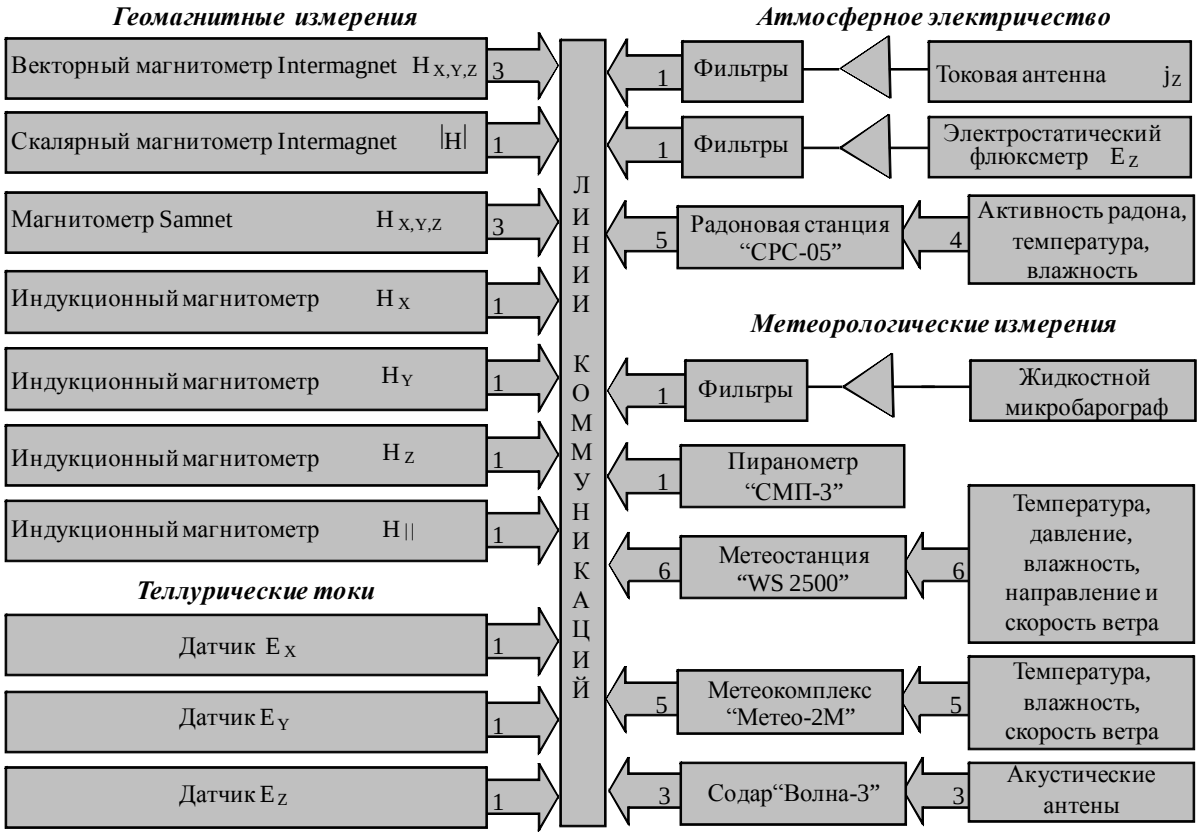


Рис. 1. Измерительный комплекс ГО «Борок» ИФЗ РАН.

Для непрерывных наблюдений вертикальной компоненты атмосферного электрического поля используется электростатический флюксметр (динамический диапазон для постоянного электрического поля ~ 80 дБ, уровень шума электрического поля на частоте 1 Гц – 0,1 В/Гц$^{1/2}$), разработанный в Институте физики Земли. Вертикальный ток приземной атмосферы измеряется токовым коллектором с токособирающей антенной в форме разомкнутого кольца (диаметр – 300 м, действующая высота – 4 м, эффективная площадь ~ 2500 м^2, чувствительность ~ 0,1 пА/м, динамический диапазон ~ 0,1–1000 пА/м).

Длительную прецизионную регистрацию инфразвуковых вариаций давления обеспечивает жидкостной микробарограф (чувствительность – 16 мВ/(дин/см^2), дрейф электронной схемы – не более 5мВ/°С в течение получаса, выходная чувствительность ~15мВ) разработанный в Институте физики Земли.

Объемная активность радиоактивных газов радона (^{222}Rn) и торона (^{220}Rn), как одних из основных ионизирующих факторов в приземной атмосфере, измеряется сейсмической радоновой станцией «СРС-05» (диапазон измерений – 20–20000 Бк/м^3, время одного измерения – 30 мин) производства ООО «НТМ–Защита» (Москва).

Поверхностная плотность потока солнечного излучения регистрируется пиранометром «СМР-3» (спектральный диапазон – 300–2800 нм, диапазон измерений – 0–2 кВт/м^2) производства фирмы «Kipp & Zonen».

Измерения метеорологических параметров (атмосферное давление, влажность, температура, скорость ветра) проводятся при помощи метеостанции «WS-2500» и ультразвукового метеокомплекса «Метео-2М» производства ИОА СО РАН (диапазон измерения температуры воздуха от –40 до +50°С, с точностью ±0,3°С; скорости ветра – от 0,2 до 30 м/с, с точностью ±0,2 м/с; относительной влажности воздуха – от 10 до 98%, с точностью ±5%; атмосферного давления – от 80,0 до 106,7 кПа, с точностью ±0,3 кПа). Программное обеспечение метеокомплекса обеспечивает частоту сбора ~10Гц и позволяет в режиме реального времени рассчитывать параметры турбулентности приземной атмосферы.

Высотный профиль трех компонент скорости ветра восстанавливается по измерениям акустического доплеровского локатора (содара) «Волна-3» производства ИОА СО РАН. Диапазон высот акустического зондирования – от 50 м до 800 м, разрешение по высоте – 20 м. Рабочая частота содара – 1700 Гц, диапазон измерения средней скорости ветра – от 0,3 до 20,0 м/с с погрешностью измерения ±0,3 м/с по величине и ±3° по направлению.

Все перечисленные приборы работают в полностью автоматическом режиме. Данные наблюдений с измерительного оборудования поступают на выделенные компьютеры (системы сбора данных), осуществляющие сбор и первичное накопление данных в цифровом виде. Системы сбора данных объединены в локальную сеть сбора данных, в которую также входят компьютер архивации данных и сервер базы данных ГО «Борок» ИФЗ РАН (http://geobrk.adm.yar.ru). Аппаратное и программное обеспечение локальной сети сбора данных и базы данных, средства и методы обработки данных геофизических наблюдений направлены на получение интегральных характеристик геофизических полей [6–9]. Последним примером в этом направлении, связанным с представлением данных геомагнитных наблюдений, служит разработка программ для расчета аналогов K-индексов геомагнитной активности по результатам наблюдений вариаций геомагнитного поля и их представления на web-сайте базы данных ГО «Борок» ИФЗ РАН [10].

Литература

1. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Информационно-измерительный комплекс и база данных Геофизической обсерватории «Борок» РАН, М.: ОИФЗ РАН, 2003, 44 с.
2. Anisimov S.V., Chulliat A., Dmitriev E.M. Information-measuring complex and database of mid-latitude Borok Geophysical Observatory, Russian J. Earth Sci., V. 10, N 3, 2008, ES1007, doi: 10.2205/2007ES000227.
3. Anisimov S.V., Dmitriev E.M. Aeroelectrical constituant in the database of Borok Geophysical Observatory, Proceedings of the 12th International conference on atmospheric electricity, Versailles, France, 2003, p. 693–696.
4. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Аэроэлектрические и метеорологические наблюдения геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН // Сборник трудов VI Всероссийской конференции по атмосферному электричеству, Н. Новгород, 2007, с. 213–214.
5. Chulliat A., Anisimov S.V. The Borok INTERMAGNET magnetic observatory, Russian J. Earth Sci., V. 10, N 3, 2008, ES3003, doi: 10.2205/2007ES000238.
6. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Развитие информационных технологий в системе мониторинга геофизических полей Геофизической обсерватории «Борок», «Вестн. Отделения наук о Земле РАН»: Электр. науч.-инф. журн., М.: ОИФЗ РАН, 2005, URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2005/inform-1.pdf.
7. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Сычев А.Н. Информатизация наблюдений геофизических полей на обсерватории «Борок», Геофизические исследования, Т. 7, 2007, с. 107–129.
8. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Сычева Н.К., Сычев А.Н., Щербаков В.П., Виноградов Ю.К. Информационные технологии в геомагнитных измерениях на геофизической обсерватории «Борок», Геофизические исследования, Т. 9, № 3, 2008, с. 62–76.
9. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Геоинформационные технологии геомагнитных наблюдений на Геофизической обсерватории «Борок», Российский журнал наук о Земле, Т. 11, doi: 10.2205/2009ES000401, 2009.
10. Дмитриев Э.М., Филиппов В.А. Алгоритм расчета индексов геомагнитной активности, Солнечно-Земные связи и физика предвестников землетрясений: V междунар. конф., с. Паратунка, Камч. край, 2–7 авг. 2010г.: сб. докладов, Петропавловск-Камч.: ИКИР ДВО РАН, 2010, с. 110–112.

****

УДК 519.863

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СПЛАЙНОМ ФУНКЦИОНАЛЬНО-ФАКТОРНЫХ УРАВНЕНИЙ НЕЛИНЕЙНОЙ РЕГРЕССИИ

В.А. Антонов , (343)350-37-09, Antonov@igduran.ru
Институт горного дела УрО РАН, г Екатеринбург, Россия

The technique of dimensional mathematical modeling of difficult geophysical objects and processes by a spline of the functional-factorial equations is presented regress. The practical example of modeling of a seismic cut is resulted.

Аннотация

Представлена методика двумерного математического моделирования сложных геофизических объектов и процессов сплайном функционально-факторных уравнений регрессии. Приведен практический пример моделирования сейсмического разреза.

Построение единого уравнения двумерной регрессии по многочисленным узловым точкам, заданным на протяженном профиле, почти всегда затруднено из-за действия на отдельных его участках разных влияющих на регрессию природных факторов. В таких ситуациях регрессию представляют сплайном относительно простых уравнений, проведенных на отдельных интервалах профиля. Использование для этих целей полиномных степенных уравнений с целочисленными показателями степени (например, кубических) неэффективно, поскольку они в широких областях интерполяции и экстраполяции образуют ложные пиковые осцилляции, искажающие искомую регрессию.

Создание достоверных сплайновых моделей возможно на основе применения двумерных функционально-факторных уравнений нелинейной регрессии с самоопределяющимися параметрами (уравнений нелинейной регрессии, трендов ФСП) [1], в которых влияние упомянутых факторов учитывается. Подобные сложные модели назовем сплайнами ФСП. При образовании сплайна ФСП выполняются условия их адекватности, однозначности и непрерывности. Составление сплайна проводится в две стадии.

На первой стадии протяженный профиль разделяется по аргументу X узловых точек на интервалы, в которых сохраняется действие одного или нескольких каких-либо природных факторов. В каждом интервале $\Delta X_к$ по соответствующим факторным функциям строится уравнение регрессии $Y_к$. Смежные интервалы $\Delta X_к$ и $\Delta X_{к+1}$ частично накладываются друг на друга так, что внутри, между их границами, образуется участок $\Delta X_{пк}$ пересечения, т. е. совместного действия уравнений $Y_к$ и $Y_{к+1}$. Такой участок может располагаться между узловыми точками или содержать одну или две из них.

В тех случаях, когда функциональные выражения интервальных факторов и их распространение по оси X заранее неизвестны, проводится следующая процедура подбора уравнений регрессий. По требованию их адекватности вариациям погрешности, с которой заданны значения зависимой величины в узловых точках, устанавливается интервал допустимых значений коэффициента детерминации адекватных уравнений от нижнего $R^2_{зн}$ до верхнего $R^2_{зв}$. Узловые точки разделяют на выборки, расположенные в порядке роста аргумента. Каждая выборка образуется как остаток, получающийся после последовательного удаления узловых точек, проводимого от крайней точки справа, до тех пор, пока по оставшимся узловым точкам не будет подобрано интервальное адекватное уравнение с допустимым коэффициентом детерминации.

Во второй стадии на участках $\Delta X_{пк}$ проводится сопряжение интервальных регрессий. При этом полагаем, что по мере увеличения значений X, находящихся внутри участка $\Delta X_{пк}$, действие факторов, распространенных на него слева, должно убывать, а, распространенных справа, – возрастать. Данное положение реализуется линейной весовой функцией. С ее учетом сопряженная регрессия $Y_{к,\,к+1}$ рассчитывается по формуле

$$Y_{к,к+1} = Y_к \frac{X_{кП} - X}{X_{кП} - X_{(к+1)Л}} + Y_{к+1} \frac{X - X_{(к+1)Л}}{X_{кП} - X_{(к+1)Л}},$$

где $X_{(к+1)Л}$, $X_{кп}$ – левая и правая границы участка $\Delta X_{пк}$. По мере роста координаты X, принадлежащей участку, вес уравнения $Y_к$ уменьшается от 1 до 0, а уравнения $Y_{к+1}$ увеличивается от 0 до 1. Посредине этого участка веса уравнений одинаковые и составляют 0,5.

Эффективность применения сплайна ФСП подтверждается примером математического моделирования линии контакта осадочной и магматической горной породы в сложном геолого-сейсмическом разрезе, показанном на рисунке 1. Перемещение и смятие горных пород на данном разрезе обусловлено избыточным тектоническим давлением и боковым сжатием, возникших в результате глубинных разломов и сдвигов. Узловые точки (X_i, H_i), по которым проведена регрессия, определены экспериментально измеренными горизонтальными и вертикальными координатами элементарных площадок сейсмического отражения, происходящего на контакте осадочных и магматических пород. Зона контакта по факторным признакам пликативных и дизъюнктивных дислокаций, разделена на четыре интервала.

Первый интервал [2, X_2], расположенный от начала профиля до разлома W_2, охватывает область прогиба зоны контакта, осложненной локализованным внутренним разломом W_1. Полагая, что прогиб может быть выражен экспоненциальной функцией, а узкая складка разбросанных брекчий, внедренная в интрузию в зоне разлома W_1, соответственно, функцией нормального распределения, выберем для описания регрессии уравнение H_1

$$H_1 = A_1 e^{\beta_1 x} + \frac{A_2}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}} + B_1 .$$

Второй интервал [X_1, X_4] охватывает систему асимметричных складок контактной зоны, расположенной между разломом W_2 и сдвигом W_3. Такая конфигурация контактной линии с крутым левым склоном описывается полиномом H_2 функций смещенного ассиметричного распределения.

$$H_2 = A_3\left[(X - X_{o1})\cdot a_1^{X_{o1} - X}\right]^{\mu_1} + A_4\left[(X - X_{o2})\cdot a_2^{X_{o2} - X}\right]^{\mu_2} + B_2 .$$

Третий интервал [X_3, X_6] включает в себя зону, прилегающую к тектоническому сдвигу W_3. Интервальную регрессию H_3 представим переходной квазиступенчатой функцией с произвольным наклоном ступеней

$$H_3 = \frac{A_5}{1 + e^{\beta_2 (X - X_o)}} + \sum_{i=6}^{i=7} \frac{A_i (X - X_o)}{1 + e^{(-1)^i \cdot \frac{200(X - X_o)}{(X_6 - X_3)}}} + B_3 .$$

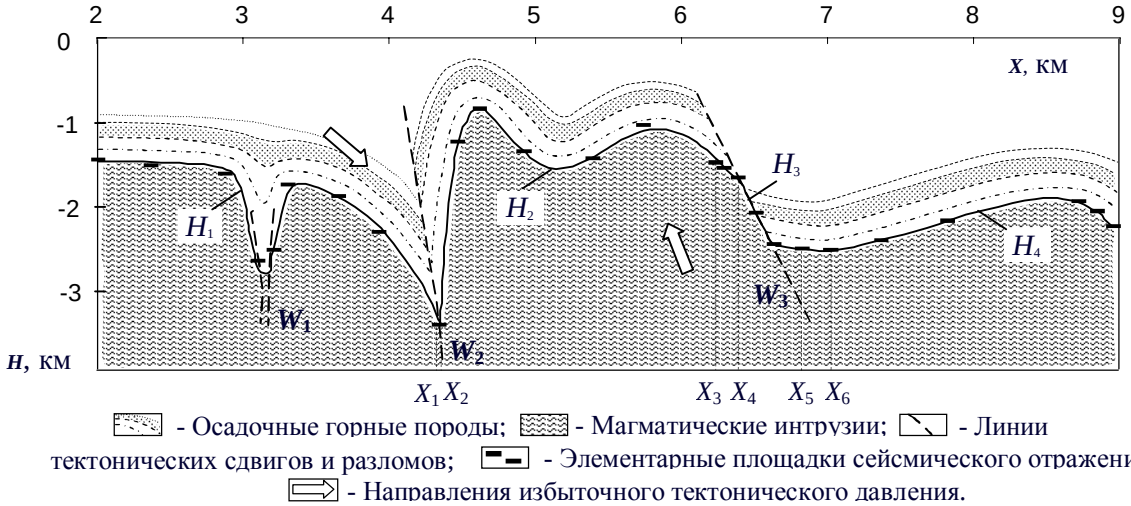
Четвертый интервал [X_5, 9] содержит область с тремя монотонностями гладких и умеренных изгибов складчатой зоны. Полагая, что действие факторов ее формирования выражается степенными функциями, зададим интервальную регрессию H_4 следующим полиномом

$$H_4 = A_8 x^{\mu_3} + A_9 x^{\mu_4} + A_{10} x^{\mu_5} + B_4 .$$

В заданных выше интервальных функционально-факторных уравнениях регрессии показатели степени μ, коэффициенты β и σ, основания a, фиксированные координаты $\bar{x}$, X_o самоопределяются, т. е. рассчитываются наряду с коэффициентами A и B. Для расчета использована компьютерная программа для ЭВМ «Тренды ФСП-1» [2], разработанная в Институте горного дела УрО РАН. Построенные этой программой конкретные уравнения представлены в таблице. Они с доверительной вероятностью 0,9 являются адекватными погрешности, с которой получены значения H_i.

Сопряжение интервальных уравнений проведено на трех совмещенных участках, где смежные интервалы частично перекрываются. Уравнения H_1 и H_2 соединены на узком интервале [X_1, X_2] в окрестностях узловой точки, лежащей на разломе W_2, поскольку в этой точке действие факторных функций и направление линий смежных регрессий резко отличается. Соединение уравнений асимметричного H_2 и квазиступенчатого H_3 проведено на

участке [X_3, X_4], содержащем три узловые точки., а уравнений H_3 и полиномного степенного H_4 – на интервале [X_5, X_6], расположенном между двумя узловыми точками. На этих участках разность перекрывающихся интервальных регрессий невелика, что обеспечивает плавность сопряжения. Образовавшийся после сопряжения сплайн ФСП проведен на рисунке 1 сплошной линией H_1, H_2, H_3, H_4, показывающей положение на геолого-сейсмическом разрезе верхней границы магматической интрузии.



- Осадочные горные породы; - Магматические интрузии; - Линии тектонических сдвигов и разломов; - Элементарные площадки сейсмического отражения; - Направления избыточного тектонического давления.

Рисунок 1 – Геолого-сейсмический разрез контактной зоны осадочных и магматических горных пород.

Таблица - Модель сплайна ФСП профильной границы магматической интрузии

Интервалы профиля, км	Формулы регрессии	R^2
Интервальные уравнения		
[2, X_2]	$H_1 = -0{,}00016 \cdot e^{2{,}1713\ X} - \frac{0{,}2703}{0{,}087\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(X-3{,}1277)^2}{2\cdot 0{,}087^2}} - 1{,}4475$	0,9935
[X_1, X_4]	$H_2 = 21{,}0392\left[(X - 4{,}2867)\cdot 38{,}364^{\,4{,}2867\ -\ X}\right]^{0{,}5671} + 28{,}4254\left[(X - 4{,}2001)\cdot 1{,}6998^{\,4{,}2001\ -\ X}\right]^{4{,}9245} - 6{,}6396$	0,9903
[X_3, X_6]	$H_3 = \frac{0{,}6139}{1+e^{30{,}9474(X-6{,}4942)}} - \frac{1{,}2489\,(X-6{,}4942)}{1+e^{253{,}1646(X-6{,}4942)}} - \frac{0{,}1185\,(X-6{,}4942)}{1+e^{-253{,}1646(X-6{,}4942)}} - 2{,}4586$	0,9954
[X_5, 9]	$H_4 = 1{,}795042155779851310^{82}\cdot X^{-100} - 7{,}3314\cdot 10^{-25}\cdot X^{25{,}5143} + 7{,}9816\cdot 10^{-7}\cdot X^{6{,}7135} - 2{,}8992$	0,9948
Сопряжения интервальных уравнений		
[X_1, X_2]	[X_3, X_4]	[X_5, X_6]
$H_{1,2} = H_1\frac{X_2 - X}{X_2 - X_1} + H_2\frac{X - X_1}{X_2 - X_1}$	$H_{2,3} = H_2\frac{X_4 - X}{X_4 - X_3} + H_3\frac{X - X_3}{X_4 - X_3}$	$H_{3,4} = H_3\frac{X_6 - X}{X_6 - X_5} + H_4\frac{X - X_5}{X_6 - X_5}$

Данный пример позволяет утверждать, что сплайны ФСП могут успешно применяться при моделировании границ сложных по конфигурации рудных тел даже в тех условиях, когда сеть узловых точек нерегулярна и имеются широкие интервалы интерполяции и экстраполяции. Их применение дает возможность качественно оценивать параметры залегания геологических объектов и запасы в них минерального сырья.

Список литературы

1. Антонов В.А. Построение интерпретационных уравнений регрессии с самоопределяющимися показателями. / В.А. Антонов // Геодинамика, глубинное строение,

тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, - 2009.- С. 17- 22.

2. Антонов В.А. Уравнения нелинейной регрессии, тренды двумерные функционально-факторные с самоопределяющимися параметрами и повышенной достоверностью (Тренды ФСП-1): программа для ЭВМ / В.А. Антонов, М.В. Яковлев. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, - 2011.

****

УДК 519.863

О ДОСТОВЕРНОСТИ ФУНКЦИОНАЛЬНО-ФАКТОРНЫХ УРАВНЕНИЙ РЕГРЕССИИ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМИСЯ ПАРАМЕТРАМИ

В.А. Антонов, (343)350-37-09, Antonov@igduran.ru
Институт горного дела УрО РАН, г Екатеринбург, Россия

It is considered theoretically and on practical examples new criterion in estimation it is authentic the regress equations. The criterion is based on conformity of deviations of regress from for-given for its construction of points to an interval of a dispersion of their reproducibility, established with the accepted probability.

Аннотация. Рассмотрен теоретически и на практических примерах новый критерий в оценке достоверности уравнения регрессии. Критерий основан на соответствии отклонений регрессии от заданных для ее построения точек интервалу дисперсии их воспроизводимости, установленному с принятой вероятностью.

Регрессию часто применяют при описании искомых закономерностей, установленных по результатам лабораторных или полевых геофизических измерений. Наиболее достоверно они представляются нелинейными уравнениями ФСП (функционально-факторными с самоопределяющимися параметрами) [1], т.к. указанные в них параметры функций не задаются априори, а объективно рассчитываются в ходе оптимизации уравнений. Достоверность регрессии выражается адекватностью построенного уравнения погрешности, с которой заданы значения зависимой величины в узловых точках (X_i, Y_i). Адекватность при большом их количестве устанавливают сравнением выборочных дисперсий воспроизводимости таких точек и отклонений от них линии регрессии с помощью F-критерия. По мере роста учтенных в регрессии функциональных факторов число степеней свободы остаточной вариации отклонений уменьшается. Часто в экспериментальных исследованиях удается получить небольшое количество (меньше 10-15) узловых точек. При такой ситуации число степеней свободы по вариациям отклонений линии регрессии быстро стремится к нулю, что приводит к ограничению применимости F-критерия или к тому, что он становится больше табличного значения, и параметры уравнения оказываются статистически незначимыми.

Учитывая возможность построения ряда разнофакторных уравнений ФСП, предлагается, с целью увеличения чувствительности, а также достижения более полной определенности и единственности в обнаружении достоверного из них, считать адекватным с доверительной вероятностью P уравнение, коэффициент детерминации которого находится в интервале значений коэффициента заданной детерминации $R^2_з$, установленном в соответствии с возможным изменением дисперсии воспроизводимости узловых значений Y_i зависимой величины, рассчитанным с указанной вероятностью по распределению Пирсона.

Дисперсия воспроизводимости значений Y_i может быть разной: $D_в$ – рассчитанной непосредственно по выборкам результатов многократных измерений величины Y в узловых точках или измерений на значимых i-интервалах аргументов; $D_и$ - рассчитанной на основе уже заранее известной и заданной погрешности отсчета зависимой величины, например, приведенной в паспорте измерительного средства.

Задав уровень значимости критерия α и определив квантили $\alpha_1 = \alpha/2$, $\alpha_2 = 1 - \alpha/2$, получим с доверительной вероятностью $P = 1 - \alpha$ в случае дисперсии $D_в$ интервал изменения генеральной дисперсии от $\frac{f \cdot D_в}{\chi^2_{\alpha_2, f}}$ до $\frac{f \cdot D_в}{\chi^2_{\alpha_1, f}}$, где f – степень свободы в ее расчете; $\chi^2_{\alpha 1, f}$, $\chi^2_{\alpha 2, f}$ – процентные точки распределения Пирсона. Соответственно, коэффициент заданной детерминации $R_з^2$ уравнения регрессии ограничен значениями снизу $R^2_{зн}$ и сверху $R^2_{зв}$. Они рассчитываются по формулам $R^2_{зн} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{N_i} (Y_{ij} - \overline{Y_i})^2}{\chi^2_{\alpha_1, f} \cdot D_{\overline{Y}}}$ и $R^2_{зв} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{N_i} (Y_{ij} - \overline{Y_i})^2}{\chi^2_{\alpha_2, f} \cdot D_{\overline{Y}}}$, где n – количество узловых точек; N_i – количество измерений в каждой узловой i-точке или в пределах значимого i-интервала аргументов; Y_{ij} – j-значение величины Y в узловой i-точке или в i-интервале аргументов; $\overline{Y_i}$ - среднее значение Y, рассчитанное в узловой i-точке или по i-интервалу аргументов; $D_{\overline{Y}}$ – дисперсия средних значений $\overline{Y_i}$.

В случае дисперсии $D_и$, когда конкретных данных по количеству воспроизведенных измерений нет, возможно, что выполняется неравенство $N_i > 25$. Тогда, допуская число узловых точек не менее 4 и условие $\sum_{i=1}^{n} N_i >> n$, примем приближенно $f = 100$. При этом генеральная дисперсия изменяется от $\frac{100 \cdot D_и}{\chi^2_{\alpha_2, 100}}$ до $\frac{100 \cdot D_и}{\chi^2_{\alpha_1, 100}}$. Здесь $\chi^2_{\alpha_1, 100}$, $\chi^2_{\alpha_2, 100}$ – процентные точки распределения Пирсона при значении $f = 100$. В этих условиях коэффициенты $R^2_{зн}$ и $R^2_{зв}$ рассчитываются по формулам $R^2_{зн} = 1 - \frac{100 \sum_{i=1}^{n} (\delta_i Y_i)^2}{\chi^2_{\alpha_1, 100} \cdot n D_y}$ и $R^2_{зв} = 1 - \frac{100 \sum_{i=1}^{n} (\delta_i Y_i)^2}{\chi^2_{\alpha_2, 100} \cdot n D_y}$, где δ_i - относительная погрешность значений Y_i; D_y – дисперсия зависимой величины, заданной в узловых точках. Отметим, что процентное распределение Пирсона при f=100 с высокой точностью (R^2=0,9976) аппроксимируется следующим полиномным степенным уравнением ФСП

$$\chi^2_{\alpha_к, 100} = 26{,}8771 \cdot \alpha_к^{75{,}9624} + 241{,}5892 \cdot \alpha_к^{0{,}01967} + 32{,}7320 \cdot \alpha_к^{1{,}70106} - 149{,}4109,$$

где $\alpha_к$ – квантиль распределения ($0 < \alpha_к < 1$).

Если в интервале $R^2_{зн} \le R^2 \le R^2_{зв}$ построено больше двух уравнений регрессии, то достоверно адекватным среди них считается уравнение, коэффициент детерминации которого расположен ближе к середине интервала [$R^2_{зн}$, $R^2_{зв}$].

В случаях, когда $R^2 < R^2_{зн}$, линия регрессии излишне удалена от узловых точек по сравнению с допуском, установленным с вероятностью P для погрешности заданных значений Y_i. Это может объясняться тем, что формула уравнения регрессии содержит неверно выраженные факторы, или они учтены недостаточно, т. е. некоторые действующие на практике факторы в формуле не отражены. Такое уравнение называется недостаточным по факторным функциям для достижения адекватности с принятой доверительной вероятностью P и не является достоверным.

При выполнении неравенства $R^2 > R^2_{зв}$ линия регрессии излишне приближена к узловым точкам по сравнению с допуском, установленным для погрешности значений Y_i. В этом случае формула уравнения регрессии содержит функции, неверно выражающие действие факторов, или они учтены с избытком, т. е. действие некоторых факторов на практике не подтверждается. Такое уравнение называется избыточным по факторным функциям для достижения адекватности с принятой доверительной вероятностью P. Поэтому, несмотря на возможно высокое значение коэффициента R^2, его так же нельзя считать достоверным.

Характерные особенности изменения граничных коэффициентов детерминации $R^2_{зв}$ и $R^2_{зн}$ показаны на рисунке 1. Чем больше принятая доверительная вероятность P обнаружить адекватное уравнение регрессии, тем больше разность $R^2_{зв}$-$R^2_{зн}$. При уменьшении погрешности значений Y_i коэффициенты $R^2_{зв}$ и $R^2_{зн}$ приближаются к единице, а разность между ними – к нулю. Следует добавить, что с увеличением доверительней вероятности P уменьшается вероятность исключить из числа адекватных уравнение, которое на самом деле является достоверным, и увеличивается вероятность принять за адекватное недостоверное уравнение. Поэтому уровень значимости α рекомендуется выбирать от 0,1 до 0,4.

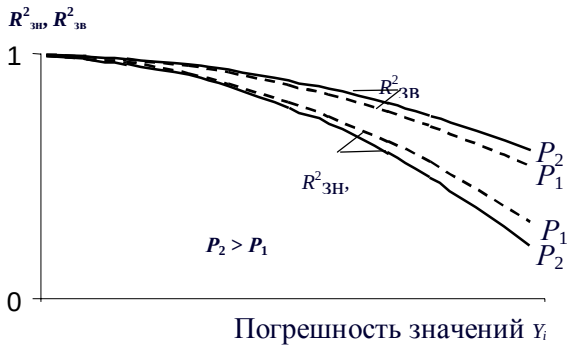


Рисунок 1 -
Характерные графики изменения граничных коэффициентов детерминации.

Применение предложенного критерия в оценке адекватности уравнений регрессии показано на примере 1. На рисунке 2 изображены узловые точки (X_i, Y_i), (δ=0,043, f=100), по которым построены следующие три полиномные степенные уравнения ФСП $Y(X)$ вида ПС СПС.

Тип уравнения	Количество степенных факторов	Математическое выражение уравнений ПС СПС	R^2
А-$X(\mu)$	1	$Y = - 422{,}5452 \cdot X^{-1{,}4776} + 117{,}6516$	0,7384
А-$X(\mu_1, \mu_2)$	2	$Y = 405{,}63204 \cdot X^{0{,}05507} - 4{,}38965 \cdot 10^{-15} \cdot X^{11{,}34} - 359{,}6819$	0,80636
А-$X(\mu_1, \mu_2, \mu_3)$	3	$Y = - 9{,}702916463 \cdot 10^{58} \cdot X^{-76{,}46246664} - 0{,}00092027 \cdot X^{5{,}54349} + 0{,}00093864 \cdot X^{5{,}537283} + 100{,}39$	0,87708

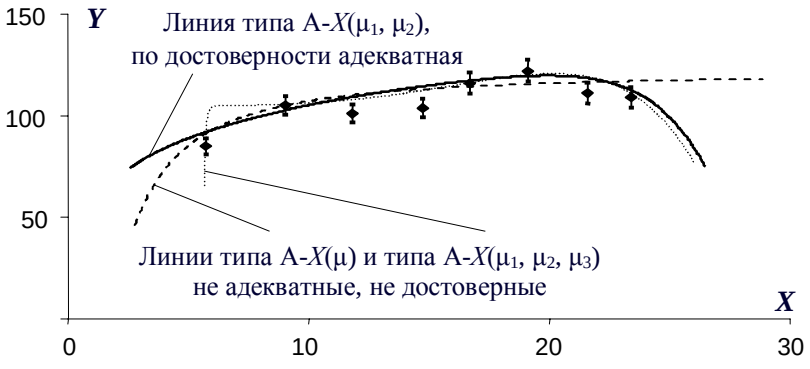


Рисунок 2 - Линии регрессии, построенные по Уравнениям ПС СПС с разной адекватностью.

Адекватными по двустороннему критерию Фишера с вероятностью P=0,7 являются два уравнения А-$X(\mu_1, \mu_2)$ и А-$X(\mu_1, \mu_2, \mu_3)$, что не приводит к единственности в их выборе. Адекватным по предлагаемому критерию является уравнение, линия регрессии которого с такой же вероятностью удалена от узловых точек на интервал, ограниченный значениями δ от 0,04 до 0,046, что соответствует интервалу R^2 от $R^2_{зн}$=0,7954 до $R^2_{зв}$=0,8510. Достоверным, т.е. адекватным таким условиям, является лишь одно уравнение типа А-$X(\mu_1, \mu_2)$.

Уравнения ФСП, а также оценка их адекватности, распространяются по осям аргументов на интервалы внутренние, между узловыми точками, и внешние (слева и справа от узловых точек), в которых еще сохраняется действие регрессионных факторов, функционально учтенных в уравнениях, а появление других факторов не предполагается.

Распространение регрессии покажем примере 2. В некоторых доступных точках профиля ***X***, пересекающего по подземным выработкам пласт медной руды, проведено геологическое опробование на содержание C в руде меди (δ=0,012). Требуется, по регрессии определить границы залежи кондиционной руды с содержанием меди не ниже 0,5 %.

Положим, что действие факторов гидротермального рудообразования, приводящих к распределению меди вдоль профиля, функционально выражается экспонентами. Выберем соответствующее уравнение ФСП типа А-$X(\beta_1, \beta_2)$. На рисунке 3 показаны точки геологического опробования, а также формула и график построенного по ним упомянутого адекватного (P=0,9) уравнения.

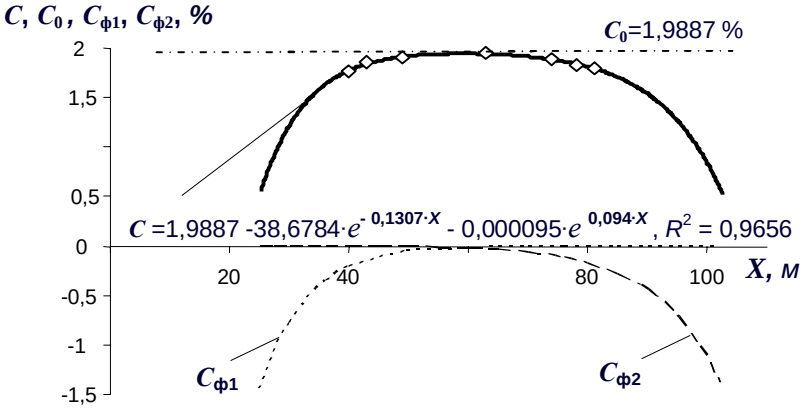


Рисунок 3 - Графики распределения меди на геологическом профиле, проведенные по уравнению регрессии типа А-$X(\beta_1, \beta_2)$ и составляющим его факторным функциям.

Здесь же изображены графики отрицательных факторных функций $C_{ф1}$ и $C_{ф2}$, уменьшающих первоначальную концентрацию C_0 меди на концах профиля, соответственно, слева и справа. Залежь с содержанием меди не ниже 0,5 % расположена в интервале профиля 25 - 103 м.

Список литературы

1. Антонов В.А. Построение интерпретационных уравнений регрессии с самоопределяющимися показателями. // Геодинамика, глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. С.17-22.

****

УДК 004.42

КОМПЬЮТЕРНАЯ ПРОГРАММА ПОСТРОЕНИЯ ДВУМЕРНЫХ УРАВНЕНИЙ НЕЛИНЕЙНОЙ РЕГРЕССИИ

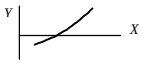
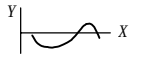
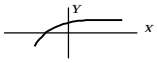
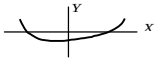
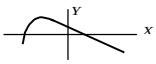
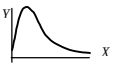
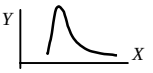
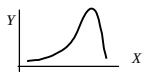
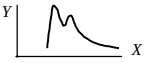
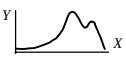
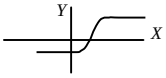
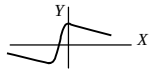
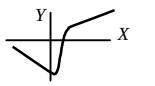
В.А. Антонов, М.В. Яковлев (343)350-37-09, Antonov@igduran.ru
Институт горного дела УрО РАН, г Екатеринбург, Россия

Data on the computer program carrying out calculation and construction of some the two-dimensional is functional-factorial equations of nonlinear regress with self-defined parameters and raised by reliability are presented.

Аннотация. Представлены сведения о компьютерной программе для ЭВМ, проводящей расчет и построение ряда двумерных функционально-факторных уравнений нелинейной регрессии с самоопределяющимися параметрами и повышенной достоверностью.

Двумерные уравнения регрессии геолого-геофизических и других величин рассчитывают с помощью известных математико-статистических компьютерных программ, например, Excel, Stadia, SPSS, Statistica, в которых для оптимизации уравнений применен метод наименьших квадратов (МНК). Поэтому небольшой перечень таких уравнений ограничивается непосредственно линейной или сводящейся к ней регрессией. Реальные связи между экспериментально измеренными в лабораторных и полевых условиях геофизическими величинами в подавляющем большинстве случаев намного сложнее и описываются уравнениями нелинейной регрессии, в которых требуется еще оптимизировать параметры функций, содержащихся в уравнениях. Для этого, например, в программе MathCad, в дополнение к МНК применяется оптимизация численно-итерационным методом Левенберга-Марквардта.

Таблица 1 - ДВУМЕРНЫЕ УРАВНЕНИЯ НЕЛИНЕЙНОЙ РЕГРЕССИИ ФСП-1

Тип уравнения (самоопределяющиеся параметры)	Формула уравнения	Характерный график
ПОЛИНОМНЫЕ СТЕПЕННОЙ ФУНКЦИИ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМИСЯ ПОКАЗАТЕЛЯМИ СТЕПЕНИ μ (ПС СПС), $X > 0$		
A-X(μ)	$Ax^{\mu} + B$	
A-X(μ_1, μ_2)	$A_1 x^{\mu_1} + A_2 x^{\mu_2} + B$	
A-X(μ_1, μ_2, μ_3)	$A_1 x^{\mu_1} + A_2 x^{\mu_2} + A_3 x^{\mu_3} + B$	
ПОЛИНОМНЫЕ ПОКАЗАТЕЛЬНОЙ ФУНКЦИИ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМИСЯ КОЭФФИЦИЕНТАМИ β В ПОКАЗАТЕЛЯХ СТЕПЕНИ (ПП СК)		
A-X(β)	$A\ a^{\beta x} + B$	
A-X(β_1, β_2)	$A_1 a^{\beta_1 x} + A_2 a^{\beta_2 x} + B$	
ПОЛИНОМНОЕ ПОКАЗАТЕЛЬНОЙ И ЛИНЕЙНОЙ СТЕПЕННОЙ ФУНКЦИЙ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМСЯ КОЭФФИЦИЕНТОМ β В ПОКАЗАТЕЛЕ СТЕПЕНИ (ППЛС СК)		
A-X(β, μ =1)	$A_1 a^{\beta x} + A_2 x + B$	
НОРМАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМИСЯ СМЕЩЕНИЕМ $\bar{x}$ И КОЭФФИЦИЕНТОМ σ (НР СК), σ> 0		
M-X($\bar{x}$, σ)	$A\ \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}}$	
ПОЛИНОМНОЕ ПОКАЗАТЕЛЬНОЙ И НОРМАЛЬНО РАСПРЕДЕЛЕННОЙ ФУНКЦИЙ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМИСЯ СМЕЩЕНИЕМ $\bar{x}$ И КОЭФФИЦИЕНТАМИ β, σ (ППНР СК), σ > 0		
AM-X(β, $\bar{x}$, σ)	$A_1 a^{\beta x} + A_2 \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}} + B$	
ПОЛИНОМНЫЕ ФУНКЦИЙ АССИМЕТРИЧНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМИСЯ СМЕЩЕНИЯМИ x_o, ОСНОВАНИЯМИ a И ПОКАЗАТЕЛЯМИ СТЕПЕНИ μ (ПАР СП), $X > 0$, a >1, μ > 0		
M-X(a, μ)	$A\left[x\ a^{-x}\right]^{\mu} + B$	
M-X(a, μ, $x > x_o$)	$A\left[(x - x_o)\, a^{x - x_o}\right]^{\mu} + B$	
M-X(a, μ, $x < x_o$)	$A\left[(x_o - x)\, a^{x - x_o}\right]^{\mu} + B$	
AM-X(a_1, a_2, μ_1, μ_2, $x> x_{01}$, $x > x_{02}$)	$A_1\left[(x - x_{01})\, a_1^{x - x_{01}}\right]^{\mu_1} + A_2\left[(x - x_{02})\, a_2^{x - x_{02}}\right]^{\mu_2} + B$	
AM-X(a_1, a_2, μ_1, μ_2, $x < x_{01}$, $x < x_{02}$)	$A_1\left[(x_{01} - x)\, a_1^{x - x_{01}}\right]^{\mu_1} + A_2\left[(x_{02} - x)\, a_2^{x - x_{02}}\right]^{\mu_2} + B$	
AM-X(a_1, a_2, μ_1, μ_2, $x_{01}< x < x_{02}$)	$A_1\left[(x_{01} - x)\, a_1^{x - x_{01}}\right]^{\mu_1} + A_2\left[(x - x_{02})\, a_2^{x - x_{02}}\right]^{\mu_2} + B$	
ПЕРЕХОДНЫЕ КВАЗИСТУПЕНЧАТЫЕ С САМООПРЕДЕЛЯЮЩИМИСЯ СМЕЩЕННЫМ ЦЕНТРОМ x_0 И КОЭФФИЦИЕНТОМ КРУТИЗНЫ ПЕРЕХОДА β (ПКС СП) (Г – горизонтальные, П – параллельные)		
A-X(x_0, β)Г	$\frac{A}{1 + e^{\beta(X - X_o)}} + B$	
A-X(x_0, β)П	$\frac{A_1}{1 + e^{\beta(X - X_o)}} + A_2 (X - X_o) \sum_{i=2}^{i=3} \frac{1}{1 + e^{(-1)^i \cdot \frac{200(X - X_o)}{(Xn - X_1)}}} + B$	
A-X(x_0, β)	$\frac{A_1}{1 + e^{\beta(X - X_o)}} + \sum_{i=2}^{i=3} \frac{A_i (X - X_o)}{1 + e^{(-1)^i \cdot \frac{200(X - X_o)}{(Xn - X_1)}}} + B$	

Однако, его сходимость неустойчива и зависит от выбора пользователем стартовой точки и поискового параметра, определяющего направление и шаг итерации. Поскольку чаще всего их значения неизвестны, то построение большого числа востребованных и практически значимых уравнений нелинейной регрессии до сих пор остается сложной проблемой.

В результате исследований [1], проведенных в Институте горного дела УрО РАН, доказано, что уравнения нелинейной регрессии эффективно оптимизируются при совместном применении МНК и предложенного Антоновым В. А. более простого и надежного численного метода приближений параболической вершины (МППВ). Данный метод реализован в компьютерной программе для ЭВМ «Уравнения нелинейной регрессии, тренды двумерные функционально-факторные с самоопределяющимися параметрами и повышенной достоверностью (Тренды ФСП-1)» [2], разработанной в Институте. Ее главное отличие от известных программ состоит в том, что регрессия строятся по функционально-факторному принципу, согласно которому входящие в уравнения функции задаются в общем виде и рассматриваются как математически выраженные факторы влияния природных или каких-либо иных процессов на искомую регрессию. Пользователю не нужно априори задавать функциональные параметры уравнений, например, показатели степени. Они рассчитываются, с учетом особенностей распределения заданных узловых точек, по критерию достижения наибольшего коэффициента детерминации уравнений как оптимальные в области рациональных чисел (дробных, положительных и отрицательных) самой программой. Поэтому уравнения ФСП распространяются в широких интервалах интерполяции и экстраполяции со значительно большей достоверностью по сравнению с уравнениями, где функции выбраны формально, а их параметры подобраны искусственно.

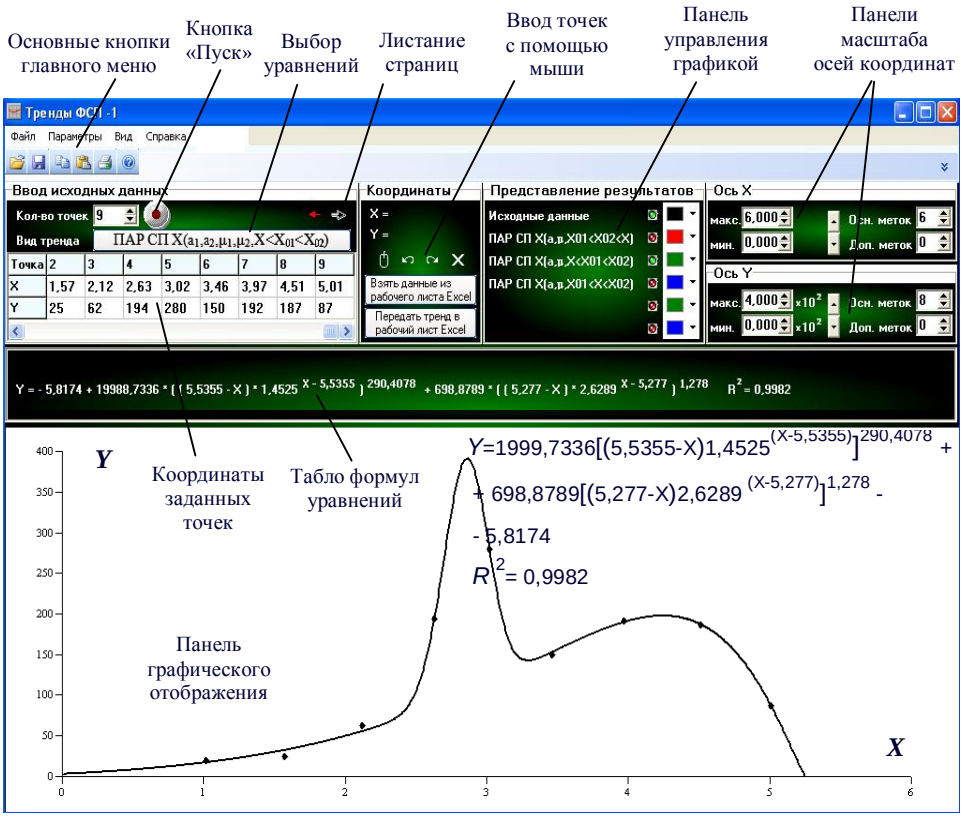


Рисунок 1 - Главная страница программы.

Перечень содержащихся в программе уравнений нелинейной регрессии приведен в таблице 1. Вид главной страницы программы изображен на рисунке 1. Отсюда открываются следующие дополнительные окна: выбора параметров построения уравнений; выбора вида и

типа уравнений; задания погрешности входных значений зависимой величины: окно работы с проектами, окно подписей к графикам.

Входные независимые X_i и зависимые Y_i значения узловых i-точек, по которым проводится регрессия, и вставляются в программу разными способами - вручную с помощью мыши, из текстового файла, из файла Excel или из буфера обмена. После построения уравнений их формулы и графики, а также исходные данные, можно сохранить в текстовый файл, в файл Excel или в буфер обмена. В окне проекта накапливаются и просматриваются совместно или отдельно графики разных уравнений. В окне «Параметры» устанавливаются режимы расчета уравнений по относительной погрешности от 0,1 до 0,0001, либо по максимальному количеству итераций. Погрешность значений зависимой величины в опорных точках задается для автоматического выбора программой наиболее достоверного уравнения ПС СПС по признаку его адекватности.

Приведем пример практического применения программы. На рисунке 2 треугольниками обозначены интервальные приращения ускорения свободного падения Δg на участке поверхностного профиля горных пород, полученные по данным гравитационных измерений. Наиболее резкий переход точек в середине профиля с увеличивающимися значениями Δg объясняется влиянием горных пород с избыточной массой, находящихся во второй половине профиля. Для математического отображения данного перехода Δg выберем из меню программы уравнение квазиступенчатой функции ПКС СП типа А-X(x_0, β). Зададим погрешность расчетов 0,001, число десятичных разрядов 4. После запуска программа строит уравнение

$$\Delta g = \frac{0{,}4464}{1+e^{-0{,}1861(X-50{,}7821)}} - \frac{0{,}002(X-50{,}7821)}{1+e^{2{,}5(X-50{,}7821)}} + \frac{0{,}0011(X-50{,}7821)}{1+e^{-2{,}5(X-50{,}7821)}} - 0{,}2748 ,$$

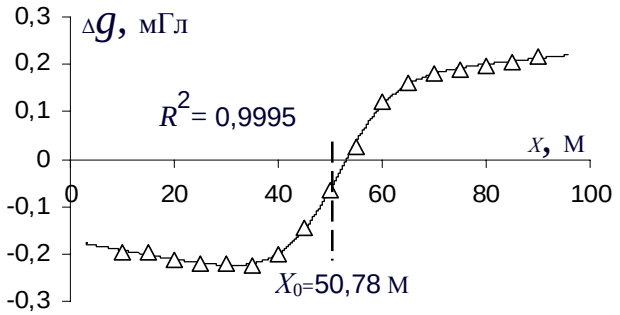


Рисунок 2 – Пример построения программой уравнений ФСП

график которого проведен на рисунке 2 сплошной линией. Из уравнения следует, что избыточная масса горных пород расположена на интервале профиля X>50,78 м.

В заключение отметим, что продолжительность расчетов и построения программой большинства уравнений не превышает одну секунду. Ее объем не больше 10 МБ. Программу можно применять в областях промышленности, науки и техники, где требуется построение регрессии величин математических и физических, разных параметров и показателей, например, социологических, технических, экономических.

Список литературы

1. Антонов В.А. Об одном методе построения полиномных трендов с самоопределяющимися показателями и коэффициентами. // Экономика и математические методы. - 2010.- том 46, - № 2. - С. 78 - 88.

2. Антонов В.А., Яковлев М.В. Уравнения нелинейной регрессии, тренды двумерные функционально-факторные с самоопределяющимися параметрами и повышенной достоверностью (Тренды ФСП-1): программа для ЭВМ. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2011.

****

УДК 550.837

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ДИПОЛЯ ДЛЯ НЕПРЕРЫВНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

А.В. Архиереев, тел. +7-950-63-57-634, e-mail: Sanek0509@mail.ru
Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Annotation. *Research of possibility of application of an inductive source in the form of a horizontal magnetic dipole for studying of physical-geometrical parameters of the multilayered environment under characteristics of a created electromagnetic field is conducted.*

Для проведения инженерных геофизических изысканий на малых глубинах (до 50 метров) предлагается технология (метод) непрерывного индуктивного электромагнитного профилирования на переменном токе, предназначенная для определения геоэлектрических свойств изучаемой среды.

Технология заключается в возбуждении в проводящем полупространстве (земле) электромагнитного поля с помощью установки, состоящей из излучателя в виде горизонтального магнитного диполя, питаемого переменным током от генераторного устройства. Измерительное устройство (одно или несколько), регистрирующее с помощью датчиков составляющие магнитного и электрического поля, расположено на фиксированном расстоянии *R* от излучателя (разнос установки) и буксируются вместе с излучателем и генератором транспортным средством с постоянной скоростью *V*.

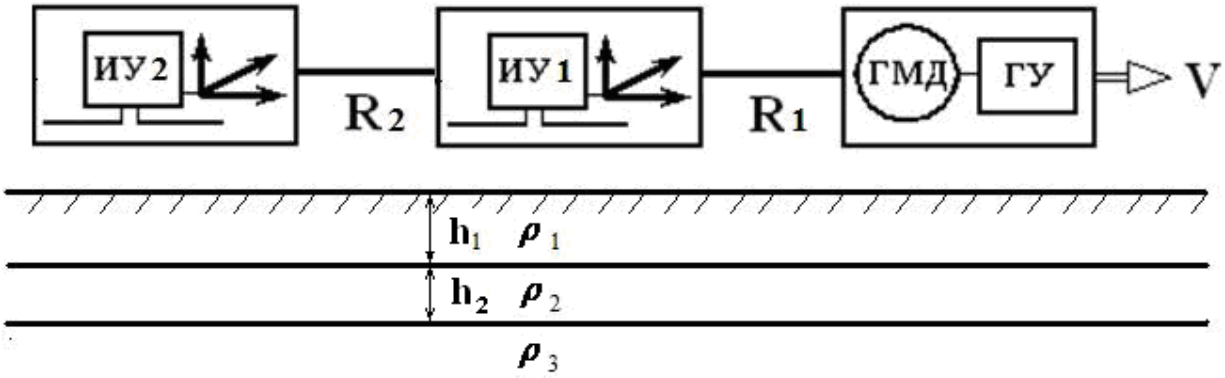


Рис. 1. Установка непрерывного индуктивного профилирования.

Измерительное устройство ИУ1 (ИУ2) непрерывно регистрирует величины составляющих напряженности магнитного поля, измеряемые с помощью индуктивных катушек и величину составляющей напряженности электрического поля, направленной вдоль линии исследований, измеряемой с помощью незаземленной линии (отрезка изолированного кабеля).

Регистрация величины составляющих электромагнитного поля выполняется для основной рабочей частоты *f* генераторного устройства (1-й гармоники) и нечетных гармоник, включая 13-ю, что позволяет в каждой текущей точке измерений исследовать вертикальную неоднородность проводящего разреза по удельному электрическому сопротивлению, аналогично измерениям при частотных электромагнитных зондированиях.

Глубинность метода зависит от разноса *R1* (*R2*) между излучателем и измерительным устройством, от применяемой рабочей частоты *f* электромагнитного поля, а также от измеряемой гармоники сигнала и удельного сопротивления среды.

Особенностью предлагаемой технологии, отличающей ее от применяемого метода дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП), является использование излучателя в виде горизонтального магнитного диполя (ГМД) с моментом, направленным

перпендикулярно линии профиля исследований.

Метод непрерывного индуктивного профилирования сочетает в себе ряд методических и технических достоинств, присущих нескольким методам исследований:

– высокую скорость проведения геоэлектрических исследований;
– бесконтактный способ возбуждения и измерений электромагнитного поля;
– слабая зависимость от рельефа местности по исследуемому профилю;
– выявление неоднородностей разреза по латерали, присущее методам электромагнитного профилирования;
– выявление неоднородностей разреза по вертикали, присущее методам частотного электромагнитного зондирования.

Для изучения закономерностей изменения электромагнитного поля решена задача о поле ГМД на дневной поверхности от слоисто-неоднородной среды [1-4]. Получены рекуррентные формулы для расчета коэффициентов составляющих вектор-потенциала магнитного типа в N-слойной среде.

В экваториальной плоскости диполя $x = 0$ расчетные формулы имеют вид:

$$E_y = -j\omega\mu_o \frac{JS}{4\pi}\frac{1}{y}\int_0^\infty \lambda\gamma \cdot J_1(\lambda y)d\lambda \cdot \qquad (1)$$

$$H_x = \frac{JS}{4\pi}\frac{1}{y}\int_0^\infty \lambda^2\gamma J_1(\lambda y)d\lambda, \quad H_z = 0 \qquad (2)$$

Пример расчета составляющих электромагнитного поля по программе GMD_sloi для модели двухслойной среды с проводником в основании приведен на рис.2.

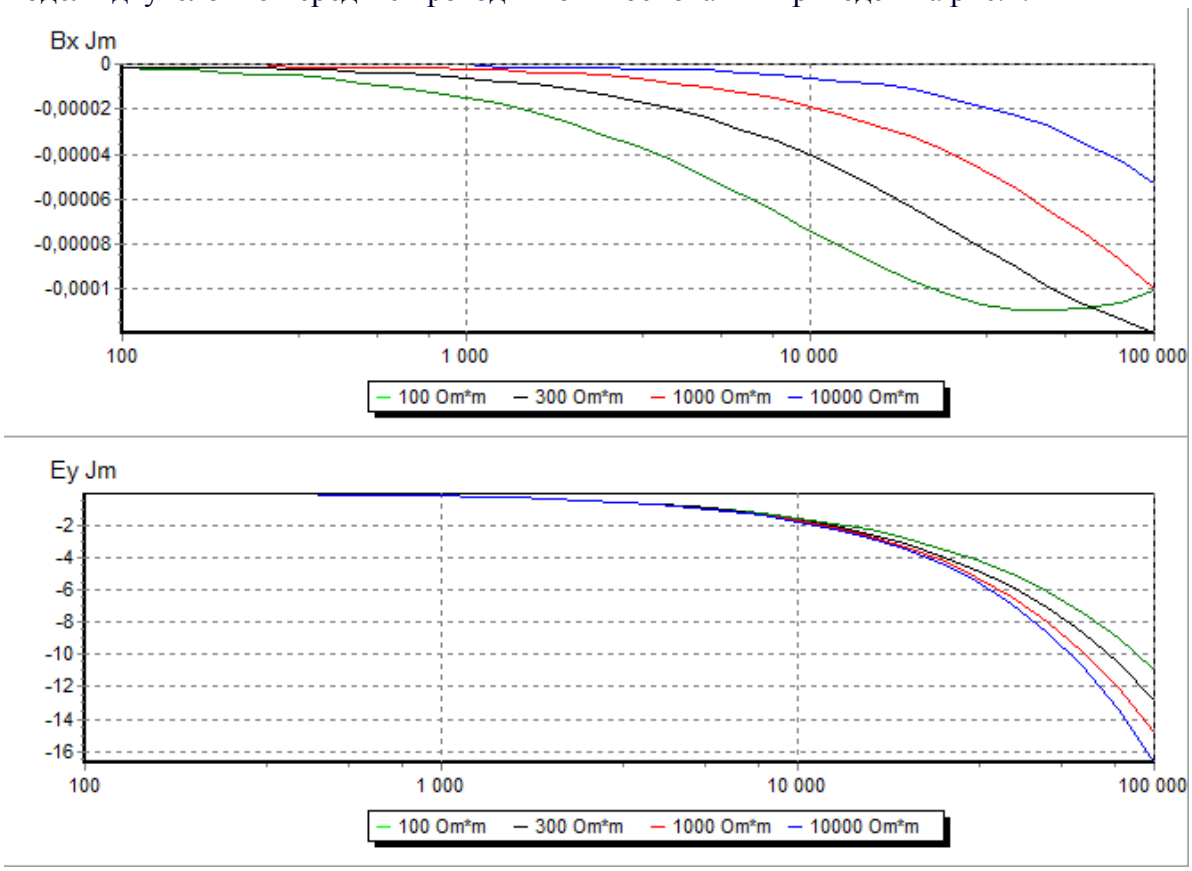


Рис. 2. Графики мнимых составляющих Bx(нТл) и Ey (мкВ/м) для двухслойной среды. Шифр кривых - удельное сопротивление нижнего полупространства, удельное сопротивление верхнего слоя ρ =3000 Ом*м, мощность h = 15 м. Разнос R = 60 м.

Анализ выполненных расчетов показывает, что выделение слоев, отличающихся по удельному сопротивлению от подстилающего полупространства (диэлектрика или проводника) возможно при разносах *R* больше 40 метров и частотах *f* выше 5 - 10 кГц (в дальней волновой зоне). При этом предпочтительнее выполнять фазочувствительные измерения составляющих напряженности электрического поля и магнитной индукции (*Jm Ey* и *Jm Bx*).

Литература.

1. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе –Л., Недра, 1965.
2. Гасаненко Л.Б., Молочнов Г.В. Электромагнитное поле горизонтального магнитного диполя над горизонтально-слоистой структурой. // Уч. Записки ЛГУ. № 249. Вып. 10. 1958. С.45-62.
3. Заборовский А.И. Переменные электромагнитные поля в электроразведке. -М.: Изд. МГУ. 1960. 186 с.
4. Краев А.П. Основы геоэлектрики. 2-е изд. -Л.: Недра. 1965. 587 с.

****

УДК 550.380

НОВАЯ ОБЛАСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ СКВАЖИННОЙ МАГНИТОМЕТРИИ

Ю.Г. Астраханцев, Н.А. Белоглазова, И.И. Глухих.
тел.(343)267-88-90, факс (343)267-88-72, e-mail:skvgeoph@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Достоверность результатов, полученных при ядерно-магнитном каротаже (ЯМК), напрямую зависит от содержания магнитных минералов в разрезе скважины, увеличение которых приводит к увеличению градиента и неоднородности магнитного поля. Оценка общей естественной намагниченности и магнитной восприимчивости горных пород, приведенные по результатам скважинной магнитометрии, и расчленение разреза по магнитным свойствам позволит выбрать оптимальные параметры ЯМК.

Abstract. *The authenticity of the results received by nuclear-magnetic logging (NML) directly depends on magnetic minerals content in a borehole's section, the increase of which leads to increase of the gradient and inhomogeneity of a magnetic field. An evaluation of total natural magnetization and magnetic susceptibility of rocks conducted according to the results of borehole magnetometry and differentiation of a section according to magnetic properties allow to select optimum NML parameters.*

Применение метода ядерно-магнитного резонанса (ЯМР) в искусственных магнитных полях открыло новые возможности исследования свойств пластов и пластовых флюидов [1, 2]. Появилась возможность оценить общую пористость пласта и разложить ее на компоненты: эффективную пористость, пористость капиллярно-связанной воды и микропористость глин [3]. Высокая эффективность метода, в немалой степени, связана с возможностью точного расчета намагничивающего магнитного поля и высокочастотного поля, вызывающего прецессию, в заданной зоне исследования [4]. Но существенную погрешность при этом может вызвать изменение магнитных свойств среды [4, 5]. Как показали лабораторные исследования [6], время поперечной релаксации жидкости T_2, насыщающей пористую среду, зависит от свойств поверхности пор. Повышенное содержание магнитных минералов в пластах приводит к увеличению локального градиента магнитного поля, что, в свою очередь, сокращает время релаксации флюида.

Получение дополнительной информации о магнитных свойствах пород, слагающих стенки скважины, позволит скорректировать интерпретацию полученных результатов ЯМР.

Включение в комплекс ГИС при исследовании нефтегазовых месторождений метода скважинной магнитометрии может внести существенный вклад в решение этой проблемы.

В настоящее время в Институте геофизики УрО РАН разработан и испытан комплексный скважинный магнитометр-инклинометр МИ-3803 [7], построенный на базе феррозондов с использованием акселерометров АТ-1306, являющийся базовым из серии данного типа скважинных магнитометров-инклинометров. Прибор позволяет проводить непрерывные измерения одновременно трех составляющих вектора геомагнитного поля, величины магнитной восприимчивости горных пород, магнитного азимута, зенитного и визирного углов скважины.

В зависимости от условий измерений, скважинный прибор может быть помещен в корпус диаметром от 38 до 70 мм. Прибор работает с использованием одножильного бронированного кабеля длиной до 6 км. Регистрация информации осуществляется в режиме непрерывной передачи данных, что позволяет его стыковать не только с персональными компьютерами, но и с компьютеризированными каротажными комплексами типа «Гектор», «Вулкан», разработки фирмы «Эликом», г. Уфа.

Блок магнитной восприимчивости содержит æ-датчик, состоящий из намагничивающей катушки, приемного феррозонда и компенсационной катушки. Сигнал с феррозонда преобразуется той же схемой магнитометра в сигнал постоянного тока и далее в цифровой код.

Программно-методическое обеспечение позволяет реализовать непрерывную регистрацию измеряемых величин параллельно с коррекцией глубин по магнитным меткам, их предварительную обработку и визуальный просмотр информации в процессе измерения.

ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СКВАЖИННОГО МАГНИТОМЕТРА-ИНКЛИНОМЕТРА МИ-3803М

Диапазон измерений:	
-составляющих вектора геомагнитного поля	$\pm 80 \cdot 10^3$ нТл
-азимута скважины	0 – 360°
-угла отклонения скважины от вертикали	0 – 180º
-магнитной восприимчивости	$100 \cdot 10^{-5} \div 5$ ед. СИ
Погрешность измерений:	
-составляющих вектора геомагнитного поля	$\pm 0{,}01 \cdot Z \pm 20$ нТл
-азимута (при зенитном угле >2º)	±1,5º
-зенитного угла	±10′
Условия эксплуатации:	
-температура	-10 ÷ 120 ºС
-давление	до 100 МПа

Регистрируемые параметры в двоичных кодах записываются в память компьютера. Последующая программная обработка включает расчет Z- и H-составляющих магнитного поля, азимута, зенитного и визирного углов скважины в функции глубины с внесением всех поправок в измеренные параметры. Выходные данные представляются в LAS-формате.

Программное обеспечение для интерпретации скважинных измерений позволяет определять пространственное положение и элементы залегания магнитных тел, подсеченных скважиной, производить построение векторов аномального магнитного поля, расчет азимута и угла наклона границ магнитных сред по скачкам магнитного поля, определение намагниченности горных пород, вычислять намагниченность горных пород моделировать магнитное поля от нескольких тел.

Оценка естественной намагниченности горных пород, вскрытых скважиной, проводится по измеренным значениям составляющих геомагнитного поля и магнитной восприимчивости пород в скважине. В основном имеющиеся программы направлены на определение вертикальной (остаточной и индуцированной) намагниченности [8, 9]. Методика вычисления по результатам скважинных измерений полной естественной намагниченности пород предложена в работе [10]. Методика основана на аппроксимации магнитных пластов тонкими призмами. Критерием достоверности предлагаемой модели объекта с вычисленными значениями естественной намагниченности является сходимость измеренного и рассчитанного магнитных полей. Получаемая информация позволяет проводить дополнительное расчленение разреза по величине и направлению естественной намагниченности пород.

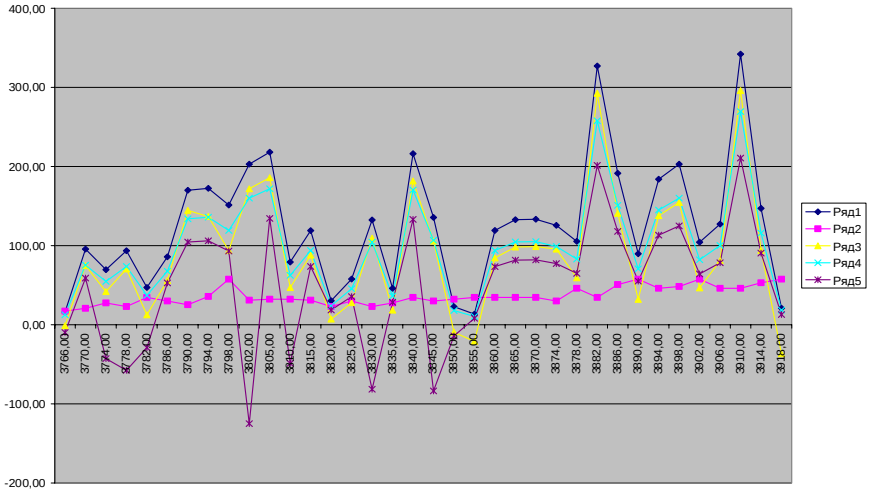


Рис. 1. Результаты расчета различных видов естественной намагниченности по скв. 504В
1- полная намагниченность, сА/м,
2 -наведенная намагниченность, сА/м
3 - остаточная намагниченность, сА/м
4 - горизонтальная составляющая полной намагниченности, сА/м
5 - вертикальная составляющая полной намагниченности, сА/м

Апробация предложенного алгоритма и разработанной на его основе программы для слабомагнитных объектов была проведена на примере скв. 504В глубоководного морского бурения на Коста-Риканском рифте [11]. Основой послужили магнитометрические измерения в скважине, выполненные сотрудниками Института геофизики [12] (рис.1).

В интервале 3764-3920 м модуль естественной намагниченности меняется от 2,0 до 560 сА/м. С учетом изменения азимута и наклона общей естественной намагниченности, в разрезе скважины выделены три интервала. Первый, представленный плагиоклаз-оливиновыми порфировыми базальтами, характеризуется средней величиной общей естественной намагниченности 90 сА/м, углом наклона -38º и азимутом -131º. Второй, где в интервале глубин 3790-3850 м встречены пиллоу-базальты, имеет средние значения, соответственно, 119 сА/м, -11º, +13º. Третий интервал, для которого характерно переслаивание плагиоклаз-оливиновых порфировых, флоу- и плагиоклаз-оливин-хлоритовых порфировых базальтов, характеризуется средними значениями, соответственно, 183 сА/м, +49º и +38º. При известной величине магнитной восприимчивости пород, предлагаемая методика позволяет оценить и их естественную остаточную намагниченность. В скв. 504В выделенные интервалы отличаются и по естественной остаточной намагниченности: первый интервал – среднее значение модуля 97 сА/м, наклонение -13º, азимут -63º; второй интервал – соответственно, 113 сА/м, +4º, -1º; третий интервал – также, соответственно, 161 сА\м, +26º и +73º.

Таким образом, оценка общей естественной намагниченности по результатам скважинной магнитометрии, расчленение разреза по магнитным свойствам позволят выбрать оптимальные параметры ядерно-магнитного каротажа для изучения нефтегазовых залежей.

Литература:

1. Ядерно-магнитный томографический каротаж / Р.Т. Хаматдинов, Е.М. Митюшин, В.Ю. Барляев и др. // Каротажник, 2002. № 100. С. 138-171.

2. Расширение возможностей производственного применения российской технологии ядерно-магнитного каротажа в искусственном поле / В.Ю. Барляев, В.В. Барташевич, В.К. Громцев и др. // Каротажник, 2006. № 2-4. С. 97-107.
3. *Мурцовкин В.А., Митюшин Е.М., Малинин А.В.* Выбор режимов измерений при ядерно-магнитном каротаже для определения нефтенасыщенности продуктивных пластов // Геофизика, 2004. № 4. С. 10-26.
4. *Матюшин Е.М., Барляев В.Ю., Мурцовкин В.А., Хаматдинов Р.Т.* Первый российский прибор ядерно-магнитного каротажа с использованием поля постоянных магнитов // Геофизика, 2000. № 1. С. 43-50.
5. *Мурцовкин В.А., Топорков В.Г.* Новая технология петрофизических исследований керна, шлама и флюидов // Каротажник, 2000. № 69. С. 84-96.
6. *Keating K, Knight R.* A laboratory study to determine the effect of iron oxides on proton NMR measurements // Geophysics, 2007. V. 72. № 1. P. E27–E32.
7. *Астраханцев Ю.Г.* Аппаратурно-методический комплекс для магнитометрических измерений сверхглубоких и разведочных скважин: Дис. … док. тех. наук. Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, 2003.
8. *Бахвалов А.Н., Иголкина Г.В., Портнов В.С.* Определение намагниченности пород в скважине по результатам измерения магнитного поля и магнитной восприимчивости // Геология и разведка, 1992. № 2. С. 116-121.
9. *Иголкина Г.В., Бахвалов А.Н.* Определение намагниченности зон магнетитовой минерализации по данным скважинной магнитометрии // Наука и образование - ведущий фактор стратегии «Какзахстан-2030»: Тр. Междун. науч. конф. Караганда, 1998. С. 692-695.
10. *Иголкина Г.В., Белоглазова Н.А.* Определение намагниченности пород по измерениям внутреннего магнитного поля и магнитной восприимчивости в сверхглубоких скважинах // Теория и практика геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электромагнитных полей: Тр. Междун. конф. Воронеж: Квадрат, 1996. С. 86-87.
11. Скважинная магнитометрия при изучении магнитоактивного слоя океанической земной коры / Ю.Г. Астраханцев, А.Н. Бахвалов, Н.А. Белоглазова и др. // Науки о Земле – Найти и извлечь: Тр. Междун. конф. СПб, 2006. (С033).
12. *Ponomarev V.N., Nekhoroshkov V. L.* First measurements of the magnetic field within ocean crust // Initial reports of the deep sea drilling project. Leg 68 and 69. Washington, 1983. V. LXIX. P. 271–279.

****

УДК 55.380.2

НОВАЯ МАГНИТНАЯ СТАНЦИЯ – БАЙГАЗАН (ГОРНЫЙ АЛТАЙ, ТЕЛЕЦКОЕ ОЗЕРО)

А.И. Бакиянов, А.А. Бетёв, А.Ю. Гвоздарев, Е.О. Учайкин gvozdarev@ngs.ru
Горно-Алтайский государственный университет; Горно-Алтайск, Россия

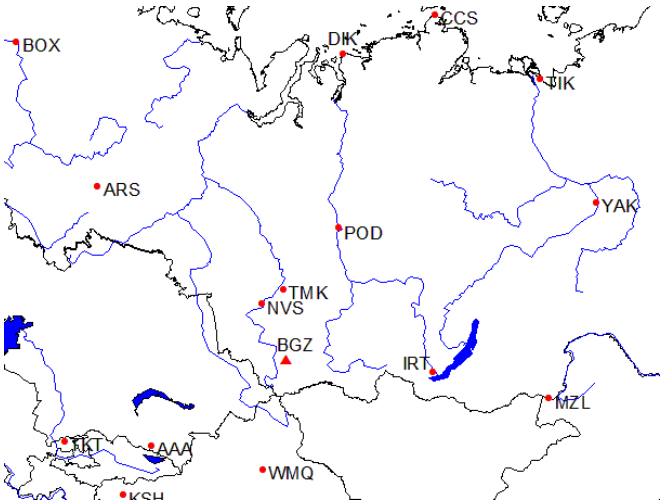
The new magnetic station "Baygazan" (N51˚45.596’, E87˚25.916’) started the continuous DHZ-geomagnetic variation observations since 3/12/2009 at 5 Hz frequency by means of modified quartz magnetic station "Quartz-3EM". Results of observations at Altay has compared with variations at Novosibirsk. It is shown that magnetic noise at Altay is very small and is equaled 0.01 nT.

03.12.2009 г. на кордоне Алтайского заповедника Байгазан (Телецкое озеро, 15 км от села Артыбаш, координаты N51˚45.596’, E87˚25.916’) начала работать новая магнитная станция. Станция удалена от промышленных объектов и транспортных магистралей, а ее расположение на территории заповедника гарантирует неизменность магнитной обстановки в течение длительного периода. Подъезд к кордону возможен только по озеру (на кордоне есть моторная лодка и катер), зимой – по льду (с середины января до начала апреля). Выбору

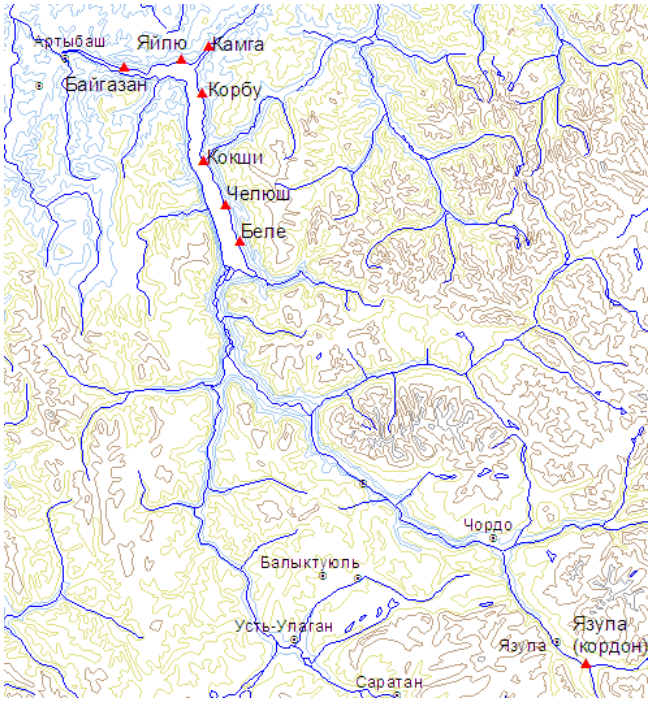
места предшествовала работа по рекогносцировочной съемке в окрестностях кордонов Алтайского заповедника [1]. При этом во время посещения кордонов проведен сравнительный анализ факторов, влияющих на качество регистрации.

В окрестностях кордона магнитное поле довольно однородно: магнитная съёмка окрестностей в радиусе километра от расположения станции показала, что поле меняется в диапазоне 400 нТл. В основном магнитные аномалии располагаются в прибрежной полосе, ближайшая с амплитудой 250 нТл – на расстоянии 180 м от станции.

На территории кордона согласно рекомендациям из [2] возведен павильон для магнитовариационных измерений из немагнитных материалов (рис.1). Проверка градиента поля рядом с постаментом после завершения строительства павильона показала, что он не превышает 0.9 нТл/м.



а



б



в



г

Рис. 1. Станция Байгазан: а – расположение станции (BGZ) относительно геомагнитных обсерваторий, б - расположение обследованных кордонов Алтайского заповедника (отмечены треугольниками), в – вариационный павильон, г – ЦМВС «Кварц-3ЕМ» в термоящике.

На станции установлена цифровая магнитовариационная станция (ЦМВС) «Кварц-3ЕМ», предоставленная обсерваторией «Арти». Для ЦМВС лабораторией робототехники Горно-Алтайского госуниверситета (ГАГУ) разработан и изготовлен новый цифровой регистратор [3]. При этом удалось улучшить параметры станции: была достигнута чувствительность регистрирующей части до 0.005 нТл при отсчётной точности 0.1 пТл. К

контроллеру подключен GPS (A1080), который используется для синхронизации (раз в час) регистратора по шкале UT с точностью 1 сек. Рабочий диапазон температур регистратора $-30...50^{\circ}C$, блока усилителей $-10...50^{\circ}C$. Однако эксплуатация комплекса в течение двух зим показала, что при снижении температуры на улице до -30 наблюдаются потери данных, вероятно связанные с нарушением работы оптической развязки в регистраторе.

В качестве источника энергии до июля 2010 г. использовалась солнечная батарея с пиковой мощностью 80 Вт, установленная рядом с павильоном, но она давала значительные шумы (до 1 нТл) и наводки (до 5 нТл по D-компоненте) во время работы. В настоящее время питание станции осуществляется от набора солнечных батарей с пиковой мощностью 280 Вт и ветрогенератора (пиковая мощность 1 кВт), установленных около дома егеря. Накопленное на аккумуляторах постоянное напряжение при помощи инвертора ПН-2-12-300 преобразуется в переменное (чистый синус) и передается по кабелю длиной 130 м, уложенному в траншею в пластиковую гофру на глубину 30 см. Для подавления помех по питанию введена гальванической развязка при помощи тороидального трансформатора, и набор фильтров. Энергопотребление всей системы составляет около 11 Вт.

На станции использована пассивная система термостабилизации. Вокруг постамента сооружена теплоизоляционная камера из экструдированного пенополистирола толщиной 15-20 см. Внутри неё рядом с вариометрами для контроля температуры установили термодатчик цифрового термометра DS18B20 с точностью измерений 1/16˚C. Эксплуатация ЦМВС в течение зимы показала, что при понижении температуры окружающей среды до $-30^{\circ}C$ температура внутри камеры не опускалась ниже $-15^{\circ}C$. Для защиты от влаги внутрь камеры помещены ёмкости с силикагелем.

03.12.2009 начат непрерывный мониторинг магнитных вариаций. Запись трёх компонент поля (D, H, Z) и температуры ведется на съёмную флеш-карту типа MMC/SD объёмом 2 Гб. Регистрация проводится с частотой 5 Гц, каждая запись является результатом усреднения 10 измерений. В течение года регулярно велась калибровка ЦМВС для набора данных о зависимости чувствительности от температуры и других факторов (проведено около 90 измерений). Записанные данные периодически считываются с флеш-карты и пересылаются в Горно-Алтайск (а также результаты калибровок и данные о погоде).

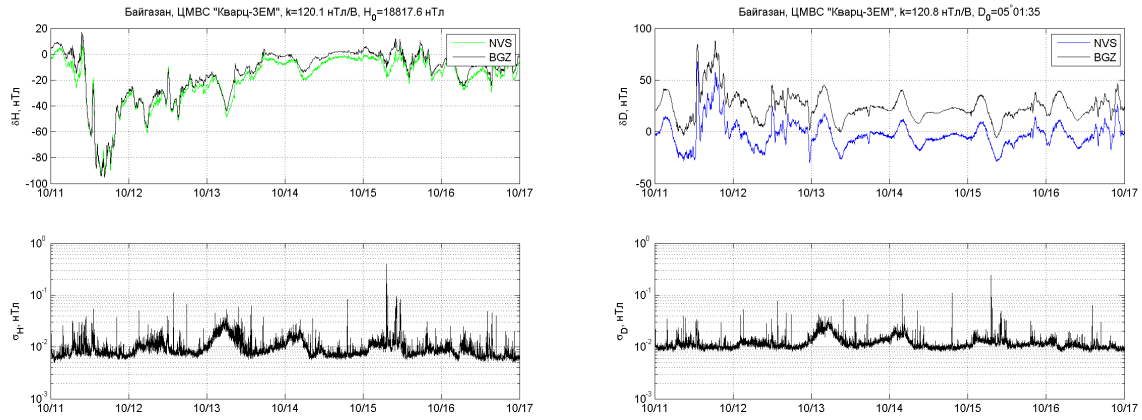


Рис. 2. Результаты измерений за 11-17 октября 2010 гг. (а – H-компоненты, б – D-компоненты): верхняя панель – минутные средние на Байгазане и в Новосибирске, нижняя панель – амплитуда шума.

Для обработки результатов измерений написан пакет программ на MATLAB. При первичной обработке выделяются эпизоды калибровки (для дальнейшей полуавтоматической обработки и исключения из анализа), строятся графики вариаций, их спектров и температуры за сутки, выделяются импульсные помехи и пропуски измерений. Далее выделяются выбросы, при помощи гауссовой фильтрации (3 дБ) рассчитываются минутные средние (ширина окна 90 сек), определяется амплитуда шума (как стандартное отклонение секундных

данных), для каждой минуты рассчитывается медиана этих амплитуд. В качестве примера на рис.2 представлен результат измерений за неделю 11-17 октября 2010 г. Хорошо заметна схожесть динамики минутных средних в Новосибирске и на Байгазане как во время магнитной бури в начале этого периода, так и в спокойное время. Кроме того, видны вариации амплитуды шума: при работе солнечных батарей она по неясным причинам возрастает до 0.03 нТл, однако в среднем держится на уровне около 0.01 нТл. В зимние месяцы шум несколько снижается, и медиана амплитуд шума за сутки может достигать даже 0.005 нТл.

В октябре 2010 г. при участии сотрудников обсерваторий «Ключи» (С.Ю. Хомутов) и «Арти» (П.Б. Бородин) на южном берегу озера заложена мира для проведения абсолютных наблюдений (расстояние до миры около 2 км), и с помощью немагнитного теодолита 3Т2КП с феррозондовым датчиком определены базисные значения вариометров станции на эпоху 10.10.2010. К сожалению, как показал анализ динамики минутных средних за год, базисные значения нестабильны, особенно по вертикальной компоненте: например, в июле 2010г. наблюдалось изменение базисной по ней на 100 нТл в течение недели. В дальнейшем планируется наладить регулярные измерения базисных значений вариометров станции и разработать активную систему термостабилизации.

Литература

1. *Гвоздарев, А.Ю.* Выбор места для размещения пункта регистрации магнитных вариаций на территории Горного Алтая) [Текст] /*А.Ю. Гвоздарев, А.И. Бакиянов, А.А. Бетёв, П.Б. Бородин, С.Ю. Хомутов* // Научный вестник Горно-Алтайского государственного университета – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2010. - №5. – С.30-42.
2. *Нечаев, С.А.* Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений [Текст] /С.А. Нечаев. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2006. - 140 с.
3. *Кудин, Д.В.* Разработка регистратора данных для цифровой магнитовариационной станции «Кварц-ЗЕМ» [Текст] / *Д.В. Кудин, Е.О. Учайкин* // Физика окружающей среды: Материалы VIII Международной школы молодых ученых. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – С. 99-101.

****

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ПУНКТАХ ВЕКОВОГО ХОДА В ОКРЕСТНОСТЯХ ОБСЕРВАТОРИИ «АРТИ»

А.С. Бебнев, Bebnev-A@arudaemon.gsras.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. Geomagnetic repeat station surveys were made near observatory «Arti» at 2009. As a result of this surveys a value of Manchazh anomaly were obtained by extracting core field and large-scale lithospheric field from observed field.

В 2009 году были проведены наблюдения геомагнитного поля на 17 пунктах в окрестностях обсерватории «Арти». Данная сеть предназначена для долговременных исследований вековой вариации и пространственно-временной структуры геомагнитного поля в районе обсерватории. Район расположения обсерватории «Арти» интересен тем, что он находится в пределах Манчажской магнитной аномалии. Эпицентр аномалии расположен примерно в 30 км к юго-западу от обсерватории, ее протяженность порядка 100 км. Весьма вероятно, что внутри источника Манчажской магнитной аномалии могут протекать современные динамические процессы, и это будет иметь свое отражение в геофизических полях, в частности, в геомагнитном поле.

Выбор места для пункта наблюдений производился согласно [1]. Перед проведением измерений на каждом пункте выполнялась экспресс-съемка вертикального градиента модуля геомагнитного поля. Цель подобных съемок – контроль однородности поля в пределах

пункта наблюдений (величина магнитного поля не должна изменяться более, чем на 50 нТл в радусе 10 м от пункта наблюдений), отсутствие на участке магнитного мусора.

Измерения проводились цезиевым градиентометром SM-5 Navmag при следующих условиях: высота расположения датчиков 1 м и 2 м, период измерений 1 сек., продолжительность измерений на каждом пункте 1-2 часа (вследствие близости обсерватории).

Результаты наблюдений на каждом пункте приводятся к середине года путем введения соответствующих поправок, используя данные обсерватории «Арти».

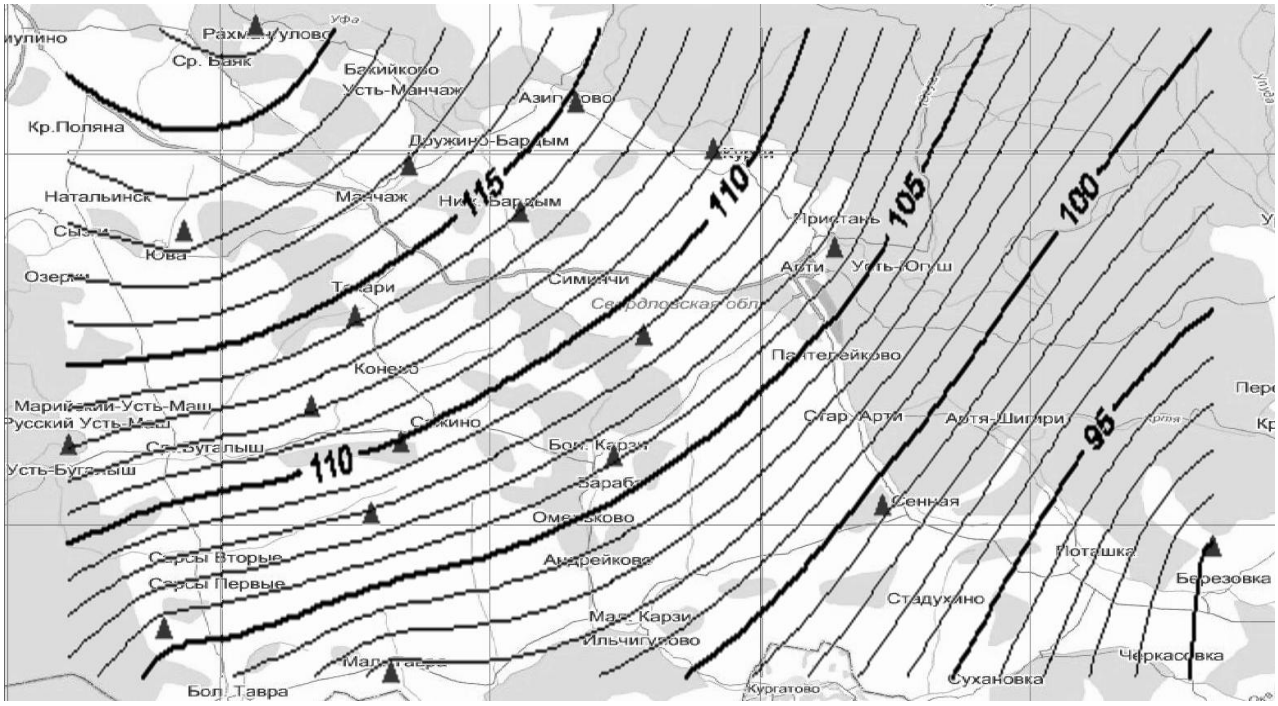


Рис.1. Крупномасштабное литосферное поле в районе обсерватории «Арти».

Дальнейшая обработка результатов заключалась в выделении из наблюденного поля вклада Манчажской магнитной аномалии. Для этого из полученных наблюденных значений необходимо удалить величину главного поля (поля от земного ядра) и крупномасштабное литосферное поле. Величина главного поля рассчитывается по сферическим гармоническим коэффициентам IGRF до степени n=13 [2]. Сферические гармонические коэффициенты для эпохи 2009 года получены путем линейной интерполяции коэффициентов IGRF 2005 и IGRF 2010.

Крупномасштабное литосферное поле можно рассчитать также по формулам сферического гармонического анализа. Для этого используется модель литосферного поля MF-4 [3], построенная по магнитным измерениям на спутнике CHAMP. Модель MF-4, как и модели серии IGRF, представляет собой набор сферических гармонических коэффициентов степеней от n=14 до n=90. Распределение крупномасштабного литосферного поля, рассчитанного по коэффициентам MF-4, в районе обсерватории «Арти» представлено на рис.1.

Вклад Манчажской магнитной аномалии (рис.2) – это остаток после удаления из наблюденного поля главного поля и крупномасштабного литосферного поля.

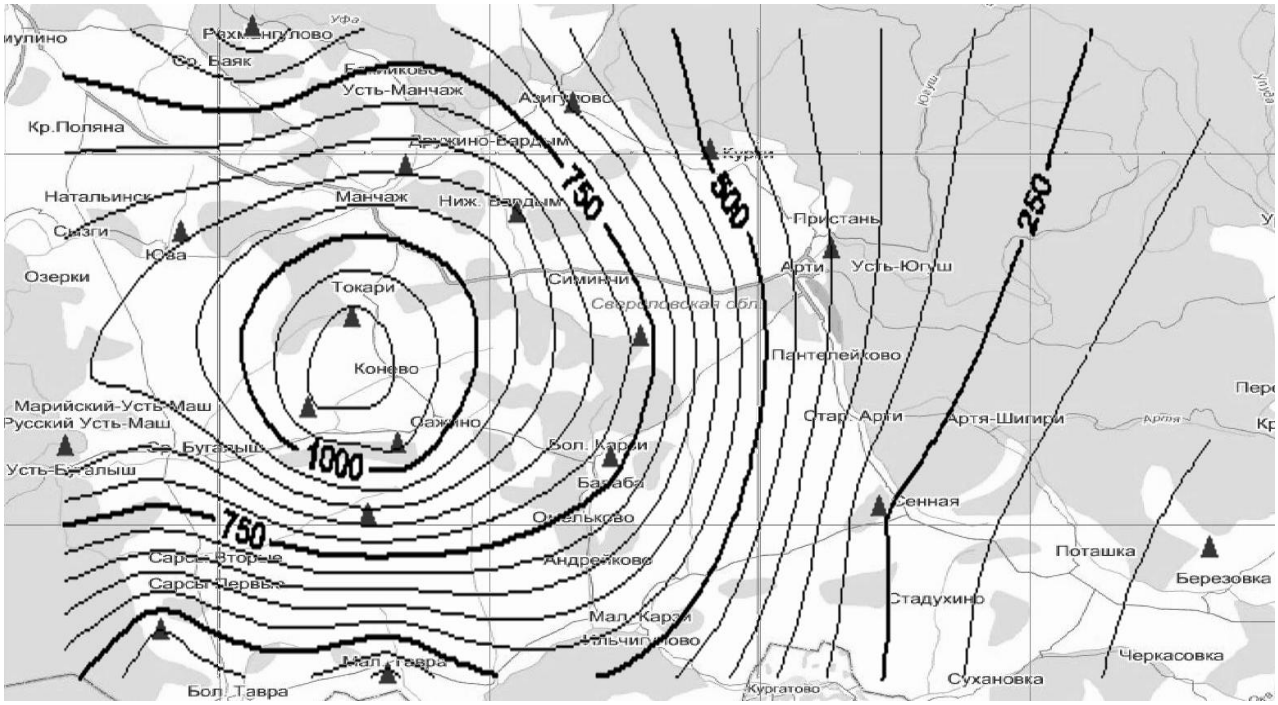


Рис.2. Манчажская магнитная аномалия

Литература

1. Newitt, L.R., Barton, C.E. & Bitterly, J., 1996. Guide for magnetic repeat station surveys. IAGA, NOAA Space Environment Center, Boulder, USA.

2. International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Working Group V-MOD. Participating members,C. C. Finlay,S. Maus, C. D. Beggan, T. N. Bondar, A. Chambodut, T. A. Chernova, A. Chulliat, V. P. Golovkov, B. Hamilton, M. Hamoudi, R. Holme, G. Hulot, W. Kuang, B. Langlais, V. Lesur, F. J. Lowes, H. Lühr, S. Macmillan, M. Mandea, S. McLean, C. Manoj, M. Menvielle, I. Michaelis, N. Olsen, J. Rauberg, M. Rother, T. J. Sabaka, A. Tangborn, L. Tøffner-Clausen, E. Thébault, A. W. P. Thomson, I. Wardinski, Z. Wei, T. I. Zvereva, 2010. International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation, *Geophys. J. Int.*, **183,** 1216-1230.

3. Maus, S., Rother, M., Hemant, K., Stolle, C., Luhr, H., Kuvshinov, A. & Olsen, N., 2006. Earth's lithospheric magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements, *Geophys. J. Int.*, **164,** 319-330.

****

УДК 620.179.16

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНОГО СПЕКТРА АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТРЕЩИН ПО РАЗМЕРАМ

В.Т. Беликов, Д.Г. Рывкин, тел. 267-88-88; факс 267-88-72; e-mail: belik2a@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The inverse problem of reconstruction the crack-size distribution function from the amplitude-frequency acoustic emission spectrum is considered. It is shown that this problem can be solved with the use of the models proposed in this work for the dependence of the averaged difference of elastic stresses at the surfaces of radiating cracks on their radius. The proportionality coefficients of these dependences are fitted by minimizing the free surface energy, i. e., by

searching for the minimum of the specific internal surface of cracks with a constant crack volume (porosity).

Среди проблем, которые существуют при изучении акустической эмиссии (АЭ), особенно актуальна в настоящий момент задача количественной интерпретации результатов наблюдений. Следует отметить, однако, что при разработке методики интерпретации сигналов АЭ необходимо иметь экспериментальные данные по ее тестированию. В работе [3] были проведены эксперименты по физическому моделированию фильтрации флюида в образцах горной породы с одновременной регистрацией сигналов АЭ. При этом изучались также структурно-петрофизические характеристики исследуемого керна и, в частности, было построено распределение поровых каналов по их эффективным диаметрам. Результаты этих исследований были использованы нами для опробования разработанного алгоритма решения обратной задачи. В том случае, когда мы рассматриваем горную породу с излучающими трещинами, формула для частоты АЭ ν, может быть записана так [1]

$$\nu = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}\Omega}{\rho\tilde{L}}}, \qquad (1)$$

где $\Delta\tilde{\sigma}$ - осредненная разность упругих напряжений на поверхности трещин, $\tilde{L}$ - осредненная амплитуда ее колебаний, Ω - удельная внутренняя поверхность (УВП) трещин, ρ - плотность среды. Для детального изучения процессов генерации АЭ, позволяющего учесть вклад в амплитудно-частотный (АЧ) спектр трещин разных размеров можно ввести для них соответствующую функцию распределения (ФР), считая, что трещина представляет собой сферу, имеющую тот же объем. ФР трещин по размерам $f(r)$ (мы будем называть ее далее нормированной ФР) определим как относительное количество трещин в единице объема, приходящееся на единичный интервал радиусов. Измеряемые структурные характеристики среды, такие как доля объема, занимаемая трещинами и порами (пористость) φ, а также УВП Ω определяются следующим образом [1]

$$\varphi = \frac{4\pi}{3}\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^3\tilde{f}(r)dr; \qquad \Omega = 4\pi\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^2\tilde{f}(r)dr. \qquad (2)$$

В выражениях (2) использована ФР $\tilde{f}(r)$, связанная с $f(r)$ соотношением $\tilde{f}(r) = nf(r)$, где n-общее количество трещин в единице объема с размерами от $R_{\min}$ до $R_{\max}$ (минимальный и максимальный размеры трещин, соответственно). Алгоритм решения обратной задачи о восстановлении структурных характеристик геосреды и, прежде всего, ФР трещин по размерам по наблюденному АЧ спектру АЭ можно подразделить на три основных этапа [1]. На первом, должна быть проведена идентификация источников АЭ и установлена их физическая природа. На втором этапе следует определить интервал размеров трещин, которые в процессе излучения формируют наблюденный АЧ спектр АЭ. На третьем этапе, исходя из сведений о среде, природе и механизме генерации АЭ, необходимо задать распределение $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ в зависимости от радиуса излучающих трещин. Будем считать, что трещины имеют сферическую форму с эффективным диаметром, совпадающим с диаметром поровых каналов, а их ФР соответствует той, которая приведена в работе [3]. Кроме того, будем предполагать, что излучают все трещины с размерами от $R_{\min}$ =1мкм до $R_{\max}$ =100мкм, представленные экспериментальной ФР [3]. Говоря о физической природе сигналов АЭ, зарегистрированных в [3], необходимо отметить, что как следует из описания условий экспериментов давление в петрофизической установке, где происходила фильтрация флюидов, достигало 60 МПа. Упругие напряжения в непосредственной окрестности вершины трещины могли существенно превышать указанную величину. Следовательно, причиной появления сигналов АЭ могли быть трещины, излучающие по мере своего роста в процессе разрушения. Поэтому, переходя к третьему этапу решения обратной задачи, рассмотрим вначале ситуацию, когда источником АЭ являются растущие трещины. Можно

считать, что генерируемое ими излучение возникает в том случае, когда $\Delta\tilde{\sigma}$ достигает такого значения, при превышении которого нарушаются условия равновесия на поверхности трещины. С учетом этого были предложены две, модельные зависимости $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ от радиуса излучающих сферических трещин с радиусом r, первая - $\Delta\tilde{\sigma}(r)/\rho \sim r^{-1}$ (модель 1) и вторая - $\Delta\tilde{\sigma}(r)/\rho \sim r^{-1/2}$ (модель 2) [1]. Авторы работы [3] считали, что причиной появления сигналов АЭ при фильтрации флюида в образце керна являются колебания стенок пор и трещин за счет пульсационного характера течения флюида. Такой механизм возбуждения АЭ также может описываться рассмотренными выше моделями, причем отличие в обсуждаемых механизмах генерации АЭ заключается лишь в том, что различны причины возникновения динамической неравновесности на межфазной границе. В действительности, в тех условиях, в которых проводились эксперименты, работали, по–видимому, оба указанных механизма генерации АЭ. При практическом использовании рассмотренных зависимостей $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ от радиуса излучающих трещин возникают трудности, главная из которых связана с задачей определения коэффициентов пропорциональности. Пути решения этой проблемы лежат в организации процедуры, сводящейся к поиску экстремума функционала, характеризующего полную (в том числе поверхностную) свободную энергию среды. При процессах, происходящих при постоянных температуре и объеме, свободная энергия тела стремится к минимуму [4]. Для горной породы с трещинами, рассматриваемой как двухфазная гетерогенная среда свободная энергия F может быть представлена так

$$F = F_1 + F_2 + F_\Omega, \qquad (3)$$

где F_1, F_2 и F_Ω - свободная энергия твердой и трещинной фазы, а также поверхностная свободная энергия, рассчитанные на единицу объема, соответственно. Величина F_Ω имеет вид [2]

$$F_\Omega = \alpha\Omega, \qquad (4)$$

где α - коэффициент поверхностного натяжения. Будем предполагать, что процесс генерации АЭ происходит в условиях, когда среда находится в состоянии близком к термодинамическому равновесию, при котором ее свободная энергия F имеет минимум. При постоянных объеме и температуре это условие, в соответствии с (3), эквивалентно требованию минимума поверхностной свободной энергии F_Ω. А это, в силу (4), означает, что (при постоянстве коэффициента поверхностного натяжения) к минимуму стремится УВП Ω при неизменном объеме фаз. Таким образом, третий этап алгоритма решения обратной задачи выполнялся в следующей последовательности. Сначала выбиралась зависимость $\Delta\tilde{\sigma}(r)/\rho$ для каждой из моделей с единым для всего интервала размеров излучающих трещин коэффициентом пропорциональности. Для установления соответствия между интервалом размеров излучающих трещин и интервалом частот в АЧ спектре АЭ мы предполагали, что минимальному значению радиуса трещин соответствовала наибольшая частота, максимальному - наименьшая. Количество интервалов в АЧ спектре и зависимости $\Delta\tilde{\sigma}(r)/\rho$ бралось одинаковым. Для каждой комбинации точки $(\tilde{L};\nu)$ в АЧ спектре АЭ и зависимости $\Delta\tilde{\sigma}(r)/\rho$ по формуле (1), с учетом данных об амплитуде и частоте, определялись значения УВП в соответствующем интервале радиусов трещин. Значения ФР $\tilde{f}(r)$ (в этих же интервалах размеров, считая $\tilde{f}(r)$ постоянной в каждом из них) вычислялись в соответствии с (2), затем, при помощи ее нормировки строилась ФР $f(r)$. Полученная, описанным выше способом ФР $f(r)$ уточнялась посредством изменения коэффициентов пропорциональности в зависимости $\Delta\tilde{\sigma}(r)/\rho$. Для этого в каждом интервале размеров излучающих трещин происходило варьирование коэффициента пропорциональности, принятого в первом приближении. Затем, по формуле (1), вычислялись значения УВП в каждом промежутке изменения радиуса и осуществлялся пересчет значений ФР $\tilde{f}(r)$. Используя их, в соответствии с (2), определялась поинтервальная пористость.

Затем вычислялась общая УВП Ω и общая пористость φ излучающих трещин всех размеров. В качестве истинного, выбирался вариант, при котором УВП Ω была минимальной, а общая пористость φ постоянной (с точностью пятнадцать процентов), соответствующей экспериментально определенной ФР.

Результаты расчетов приведены на рис.1, где представлена также экспериментально определенная нормированная ФР $f(r)$. Анализ графиков на рис.1 показывает, что восстановленные (в соответствии с моделями 1 и 2) ФР близки по своей морфологии и значениям к экспериментально полученной ФР. Работа поддержана Программой №16 Президиума РАН и Программой №6 Отделения наук о Земле РАН.

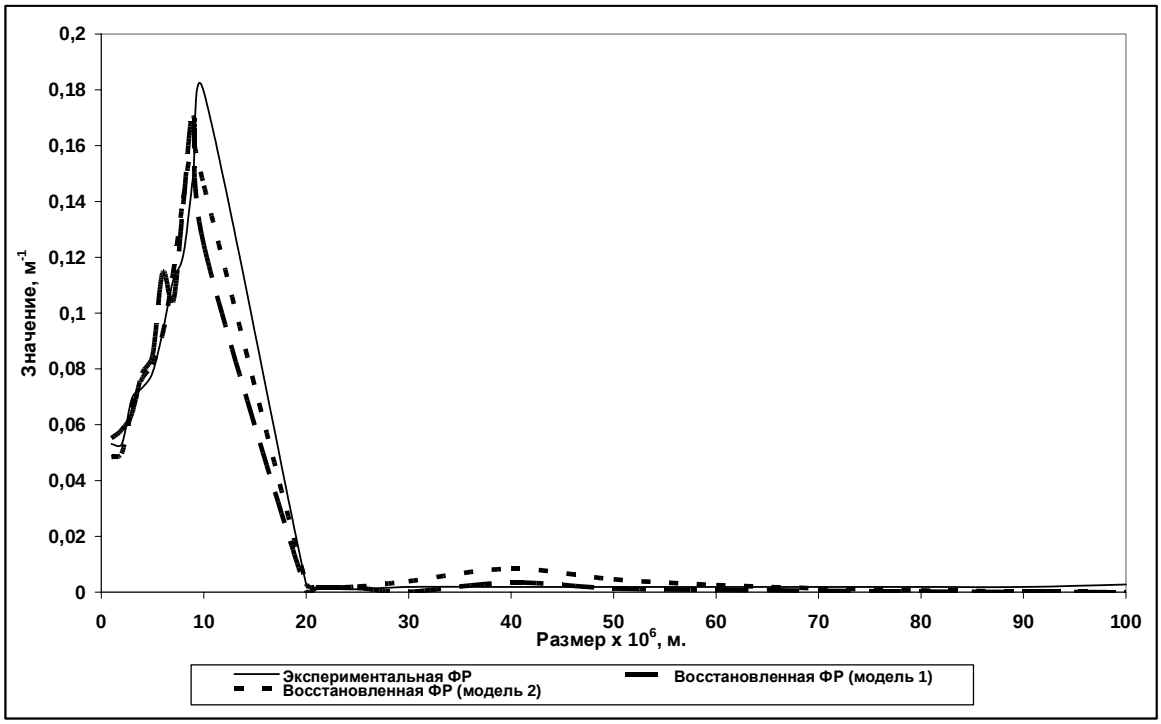


Рис. 1. Нормированная функция распределения трещин по размерам

Литература

1. 1. Беликов В.Т. Восстановление структурных характеристик разрушающегося твердого тела по амплитудно-частотному спектру акустической эмиссии // Дефектоскопия, 2010. №1. с. 56-63.

2. Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Изучение временных изменений напряженного состояния геосреды в процессе разрушения // Геология и геофизика. 2008, №5, с. 461-470.

3. Ипатов А.И. и др. Исследование амплитудно-частотных спектров сигналов акустического и электромагнитного шума при фильтрации флюидов в породах // Геофизика, 2004. №2. с. 25-30.

4. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. –М.: Наука, 1964. –568с.

****

УДК 550.343:550.4

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СТРУКТУРНЫХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРУШАЮЩИХСЯ ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВАРИАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ РАДОНА

В.Т. Беликов, Д.Г. Рывкин, тел. 267-88-88; факс 267-88-72; e-mail: belik2a@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The quantitative interpretation of experimental data on variations of radon concentration is carried out on the basis of the suggested quantitative model describing process of formation the high amplitude anomalies of radon. In result relative time changes structural (porosity and a specific internal surface), and dynamic (pressure) characteristics of destructing rocks are restored.

В настоящее время установлено, что временны̀е высокоамплитудные аномалии концентрации радона обусловлены тектонофизическими явлениями в геосреде. Их количественная интерпретация позволяет полнее изучить характер протекания процессов разрушения горных пород, а также исследовать причины и условия, влияющие на осуществление того или иного режима их развития. Результаты экспериментов, а также количественные оценки показывают, что решающим фактором при возникновении высокоамплитудных аномалий концентрации радона, является разрушение. Можно предположить, что по мере его развития в сообщающееся (открытое) трещиновато-пористое пространство, из которого берутся пробы газа на анализ, включаются содержащие радон отдельные поры и трещины, а также их группы в областях горного массива (блоках), которые до разрушения были изолированы. Система уравнений, описывающая изменение структурно-петрофизических характеристик разрушающейся геосреды при возникновении радоновой аномалии, выглядит следующим образом. Соотношение для баланса радона в открытом поровом пространстве, имеет вид [1-4], [6]

$$\frac{\partial C}{\partial t} - D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + v\frac{\partial C}{\partial x} + \frac{C}{\tau} = b\Omega + \tilde{C}_0\gamma\varphi_{от}. \qquad (1)$$

где C - осредненная частичная концентрация, τ - среднее время жизни атомов радона, связанное с постоянной распада λ соотношением $\tau = 1/\lambda$, v - среднемассовая скорость радон содержащего флюида, Ω - УВП открытого пористого пространства, D - коэффициент диффузии радона во флюиде, предполагаемый постоянным, b - диффузионный поток радона в открытые поры из скелета, $\tilde{C}_0$ - эффективная осредненная равновесная концентрация радона в скелете и изолированных порах и блоках, γ -структурный параметр, характеризующий относительное изменение объема открытой фазы при разрушении, за счет скелета и изолированных пор, $\varphi_{от}$ - доля объема, занимаемая открытой фазой, $\varphi_{от} = V_{от}/V$, V - величина объема осреднения, $V_{от}$ - объем, занимаемый открытыми порами, в пределах V. Изменение доли объема, занимаемого открытыми порами $\varphi_{от}$, описывается уравнением

$$\frac{\partial \varphi_{от}}{\partial t} = \gamma\varphi_{от}. \qquad (2)$$

Соотношение, описывающее изменение УВП открытых пор, в соответствии с [5-6], имеет вид

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = \upsilon\Omega \ , \qquad (3)$$

где υ - коэффициент, характеризующий изменение УВП, обусловленное движением межфазной границы при разрушении. Система уравнений (1-3) может быть решена после выбора начальных и граничных условий. Такую задачу называют прямой. Однако, на практике, с целью определения υ и γ с привлечением экспериментальных данных по

временны̀м вариациям концентрации радона, обычно решают обратную задачу. Решение уравнения (1) позволяет определить относительное (по отношению к фону) количество радона, регистрируемого в полости [4]. Далее, используя режимные наблюдения концентрации радона, в результате решения обратной задачи можно восстановить временны̀е изменения структурных характеристик разрушения (γ, υ), а затем, используя решения уравнений (2) и (3), изучить соответствующие относительные (по отношению к начальному значению) изменения $\varphi_{от}$ и Ω. В качестве исходного экспериментального материала были использованы наблюдения вариаций концентрации радона, приведенные в [7]. Восстановление временны̀х изменений структурных характеристик разрушения проводилось на основе сравнения экспериментальных значений относительной (по отношению к фону) активности радона с теоретическими [6].

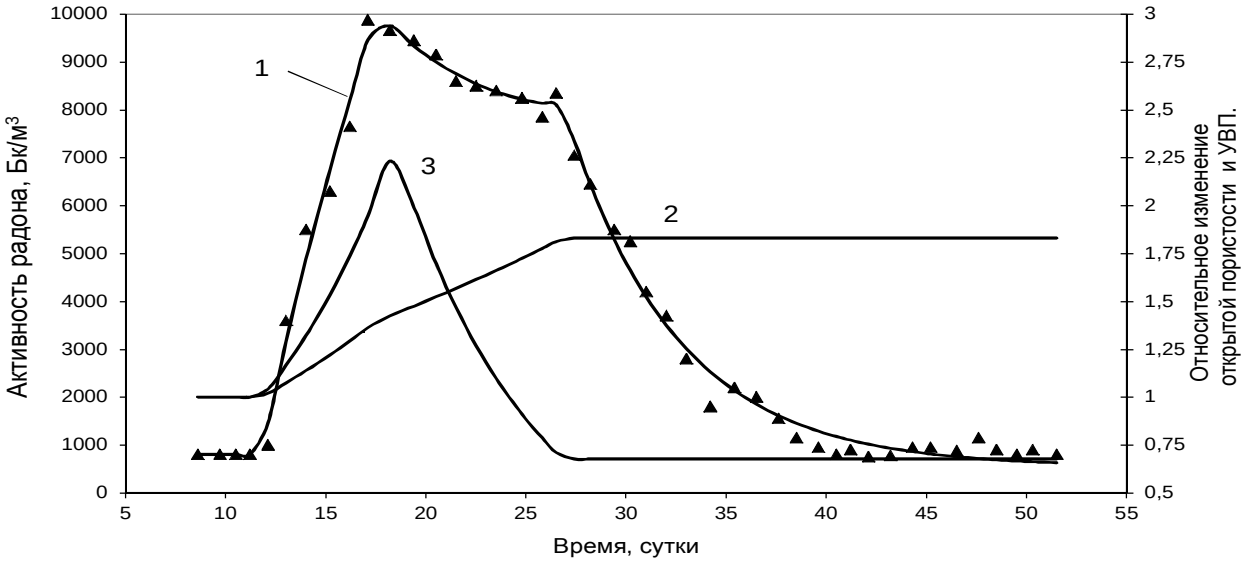


Рис. 1 Сравнение экспериментальных значений временны̀х вариаций активности радона (треугольники) с теоретически рассчитанными (кривая 1). Относительные изменения открытой пористости $\varphi_{от}/\varphi_{от}^{0}$ (кривая 2) и УВП открытых пор Ω/Ω_0 (кривая 3).

На рис. 1 представлена взятая из работы [7] интерпретируемая часть наблюденной кривой временны̀х вариаций концентрации радона в сравнении с теоретической, подобранной при помощи процедуры минимизации [6]. Там же (рис. 1) приведены соответствующие временны̀е изменения относительных значений открытой пористости и УВП. Как видно из приведенных графиков, характер относительного изменения открытой пористости практически монотонный. Она, в течение пятнадцати суток возрастает, и в последующем остается постоянной. В то же время, УВП вначале растет, а затем, в момент времени, равный приблизительно 18 суткам ее рост сменяется падением, с выходом на стационарное состояние, при котором величина УВП меньше той, которая была в среде до начала процессов разрушения. В работе [5] был предложен критерий (являющийся аналогом критерия Гриффитса), описывающий условия возникновения эволюционного режима развития процесса разрушения. При его выполнении, разрушение происходит таким образом, что мощность упругих сил скомпенсирована работой, затрачиваемой в единицу времени на изменение УВП горных пород. Когда сценарий развития процессов разрушения является эволюционным, предложенный критерий позволяет оценить, как со временем меняется давление, если имеются данные об относительных изменениях УВП геосреды.

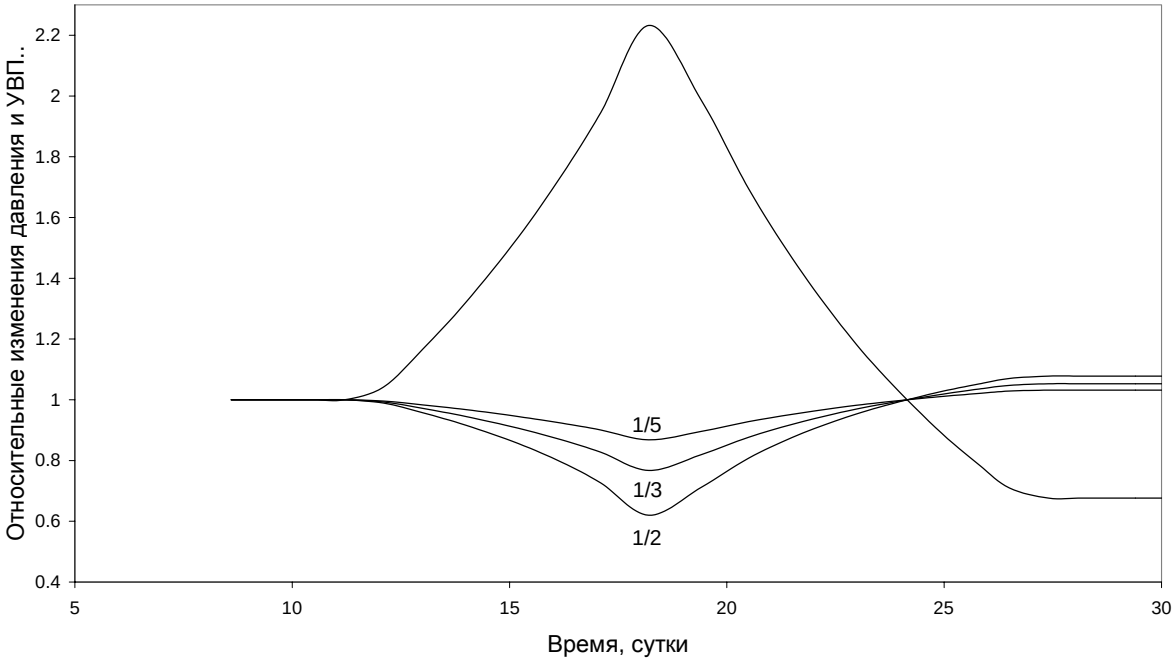


Рис. 2. Относительное изменение давления в горном массиве в процессе разрушения, в сравнении с соответствующими изменениями УВП (верхняя кривая). Шифр кривых изменения давления – значения параметра A_0.

Результаты расчетов относительных временных изменений давления в массиве горных пород в процессе разрушения с использованием соответствующих данных по относительным вариациям УВП, приведены на рис. 2, где A_0 параметр, характеризующий начальное соотношение между поверхностной свободной энергией и свободной энергией деформации [5-6]. Анализируя приведенные кривые, можно отметить, что по мере развития процесса разрушения вначале происходит уменьшение относительного давления (разгрузка) в массиве. Затем, по мере падения УВП, давление в среде увеличивается.

Работа поддержана Программой №16 Президиума РАН и Программой №6 Отделения наук о Земле РАН.

Литература

1. Беликов В.Т. Условия диссоциации и рекомбинации водяного пара во флюидном потоке // Геология и геофизика. 1986. №3. – С. 110-113.
2. Беликов В.Т. Количественное описание процессов тепломассопереноса в литосфере // Геология и геофизика. 1991. №5. – С. 3-9.
3. Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Влияние процессов разрушения на миграцию радона в трещиновато-пористой среде. Деп. № 2315-В96. –М.: ВИНИТИ, 1996. –38с.
4. Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Определение пространственно-временны̀х характеристик области разрушения с использованием долговременных аномалий концентрации радона.// Физика земли, 2007. №5. С. 80-87.
5. Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Изучение временных изменений напряженного состояния геосреды в процессе разрушения // Геология и геофизика. 2008, №5, С. 461-470.
6. Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Использование вариаций концентрации радона для восстановления временны̀х изменений структурно–петрофизических характеристик разрушающихся горных пород. // Уральский геофизический вестник. 2010, №2 (17), С. 16-25.
7. 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. Vol. 399 (6732), 1999. P. 137-141.

****

УДК 550.83:551.214(265.53)

ПРИМЕНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА 6.1 (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Блох Ю.И. [1], *e-mail: yuri_blokh@mail.ru; Бондаренко В.И.*[2] *e-mail: vibond@list.ru; Долгаль А.С.*[3] *(ГИ УрО РАН) e-mail: dolgal@mi-perm.ru; Новикова П.Н.* [3]*e-mail: polina@mi-perm.ru; Рашидов В.А.*[4] *e-mail:rashidva@kscnet.ru; Трусов А.А.*[5] *e-mail:* trusov@aerogeo.ru

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

Submarine volcano 6.1 located on Kurile island arc was studied using modern original technology. The paper suggests that there are peripheral magmatic chambers and subvertical conduit channels at depth 4.1-5.2 km. The case study shows a performed integration of university, academic and sectoral science of organizations in Moscow, Kostroma, Perm, and Petropavlovsk-Kamchatsky.

При планомерном изучении подводного вулканизма Курильской островной дуги (КОД) в 11-ти рейсах НИС «Вулканолог» в 1981-1991 гг. [1], к большому сожалению, сети съемочных профилей нередко оказывались нерегулярными, а их плотность невысокой. Как правило, материалы подобных съемок для построения карт и интерпретации полученных данных предварительно редуцируют на регулярную сеть, что, строго говоря, является некорректной процедурой. Для этого используется множество различных способов редуцирования, каждый из которых обладает своими специфическими недостатками. Переход от исходных сетей к интерполированным, особенно, в случае нерегулярных редких сетей, приводит к серьезным ошибкам в интерпретации [2].

Для обработки данных, полученных на нерегулярных редких сетях наблюдений, авторами разработана эффективная технология количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП) и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, позволяющая проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети [3, 4]. Она позволяет, в частности, проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их предварительной интерполяции в узлы регулярной сети. Технология состоит в применении методов особых точек с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [2, 5] и 2.5D моделирования на отдельных галсах и последующего 3D моделирования с помощью программ пакета структурной интерпретации СИГМА-3D [6] по всему массиву исходных данных на базе модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющейся намагниченностью. При расчетах всегда используется истинный рельеф вулканических построек с учетом погребенного под осадками основания, полученный по данным эхолотного промера и НСП. Уточнение основного направления вектора намагниченности пород вулканической постройки осуществляется непосредственно по исходному аномальному полю программой ИГЛА [7].

С помощью разработанной технологии в КОД был изучен подводный вулкан 6.1 (Дальнебуссольский), располагающийся в 60 км к северу от о. Броутона и представляющий собой довольно правильный конус, возвышающийся над дном моря на 2500 м, при минимальной глубине над вершиной 551 м и размером основания по изобате 3000 м - 17×18 км (рис. 1*а*). Крутизна склонов изменяется от 13-16° в нижней и средней, до 25-30° в привершинной частях постройки. Подножие вулкана перекрыто чехлом рыхлых, по-видимому, вулканогенно-осадочных отложений, мощностью до 500 м, а также осадками Курильской котловины мощностью около 300 м. Объем конуса с учетом перекрытой осадками части составляет около 425 км^3 [1, 4].

При драгировании вулканической постройки подняты породы эффузивного ряда от базальтов до дацитов. На вершине вулкана опробованы гидротермально-измененные породы, покрытые железомарганцевой коркой. К постройке приурочена слабоинтенсивная аномалия магнитного поля ΔTa северо-западного простирания с амплитудой 220 нТл (рис. 1*б*).

Применение интегрированной системы СИНГУЛЯР показало приуроченность основных особенностей к верхней кромке вулканических пород и позволило предположить наличие на глубинах 4.1-5.2 км периферических магматических очагов и субвертикальное положение подводящих каналов [7].

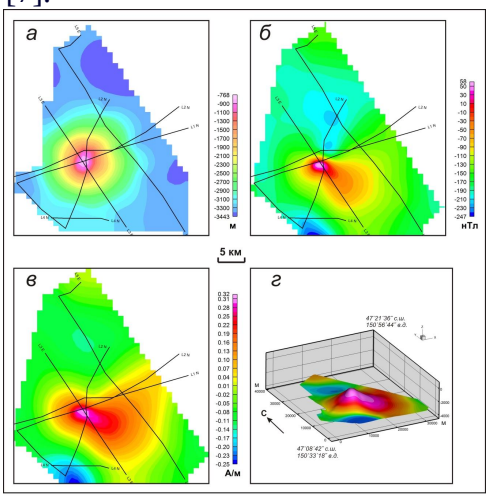


Рис. 1. Подводный вулкан 6.1: *а* – батиметрия; *б* – аномальное магнитное поле ΔTa; *в* – распределение эффективной намагниченности вулкана; *г* – распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана.

Основной максимум магнитного поля над вулканической постройкой сопровождается с ССВ индукционным минимумом, что говорит о преимущественном направлении вектора намагниченности вулканических пород по направлению современного геомагнитного поля. С помощью программы ИГЛА [7] установлено, что вектор намагниченности пород отклонен от нормального поля к востоку в среднем на угол около 16° (рис. 2).

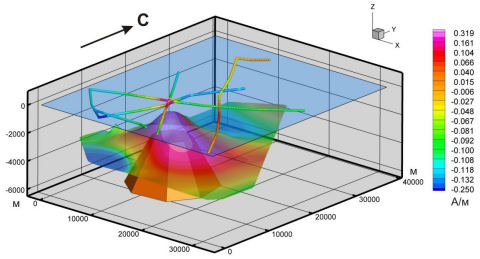


Рис. 2. Уточнение ориентации вектора намагниченности подводного вулкана 6.1 с помощью программы ИГЛА.

Трехмерное моделирование вулканической постройки с помощью программ пакета СИГМА-3D показало, что наиболее намагниченной является привершинная часть вулканической постройки и участок ее юго-восточного склона до глубины 1100 м (рис. 1*в, г*). Погрешность подбора аномального поля при этом составила 25.8 нТл.

Для изучения глубинного строения подводного вулкана 6.1 была проведена томографическая интерпретация вертикальной составляющей геомагнитного поля ΔZ, полученной после преобразования результатов полевых измерений с помощью алгоритма истокообразной аппроксимации (рис. 3а). Выполненные интерпретационные построения обеспечили выбор начального приближения для уточнения пространственного положения подводящих каналов монтажным методом (рис. 3б). При этом невязка наблюденного и модельного полей составила ± 21 нТл, а намагниченность канала – 2 А/м.

В результате проведенных исследований с помощью современных интерпретационных технологий выполнена оценка магнитных свойств горных пород в

естественном залегании и установлено, что наиболее намагниченной является привершинная часть вулканической постройки. Сделаны предположения о наличие периферических магматических очагов и субвертикальном положении подводящих каналов.

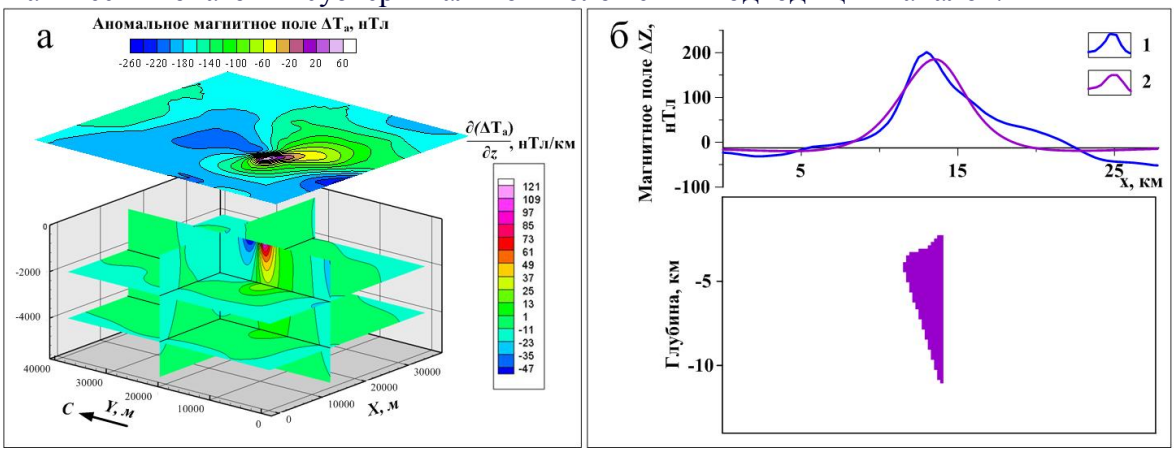


Рис. 3. Томографическая интерпретация магнитного поля вулкана 6.1 (а) и результаты решения обратной задачи магниторазведки монтажным методом по профилю L3E (б): 1 – исходное поле; 2 – модельное поле.

В рамках проекта 09-III-A-08-427 ДВО РАН на конкретном примере выполнены интеграция вузовской, академической и отраслевой науки организаций Москвы, Костромы, Перми и Петропавловска-Камчатского и привлечение аспирантов для выполнения фундаментальных научных исследований.

Список литературы

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пущаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М., 2009. http://sigma3d.com/content/view/24/2/.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. История геомагнитных исследований подводных вулканов Курильской островной дуги // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции / Отв. ред. академик Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 6-10 (http://www.kscnet.ru/ivs/slsecret/75-KVS/Material_conferenc/art2.pdf).
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геофизические исследования подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г. Успенского, Пермь, 24-28 января 2011 г. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 32-35.
5. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123-127.
6. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // Геофизический вестник. 2004. № 3. С. 11-15.
7. 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.

****

УДК 550.832.9:556.34.042

О СВЯЗИ БАРОМЕТРИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ И ПРИЛИВНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ УРОВНЯ ВОДЫ В ПЬЕЗОМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЕ С УПРУГИМИ ПАРАМЕТРАМИ РЕЗЕРВУАРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

С.В. Болдина, Г.Н. Копылова, 8(4152)431828, 8(4152)431849, boldina@emsd.ru
Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

Abstract. The dependence between values of groundwater reservoir elastic parameters both barometric efficiency and tidal sensitivity of water level in wells is considered. It is possible to obtain the values of matrix compressibility and Skempton's coefficient of water-bearing rock on basis of estimated values of barometric efficiency and tidal sensitivity for the static-confined response of water level in the well. At the same time the estimated values of a porosity and reservoir specific storage have approximate character.

Вариации уровня воды в скважине, вскрывающей изолированный резервуар напорных подземных вод, могут без существенных искажений отражать в некотором диапазоне периодов изменения порового давления при приливном и тектоническом воздействии, а также при изменении поверхностной нагрузки от атмосферного давления. В этом случае реакция уровня на деформацию будет определяться упругими параметрами резервуара, в первую очередь, соотношением упругих модулей скелета водовмещающей породы и воды. Такой отклик уровня воды в скважине называется статически изолированным и, в зависимости от соотношения фильтрационных и упругих свойств резервуара, может проявляться в диапазоне периодов от минут до суток – десятков суток.

Реакция уровня воды на изменение атмосферного давления характеризуется величиной барометрической эффективности $E_b=-dh_w/dh_b$, где dh_w - барометрическое изменение уровня воды, dh_b - изменение атмосферного давления. Реакция уровня воды на приливное воздействие характеризуется величинами приливной чувствительности уровня воды по отношению к объемной приливной деформации $A_v=-dh/\varepsilon$ и по отношению к площадной приливной деформации $A_S=-dh/\varepsilon_t$, где dh - амплитуда приливных изменений уровня воды, ε - объемная приливная деформация, $\varepsilon_t=\varepsilon_x+\varepsilon_y$ - площадная приливная деформация [1, 3, 8].

В [1-7] приводится описание 18 пьезометрических скважин в сейсмоактивных районах России, Японии и США, в которых проводились уровнемерные наблюдения. Эти скважины характеризуются наличием статически изолированного отклика уровня воды на барометрическое и приливное воздействие в диапазоне периодов часы – сутки. Скважины вскрывают резервуары напорных пресных подземных вод на глубинах от 50 – до 860 метров. Водовмещающие среды резервуаров представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и магматическими породами. Для этих скважин определены величины барометрической эффективности с использованием кросс-спектрального анализа часовых вариаций уровня и атмосферного давления (E_b=0.12-0.80 см/гПа), а также величины приливной чувствительности уровня воды (A_S=0.010-0.143 м/10^{-7}).

Выражения, описывающие связь величин сжимаемости скелета водовмещающей породы β, коэффициента Скемптона B, удельной упругой емкости S_S, пористости ϕ и барометрической эффективности E_b и приливной чувствительности уровня воды A_S, для статически изолированных условий в системе «скважина – резервуар» приводятся в [1,3,6,8]:

$$\beta=[(1-E_b)/E_b][(3/(2\beta g A_S(1+\nu)))-\beta_u], \quad (1)$$

где β_u - сжимаемость твердой фазы скелета водовмещающей породы, ν - коэффициент Пуассона для условий оттока воды (дренированные условия), ρ - плотность порового флюида, g - ускорение свободного падения,

$$B=(\rho g A_S \beta)/[1+\rho g A_S(\beta-\beta_u)]; \quad (2)$$

$$S_S=\rho g(\beta+\phi\beta_f), \quad (3)$$

где β_f - сжимаемость порового флюида;

$$\phi=[(\beta-\beta_u)(1-B)]/[B(\beta_f-\beta_u)]. \quad (4)$$

На рисунке приводятся графики, характеризующие связь параметров резервуара и величин E_b и A_S по (1) - (4).

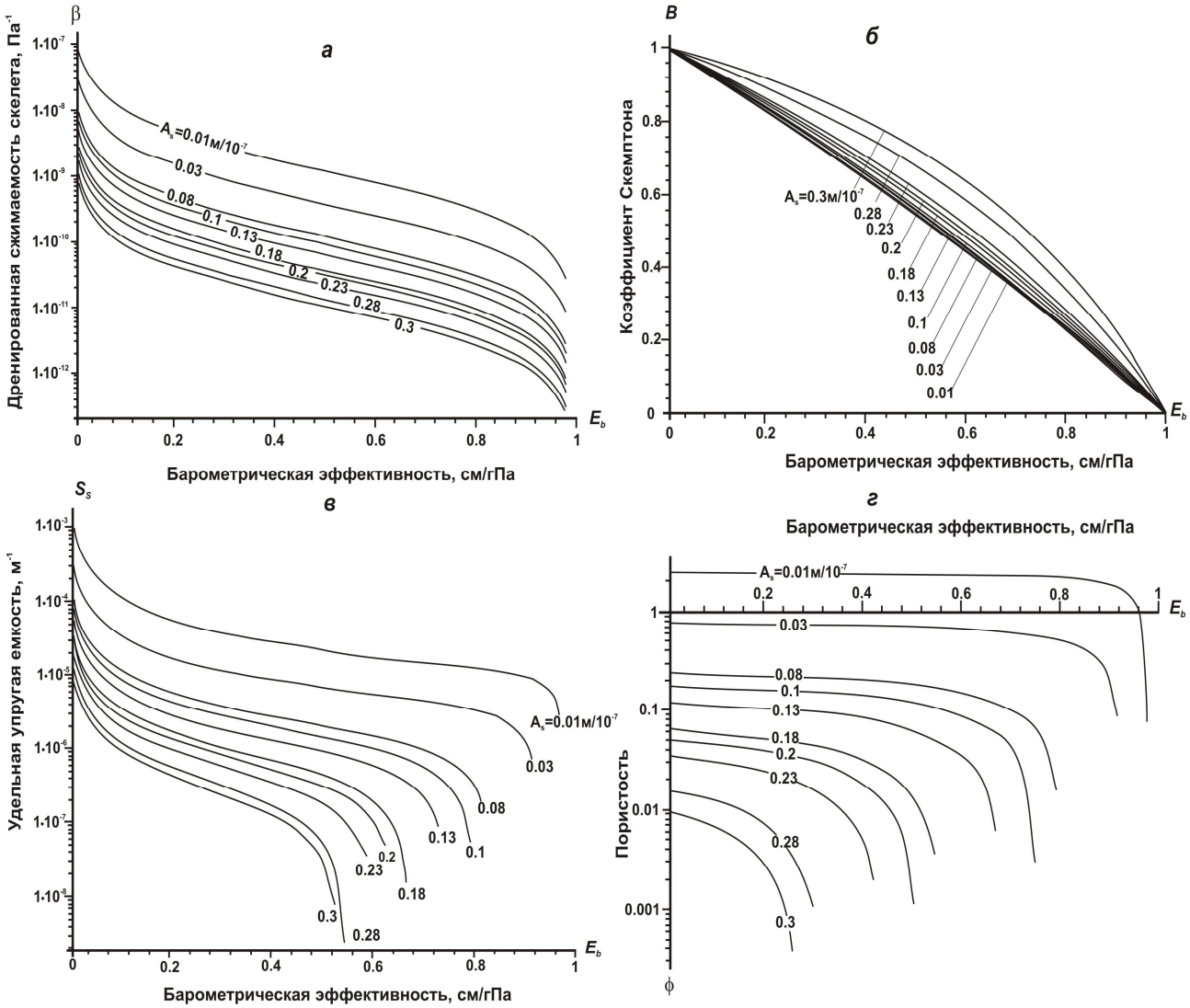


Рис. Связь упругих параметров резервуара подземных вод: *а* - сжимаемости скелета водовмещающей породы β по (1), *б* - коэффициента Скемптона B по (2), *в* - удельной упругой емкости S_S по (3), *г* - пористости водовмещающих пород ϕ по (4), и величин барометрической эффективности E_b и приливной чувствительности уровня воды A_S для статически изолированных условий в системе «скважина – резервуар».

При построении графиков (рис.) использовались табличные величины: сжимаемость порового флюида (холодная пресная вода без газа) $\beta_f=4.4\cdot10^{-10}$ Па$^{-1}$ с плотностью $\rho=1.0\cdot10^3$ кг/м^3; ускорение силы тяжести $g=9.8$ м/с^2; коэффициент Пуассона для дренированных условий $\nu=0.25$; сжимаемость твердой фазы скелета породы $\beta_u=0.3\cdot10^{-10}$ Па$^{-1}$ (кварц).

На рис. *а* видно, что величина сжимаемости скелета породы уменьшается при росте A_S и E_b. С учетом диапазона величин E_b и A_S для реальных скважин, наиболее характерные значения β составляют $7\cdot10^{-12}$ - $2\cdot10^{-10}$ Па$^{-1}$.

Величина коэффициента Скемптона закономерно уменьшается с увеличением E_b и незначительно увеличивается с ростом A_S (рис. *б*). В большей степени величина B зависит от барометрической эффективности E_b и может изменяться от 0.22 до 0.9.

Величина удельной упругой емкости плавно уменьшается с увеличением E_b и A_S (рис. в). При оценке величины S_S необходимо учитывать следующие ограничения. S_S изменяется от $1.5\cdot10^{-5}$ до 10^{-4} м$^{-1}$ при A_S=0.01 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.80 см/гПа; $S_S=3\cdot10^{-6}$-$3\cdot10^{-5}$ м$^{-1}$ при A_S=0.03 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.80 см/гПа; $S_S=3.5\cdot10^{-7}$-$9\cdot10^{-6}$ м$^{-1}$ при A_S=0.08 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.80 см/гПа; $S_S=5.5\cdot10^{-8}$-$7\cdot10^{-6}$ м$^{-1}$ при A_S=0.1 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.79 см/гПа; $S_S=10^{-7}$-$5\cdot10^{-6}$ м$^{-1}$ при A_S=0.13 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.73 см/гПа; $S_S=1.5\cdot10^{-8}$-$3\cdot10^{-6}$ м$^{-1}$ при A_S=0.18 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.66 см/гПа.

Величина пористости по (1)-(4) определяется, в основном, величиной приливной чувствительности A_S. С ростом A_S она уменьшается (рис. *г*). При увеличении барометрической эффективности E_b величина ϕ весьма слабо уменьшается. При оценке ϕ также необходимо учитывать следующие ограничения. Величина ϕ не может оцениваться при низкой величине приливной чувствительности уровня воды ($A_S\approx$0.01 м/10^{-7}). Если A_S=0.03 м/10^{-7}, то при E_b=0.12-0.80 см/гПа величина ϕ может изменяться в широком диапазоне от 45 до 70%. При A_S=0.08 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.80 см/гПа величина ϕ может составлять 1.5-22%. При A_S=0.10 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.75 см/гПа величина ϕ может составлять 1-15%. При A_S=0.13 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.65 см/гПа диапазон значений пористости сокращается (ϕ=1-10%). Если A_S=0.18 м/10^{-7} и E_b=0.12-0.52 см/гПа, то резервуар характеризуется малыми величинами пористости (ϕ=1-6%).

Выполненный анализ показывает, что определение величин E_b и A_S по данным синхронной регистрации уровня воды и атмосферного давления в пьезометрической скважине позволяет оценивать по (1) – (4) упругие параметры и пористость резервуара подземных вод. Наиболее надежные оценки можно получить для величин сжимаемости скелета породы и коэффициента Скемптона. Менее надежные оценки могут быть получены для величин удельной упругой емкости и пористости водовмещающей породы.

Литература

1. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Оценка пороупругих параметров резервуара подземных вод (по данным уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 17-28.

2. *Копылова Г.Н., Куликов Г.В., Тимофеев В.М.* Оценка состояния и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмоактивных регионов России // Разведка и охрана недр.2007. №11. С. 75-83.

3. *Igarashi G., Wakita H.* Tidal responses and earthquake-related changes in the water level of deep wells // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. No. B3. P. 4269-4278.

5. *Matsumoto N., Roeloffs E.A.* Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, central Japan: II. Possible mechanism inferred from time-varying hydraulic properties // Geophys. J. Int. 2003. V. 155. P. 899–913.

6. *Roeloffs E. A.* Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 869-889.

7. *Rojstaczer S.* Determination of fluid flows properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading. // Water Resour. Res. 1988. V. 24. P. 1927-1938.

8. *Rojstaczer S., Agnew D.S.* The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 12403-12411.

****

УДК 550-380

МАГНИТНАЯ СТАНЦИЯ ОБСЕРВАТОРИИ "АРТИ" (IAGA ARS)

Самосогласованный подход в обработке результатов измерений

Бородин П.Б., Власова Г.В., Кусонский О.А. тел.-факс: (34391) 21-327 E-mail: borodin@arudaemon.gsras.ru

Институт Геофизики УрО РАН, Геофизическая Обсерватория "Арти", п.Арти, Свердловская обл., Россия

Геофизическая обсерватория «Арти» ведет свою историю от Екатеринбургской магнитно-метеорологической обсерватории, основанной в 1836 году. Первоначально находившаяся в черте города, обсерватория дважды перебазировалась: в 1925 году в поселок Верхнее Дубово, на 30 км. от города в юго-восточном направлении, в связи с пуском первой трамвайной линии в Екатеринбурге. Затем, в 1970 году из-за электрификации железной дороги и возросших техногенных помех, обсерваторию перенесли в поселок Арти, на 130 км. от Екатеринбурга в западном направлении.

Менялась обстановка, приборы и методы регистрации. Каждый раз решается вопрос о преемственности долгосрочных обсерваторских наблюдений; в течение нескольких лет сопоставляются записи магнитного поля в исходной и новой постановке. Судя по графикам векового хода, история геомагнитных наблюдений на Урале непрерывна и отражает региональную тенденцию изменения магнитного поля Земли.

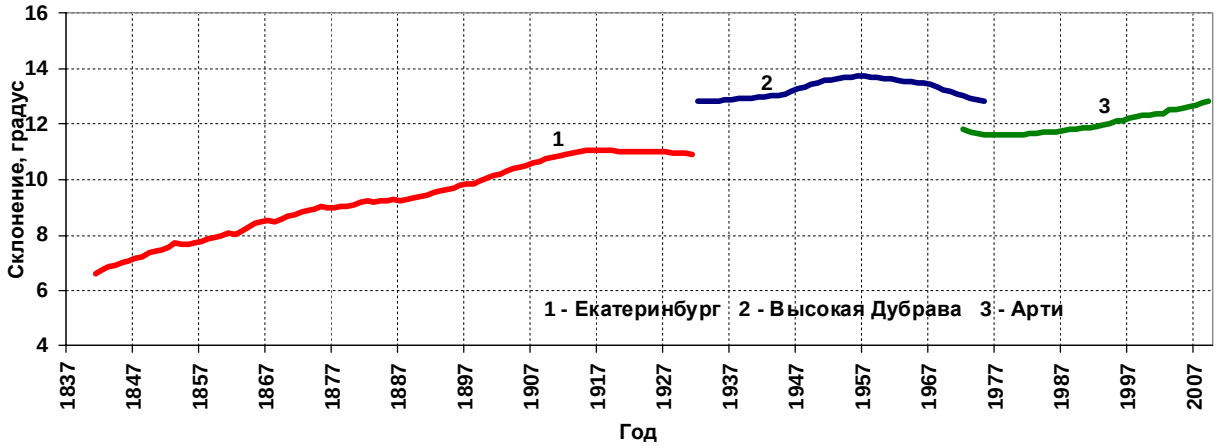


Рис. 3.5.1. Вековые изменения склонения D вектора геомагнитного поля по данным обсерваторий «Екатеринбург», «Высокая Дубрава» и «Арти»

Множество факторов могут повлиять на геомагнитную обстановку в непосредственной близости от павильонов. Современные магнитометры в лабораторном исполнении чувствительны к температуре и влажности воздуха в помещениях. Чтобы гарантировать адекватность обсерваторских наблюдений крупномасштабным геофизическим процессам, необходимо по возможности расширить измерительную площадку и разнообразить средства измерений. В идеале хочется видеть плотную сеть обсерваторий с многочисленными пунктами векового хода вокруг.

В настоящее время обсерватория «Арти» имеет три цифровые магнитовариационные станции (два комплекта ЦМВС «Кварц-4» и феррозондовую ЦМВС EDA) на трех измерительных площадках, разнесенных на 70 и 350 метров друг от друга. Что делать, когда вариометры или прибор для абсолютных наблюдений нестабильны и расходятся в показаниях? Какому инструменту отдать предпочтение? Авторы в такой ситуации предлагают использовать метод «самосогласованного» поля для обработки результатов измерений.

Положим, что большая часть измерений достоверна и ошибки на разных инструментах независимы. В этом случае можно указать наиболее подходящее значение из совокупности одномоментно полученных на разных приборах и принять его за наблюдаемое. «Самосогласованная» оценка предполагает равноправие абсолютных и относительных измерений в краткосрочном плане. То есть, в качестве вариации выдается средневзвешенная по обсерватории вариация, в качестве абсолютного значения – средневзвешенное по всем приборам (абсолютным и относительным) значение. При этом базовые линии вариометров считаются по принятому, «самосогласованному» полю; абсолютные измерения проводятся ежедневно.

В стендовом докладе сделана попытка проиллюстрировать метод «самосогласованного» поля при обработке магнитограмм на примере отдельно взятой обсерватории.

****

УДК 550.380

ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ПОЛНОГО ВЕКТОРА Т ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, И СВЯЗЬ КОМПОНЕНТ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В.Д. Брагин, Е.В. Воронцова, e-mail: bragin@gdirc.ru, vorontsova@gdirc.ru
Научная станция РАН, Бишкек-49, Кыргызстан

The harmonic and spectral analysis of the Earth's magnetic field and component's correlation with Earthquake Sources of Northen Tien Shan. Different methods for the calculation the amplitude and phase values of the diurnal and semidiurnal variations of the total magnetic field, and their comparison. A number of common periods (8, 12, 24 hours, 13.8; ~27.8; 120; 360 days) for variations of geomagnetic field and seismic activity are founded.

За период развития геофизических исследований в мире накоплено большое количество геофизических данных и информации о процессах, протекающих в земной коре, в том числе и геодинамических, приводящих к сейсмическим событиям. Большое количество научных работ, опубликованных в периодических изданиях, посвящено исследованиям связи сейсмической активности Земли с вариациями компонент магнитного поля и солнечной активностью. При этом исследуются корреляции сейсмической активности Земли с вариациями векового тренда магнитного поля, S_q-вариацией, с числами Вольфа W, с индексами геомагнитной активности Kp, Ap, с количеством и моментами возникновения геомагнитных бурь, и другими геофизическими факторами. В ряде работ отмечается, что анализ временных рядов Kp-индексов и чисел Вольфа W, которые не имеют строгого физического смысла, не позволяет составить полной картины происходящих в Земной коре процессов, вызванных влиянием Солнца. Исследование же всех возможных компонент магнитного поля совместно позволяет провести комплексный анализ, выделить (оценить) вклад общепланетарных геомагнитных процессов и локальных откликов, т.е. рассчитать соотношение внешнего поля T_e и индуцированных вариаций δT_i (ионосферной и литосферных частей наблюдаемого магнитного поля).

Наблюдаемое на поверхности Земли магнитное поле T_T является суперпозицией нескольких полей $T_{T=} T_0+ T_a +T_e+ \delta T_i$ [1]:

1) главного поля T_0, создаваемого ядром Земли и процессами протекающими в глубинных горизонтах земного шара,

2) локального поля T_a, обусловленного намагниченностью и процессами верхних частей земной коры.

3) магнитные поля, вызываемого внешними источниками, - T_e,

4) поля индуцированных вариаций – δT_i, причины генерации которых связываются с источниками, расположенными вне земного шара.

Вариации магнитного поля, обусловленные влиянием Луны, Солнца, потоков солнечного ветра (T_{st}), и пульсации составляют внешнее поле T_e:

$$T_e = S+L+ T_{st} +P.$$

Поле индуцированных вариаций δT_i является суммой полей, индуцированных внешними полями T_e в земной коре, верхней мантии и в океанической среде.

Полный вектор магнитного поля T_T, наблюдаемый на земной поверхности, является суммой глобальной компоненты T_{glob} и локальной компоненты T_{lok}, где

$$T_{glob}= T_0 + T_{glob} ,$$
$$T_{lok}= T_a + T_{lok} .$$

T_{glob} несет информацию об общепланетарных процессах: долгопериодных вариациях главного поля T_0, вариациях S, L, и общепланетарных магнитных возмущениях. T_{lok} представляет собой сумму локального поля T_a, связанного с намагниченностью верхних частей земной коры и поля T_{lok}, связанного с локальными магнитными возмущениями и локальным откликом в проводящих слоях литосферы и в разломных зонах.

Для определения T_{glob} необходимо исследовать магнитограммы с различных географически удаленных друг от друга станций. А для определения T_{lok} следует использовать магнитограммы близко расположенных станций.

В работе использовались среднечасовые значения компонент H, D, Z для 15 магнитных станций, расположенных в северном полушарии (18.62-55.47 lat., 0.5-144.19 lon.) и значения полного вектора магнитного поля T для станции Ак-Суу (42.6° с.ш., 74° в.д.) за период 1980-2009 годы.

Для используемых данных был проведен спектральный анализ и рассчитаны следующие компоненты:

1) вековой тренд T_0+T_a,

2) Sq- и L-вариации,

3) остаточная T_{st}+P вариация магнитных бурь и пульсаций (для станции Ак-Суу).

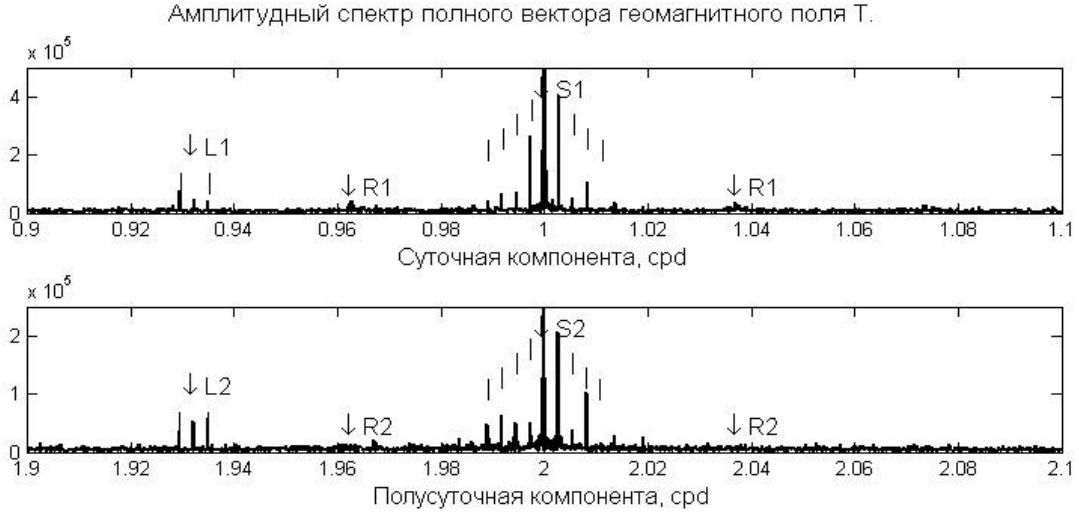


Рис. 1. Фурье-спектр для суточной и полусуточной компонент полного вектора геомагнитного поля T (n=1,2).

При спектральном анализе геомагнитного поля Земли, выделяются «солнечные» периоды: 6; 8; 12; 24; часа, 13.8; 27.8; 93; 128; 195; 350 дней, 11 лет и «лунные» периоды: 6.103; 8.185; 12.421; 25.744 часа и период 29.53 суток, равный лунному месяцу. Полученные периоды хорошо согласуются с общеизвестными периодами (годовые, сезонные, суточные и 27-дневным квазипериодом солнечной активности).

Более детальный спектральный анализ полного вектора T с высоким разрешением по частотам показывает расщепление солнечных S и лунных L гармоник из-за годовой модуляции и квазимодуляции периодом ~27-28 дней. На спектре видны серии боковых пиков S_n и L_n с периодами $f_n \pm k/365.25$ и серии R_n с частотами $f_n \pm k/27.5$, где n - номер компоненты, f_n - соответсвующая ей частота в циклах в день (cpd). Показанный квазипериод 27-28 дней связан с солнечной активностью.

Для выделения суточных магнитных вариаций S_q- и L-вариаций классическим методом является гармонический анализ Чепмена-Миллера. В данной работе параметры S_q- и L-вариация определялись 3-мя способами (что позволило сравнить эффективность использования данных методов):

1) Методом Чепмена-Миллера (гармонический анализ) [2].
2) Фильтрацией и восстановлением по Фурье-спектру.
3) Методом SSA-анализа.

Каждый из перечисленных методов имеет свои достоинства и недостатки. Метод Чепмена-Миллера позволяет работать с временными рядами даже при отсутствии некоторых значений («разорванные ряды»). Однако, этот метод наиболее чувствителен к выбросам и импульсным помехам, и при уменьшении длины временного окна значительно возрастает ошибка вычислений. Второй и третий методы лишены перечисленных недостатков, но требуют длинных непрерывных рядов. Метод SSA-анализа в сравнении с восстановлением по Фурье-спектру более точен и позволяет работать с отдельными компонентами (суточными, полусуточными и т.д.), но требует больших временных и аппаратных ресурсов.

Солнечная компонента S_q представляется в виде суммы k гармонических компонент: $S_q=\sum S_n(\sin(nt+\sigma_n))$, где t – солнечное время от полуночи, S_n и σ_n – амплитуда и фаза n-ой гармоники, n=1…k, обычно для анализа рассчитывают k=4 или k=6 гармоник.

Лунная компонента L представляется в виде суммы k гармонических компонент: $L=\sum L_n(\sin(nt-2\upsilon+\lambda_n))$, где t – солнечное время от полуночи, υ – фаза луны, $\upsilon=23.3827+29684.4748*T+0.000112*T^2$, T – юлианская дата J2000, L_n и λ_n – амплитуда и фаза n-ой гармоники, n=1…k, обычно для анализа рассчитывают k=4 гармоник.

Как показано на рис. 2 и рис. 3 амплитуды и фазы гармоник имеют выраженную годовую периодичность. В дни зимнего солнцестояния амплитуда наименьшая, поэтому погрешность в определении фазы максимальна, особенно для 2-ой и меньших гармоник. Аналогичная картина наблюдается для лунной компоненты.



Рис.2 Амплитуды 1 и 2 компонент солнечно-суточной вариации для станции Ак-Суу.



Рис.3 Фазы вступления 1 и 2 компонент солнечно-суточной вариации для станции Ак-Суу.

После удаления векового тренда T_0+T_a и S_q- и L-вариаций, остаточная компонента $T_{st}+P$ характеризует вариацию магнитных бурь и пульсаций. Для каждой станции вычислялась межчасовая разница IHV_T (Inter-Hourly Value [3]) значений полного вектора T, для станций с данными для трех компонент также вычислялась межчасовая разница значений H, D, Z. Сравнение геомагнитных данных и распределений полученных межчасовых разниц для большого числа станций позволяет определить время начала магнитных бурь и выделить глобальные и локальные бури. Такой анализ позволяет более точно характеризовать локальную геомагнитную возмущенность по сравнению с использованием Kp- и Dst-индексов.

Для анализа возможного влияния геомагнитного поля Земли на сейсмическую активность использовался каталог землетрясений сети KNET, включающий 6475 событий за 1994-2009 гг.

В работе проведены различные статистические и спектральные анализы каталога сейсмической активности. Для выбранного региона были выделены характерные периоды сейсмической активности. Длинные периоды: 12, 14, 18, 27.3, 120, 360 суток.

При анализе на наличие коротких (суточных) периодов для каталога KNET были выделены гармоники 8; 12; 14.5; 24 часа.

В результате работы показано наличие общих периодов 8, 12, 24 часа, 13.8; ~27.8; 120; 360 суток для вариаций геомагнитного поля Земли и сейсмической активности, что указывает на взаимосвязь этих процессов.

Литература.

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. 1978.
2. Chapman, Lindzen. Atmostheric tides. 1969.
3. Svalgaard. IHV - a new long-term geomagnetic index. 2000.

****

УДК 54:553.98.061.4 (470.4/.5 + 571.5)

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НА ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Л.А. Бужук[1], А.В. Поливцев[1], Л.Д. Архипова[2]
lesia_buzhuk@ukr.net, a_polivtsev@ukr.net, тел/факс +38 044 206 35 94
[1]Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ)
04114, ул. Автозаводская, 78-а, Киев, Украина
[2]Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
79053, ул. Научная, 3-а, г. Львов, Украина

From the scanning electron microscopy (SEM) results overlaid on ordinary diagenesis and catagenesis transformations of reservoir rocks from Dnipro-Donets Depression and Urengoy oil-gas-condensate field and their effect on electrophysical properties considered. The reasons changing reservoir rocks` properties and anomalous electrical resistance systemized and ascertained.

Key words: reservoir rocks; SEM; overlaid transformations; electrophysical properties.

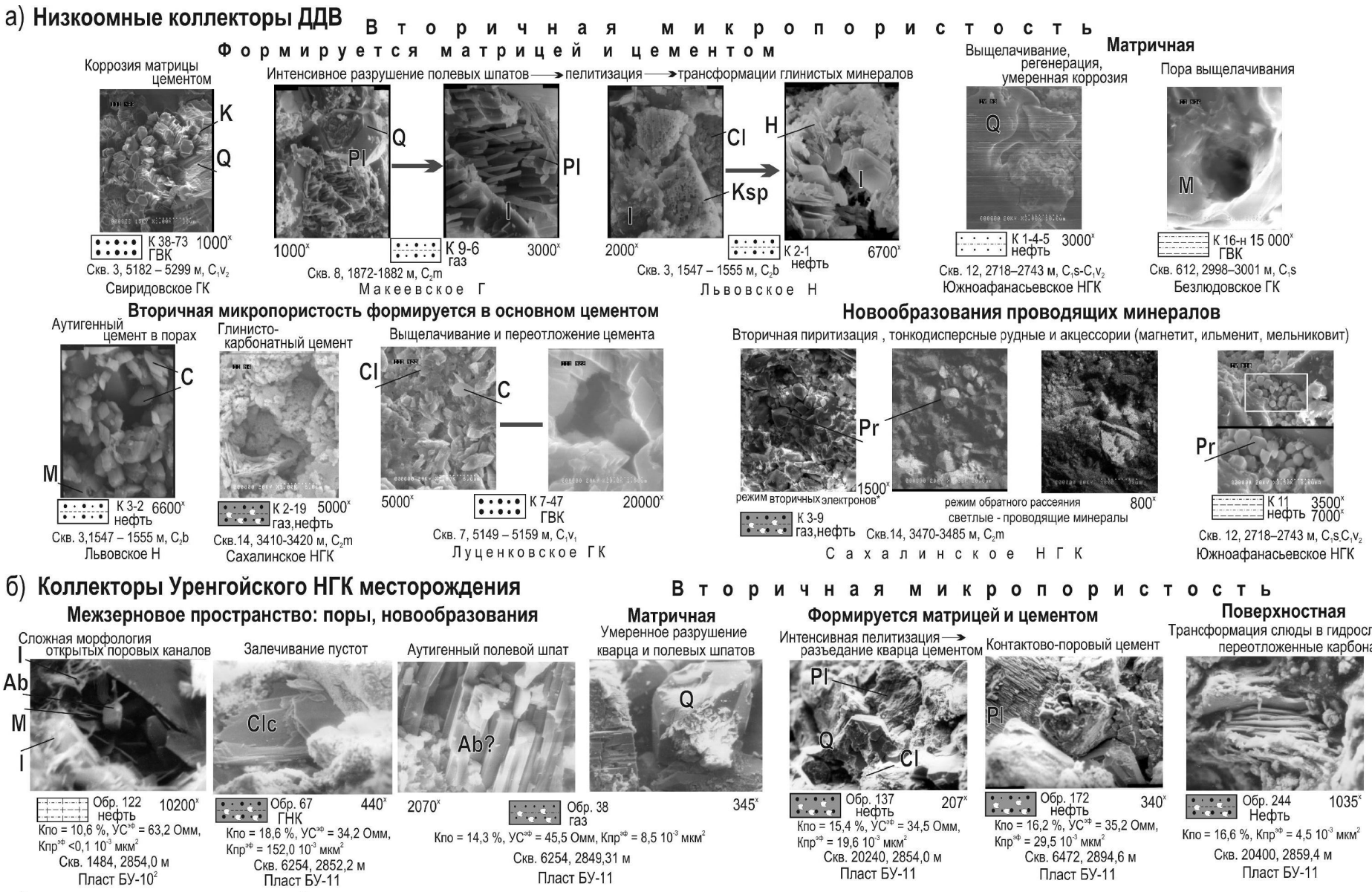
Рассматриваются коллекторы месторождений нижнего и среднего карбона Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) с аномально высокой проводимостью отдельных продуктивных пластов, а также Уренгойского месторождения (пласты БУ-10, БУ-11 неокома) со сложным сочетанием литогенетических факторов, усложняющим электрофизические характеристики и интерпретацию электрометрии скважин.

Под вторичными преобразованиями понимаются процессы, наложенные на региональные диагенез и катагенез. Информация получена сканирующей электронной микроскопией СЭМ (TESLA BS-300, HITACHI) в комплексе с литогеохимией и петрофизикой. Использована классификация аномальной проводимости П. Уорсингтона, 2000.

***Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ)**, рисунок, а.* В интервале 1547–5305 м изучено более 200 кернов терригенных коллекторов 11 месторождений зон среднего и глубинного катагенеза (А. Поливцев, Л. Рыбак, Л. Бужук, 2005). Три четверти образцов отобраны из низкоомных интервалов с удельным сопротивлением (УС) до 10 Омм по КС и до 15 Омм по БК.

Диагенетические причины снижения УС коллекторов проявлены на участках контрастного изменения литофациальних обстановок (и геохимических барьеров). Обычно это плохо отсортированные породы, где часто проявлено зачаточное рудообразование, в том числе под действием мигрирующих флюидов.

Вторичные преобразования. Определенные сочетания обстановок осадконакопления и интенсивности эпигенеза существенно снижают УС. Действие проводящих минералов определяется не только их суммарным содержанием, но и характером рассеяния в породе и кристаллической структурой. На ранней и средней стадиях катагенеза в тонкослоистых разностях растет роль поверхностной микропористости. Слюды трансформируются в разбухающие фазы, в том числе смешаннослойные, меняя остаточное водонасыщение и систему фильтрующих микропор. В неслоистых породах возрастает значение аутигенных сульфидов и акцессориев. Вторичная пористость вызвана выщелачиванием и переотложением цемента. На стадии глубинного катагенеза в низкоомных коллекторах контрастнее выражен метасоматоз. В олигомиктовых песчаниках развита поверхностная пористость (смектитизации и каолинитизация). Пористость матрицы формируется кавернами выщелачивания. Выявлены перенос и высаживание карбонатов, ассоциации рудных и акцессорных проводящих минералов (рутил, ильменит, лейкоксен, пирит, магнетит, сфалерит…). Вторичные каверны, поры и трещины иногда замещены темноцветным пелитоморфным веществом, содержащим углистый материал, глинистые минералы, карбонаты и сульфиды. Высокоомные песчаники и алевролиты на тех же глубинах обычно уплотнены, без контрастных преобразований слюд в разбухающие фазы, признаков переноса вещества и вторичной пористости.



* - в режиме вторичных электронов получено большинство снимков

Q - кварц, Pl - плагиоклаз, Ab - альбит, Ksp - калишпат, M - слюда, I - иллит, K - каолинит, H - галлуазит, Cl - скопления глинистых минералов, C - карбонаты, Clc - кальцит, Pr - пирит

Рисунок. Вторичные преобразования коллекторов ДДВ и Уренгойского месторождения

Уренгойское месторождение. Исследованы 112 сколов образцов керна 12 скважин трех куполов (А. Поливцев, Л. Архипова, 1993) в комплексе с петрофизическими и литогеохимическими данными. Выяснялись причины неуверенного определения характера нефте- и газонасыщения по КС в условиях перекрытия диапазонов сопротивлений, соответственно 25–45 и 30–70 Омм. Сопротивления водоносных горизонтов менее 25 Омм. Изменчивость петрофизических параметров по кернам скважин усложняет пересчеты запасов.

Литогеохимические исследования и СЭМ проведены по остаткам керна, привязанным к сколам в местах выточки цилиндров. Коллекторы средне- и плохо отсортированные, аркозового и аркозо-граувакового состава. Петрохимические модули указывают на значительную роль кислых пород в источниках сноса. По индикаторам среды осадконакопления (Sr/Ba и др.) толщи БУ-10 и БУ-11 отлагались в пресноводной (опресненной?) и переходной к морской обстановках.

Интенсивность преобразований по коэффициенту метаморфичности О. Черникова не превышает 0,31, то есть выражена слабо, кроме отдельных интервалов. По факторному анализу изменчивость коллекторских свойств контролируется гранулометрическим составом (средний диаметр зерен), в меньшей мере составом и содержанием цемента и, далее, составом и соотношением породообразующих минералов, содержанием слюд и рудных минералов. Примерные вклады этих факторов в дисперсию коллекторских свойств 35 : 20 : 15. Роль отдельных факторов может резко доминировать, складываться или нивелироваться, усложняя интерпретацию ГИС и петрофизики (таблица).

Таблица – Ухудшение коллекторских свойств образцов, обогащенных рудными минералами и слюдами

Содержание, %	Пористость открытая, %	Проницаемость, 10^{-3} мкм^2	Количество проб
Рудные минералы			
До 1	16,5	75,2	55
1 – 3	13,4	7,1	22
4 – 8	14,3	5,5	5
Слюдистые минералы			
До 2	18,3	137,2	18
3 – 6	16,5	50,1	12
7 – 9	15,7	33,5	17
> 9	15,7	23,1	5

В пластовых условиях удельные сопротивления кернов свыше 12,5 Омм характерны для полимиктовых песчаников мелко- и разнозернистых тонкослоистых с глинистым либо карбонатным цементом, обломками кремнистых пород. Содержания гидроксилов железа (иногда выполняющих трещины), магнетита, ильменита, лейкоксена только отчасти компенсируют высокие сопротивления, обычно присутствуют 1–2 минерала. УС в диапазоне 4–9 Омм наблюдаются в образцах с беспорядочной микропористой текстурой, слюдистых, с агрессивным глинистым цементом и значительной пелитизацией полевых шпатов. Чаще присутствует графит и богаче набор слабоизмененных рудных минералов, редко пирита.

В докладе детально рассматриваются преобразования коллекторов по данным СЭМ, разнонаправлено влияющие на их свойства. В их числе следующие (рисунок, *б*). Залечивание пустотного пространства кальцитом, обычно монокристаллического сложения, тонкоагрегатным кремнеземом и (иногда) переотложенным, значительно измененным материалом гидрослюдисто-каолинитового, а также гидрослюдистого и хлоритового состава. Активная пелитизация полевых шпатов. Агрессивность глинистого цемента. Следы действия мигрирующих растворов (перекристаллизация полевых шпатов и кальцита, новообразования кремнезема в полостях). Отсутствие каверн и пор выщелачивания. Скопления акцессорных и рудных минералов по плоскостям наслоения (лейкоксен, ильменит, гранат).

Заключение. Особенности состава пород, структуры порового пространства, в том числе существенно меняющие коллекторские свойства и слабо различимые по петрографическим и рентген-дифрактометрическим данным, уверенно диагностированы методом СЭМ.

****

ГРАВИТАЦИОННОЕ И МАГНИТНОЕ ПОЛЯ ПУЛЫТЬИНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Бычков С.Г.
Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

Сейсморазведочными работами 3D, проведенными ОАО «Хантымансийскгеофизика» на Пулытьинской площади (граница Свердловской области и Ханты-Мансийского округа), выявлена аномалия волнового поля, имеющая в плане правильную изометричную форму (рис.1) [2, 8]. Выявленный объект представляет собой конусообразную трубку, которая прослеживается во всем интервале осадочного чехла и имеет диаметр в интервале 200 – 300 мс около 4 км.

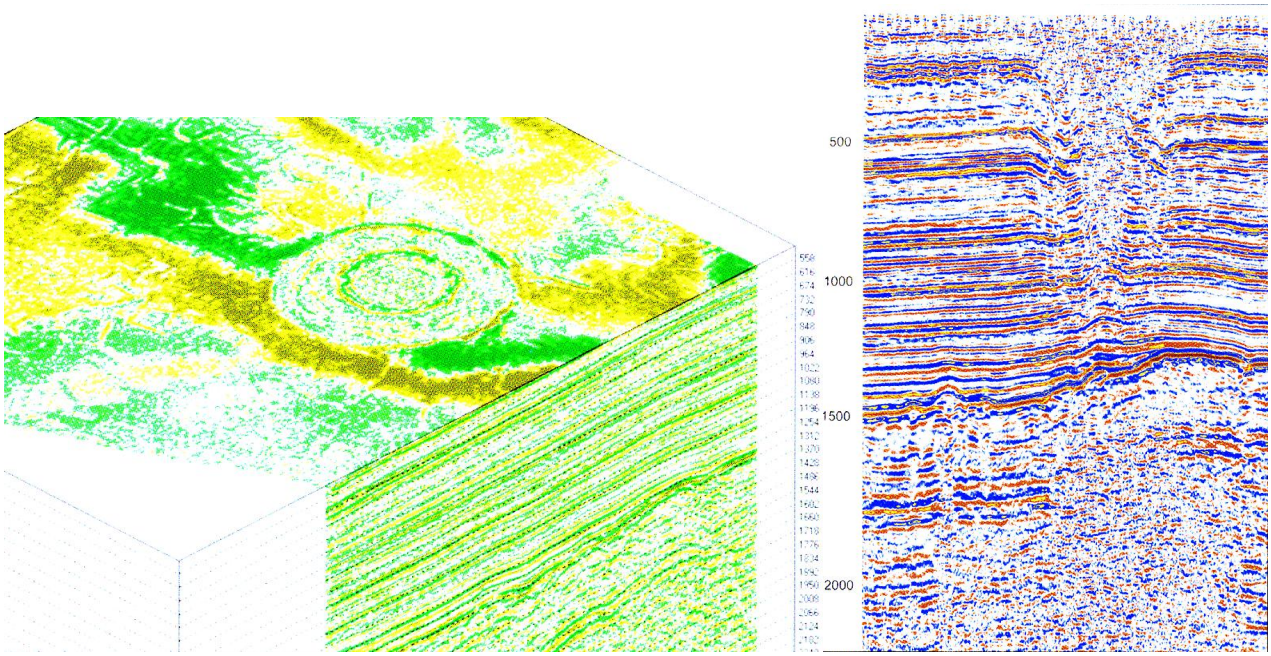


Рис.1. Сечения волнового поля по материалам 3D сейсморазведки [2, 8]

ООО «АНЧАР-Геокомплекс» (г. Черноголовка) провел здесь газолитохимические исследования и дешифрирование космических видеотепловизионных данных [2]. Кольцевая структура отмечается контрастными аномалиями гелия, водорода, метана, углекислого газа, этана, пропана, превышающими фоновые значения в 40-70 раз. В пределах объекта обнаружены редкие и редкоземельные элементы, процентное содержание которых в центральной части объекта превышает фоновое в 2 – 5 раз. Результаты геохимических исследований позволяют сделать вывод о том, что данная кольцевая структура геодинамически активна в настоящее время. Современная геодинамическая активность – в виде выходов на земную поверхность глубинных флюидов свидетельствует о наличии в пределах кольцевой структуры проницаемых зон, по которым в настоящее время происходит вертикальная миграция газов. Отражается объект и в современном геотермическом пространстве на глубину до 600 м.

На выявленной сейсморазведкой кольцевой структуре Горным институтом УрО РАН проведены детальные гравиметрические и магнитометрические исследования по двум пересекающимся профилям. Пересечение профилей приурочено к центру кольцевой структуры.

По широтному и меридиональному профилям соответствующие поля над кольцевым объектом идентичны. На графиках Δg наблюдается ритмичная высокочастотная картина локальных аномалий (рис.2). Наиболее интенсивная и широкая локальная положительная аномалия приурочена к центру кольцевой структуры; к периферии ширина и амплитуда аномалий постепенно уменьшаются. После снятия регионального фона на карте локальных аномалий силы тяжести отчетливо выделяется чередование зон положительных и отрицательных аномалий, образующих систему концентрических окружностей с уменьшением амплитуд аномалий от центра к периферии. Амплитуда центральной положительной локальной аномалии более 2 мГал, ширина ее около 1 км. На концах профилей амплитуда локальных аномалий составляет 0.1 - 0.2 мГал, ширина – 200 – 300 м. Нельзя не отметить высокие градиенты локальных аномалий, превышающие 3 мГал/км.

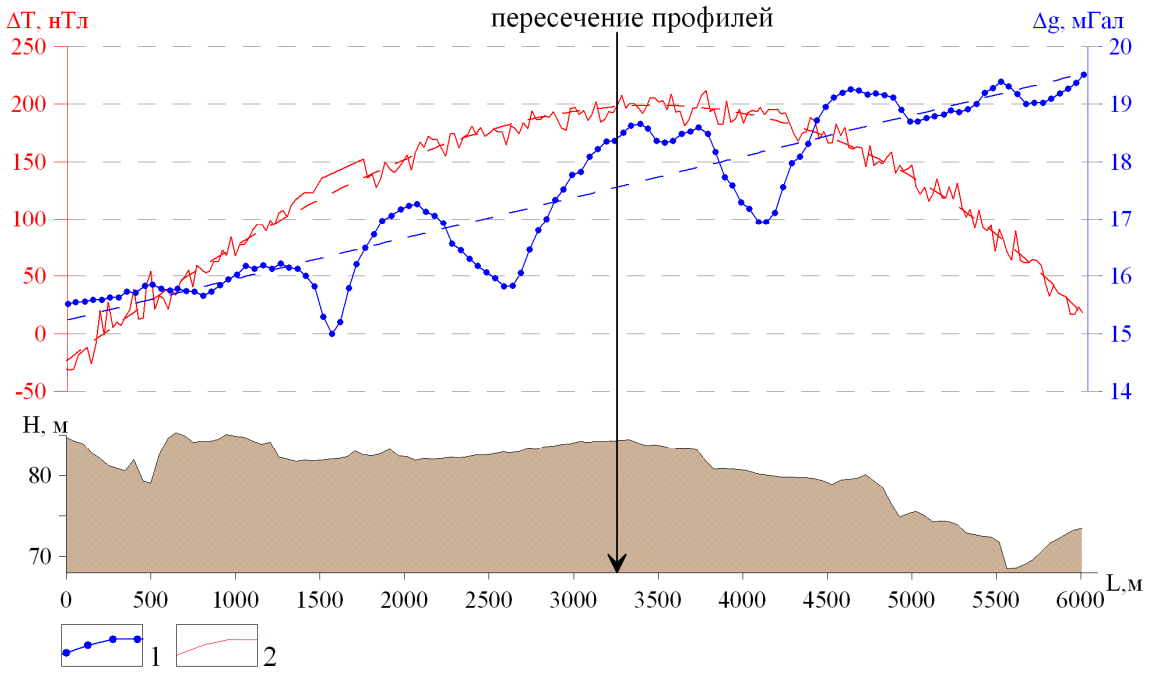


Рис. 2 Гравитационное (1) и магнитное (2) поля Пулытьинской аномалии по профилю 1

Верхние кромки источников этих локальных гравитационных аномалий находятся на небольших глубинах (не более 500 м). Если представить источники, создающие такое поле, в виде концентрических зон уплотненных и разуплотненных пород, то, как показало гравитационное моделирование (решение обратной линейной задачи в горизонтальном слое), для того, чтобы удовлетворить наблюденному полю силы тяжести, эти зоны должны пронизывать всю осадочную толщу до глубины более 2 км. Изменения плотности в осадочной толще при таком распределении масс составят примерно ±0.15 г/см^3.

В магнитном поле на изучаемой площади выделяется одна интенсивная положительная аномалия ΔT амплитудой более 200 нТл (рис. 2). Эпицентр аномалии практически совпадает с эпицентром аномалий гравитационного поля. Судя по ширине и амплитуде аномалии, глубина залегания верхней кромки ее источника более 2 км.

Возможная природа выявленной аномалии.

Сотрудники Горного института УрО РАН имеют большой опыт проведения полевых работ и интерпретации гравитационных и магнитных полей в различных районах России, однако гравитационных полей такой морфологии мы не наблюдали. Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов позволяет сделать три предположения о природе выявленной аномалии.

1. **Астроблема.** Наиболее похожей на аномалию Пулытьинской площади является аномалия, обусловленная Попигайской астроблемой. В результате векторной интерпретации гравитационного поля получена система концентрических зон пониженных и повышенных

значений гравитационного поля [3], которые, возможно, отражают поведение затухающей ударной волны и вторичные процессы перемещения и аккумуляции вещества преобразованных горных пород. В магнитном поле Попигайская астроблема практически не проявляется. По литературным данным аналогичные аномалии наблюдаются над доказанными астроблемами [4].

Отличие выявленной Пулытьинской аномалии от гравитационных полей астроблем заключается прежде всего в том, что в эпицентре астроблем наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести. Кроме того, известные на Земле астроблемы имеют характерное отражение в рельефе: округлая долина, окруженная кольцевым поднятием [4]. Здесь же, наоборот: в эпицентре мы имеем незначительно повышение отметок рельефа (рис. 2).

2. Интрузивная деятельность. Морфология гравитационного и магнитного полей позволяет сделать предположение о наличии в фундаменте на Пулытьинской площади интрузивного тела основного - ультраосновного состава, создающего интенсивную аномалию магнитного поля. Гравитационная аномалия возможно отражает наличие в осадочном чехле трубки взрыва, которые часто приурочены к интрузивным массивам [6]. Наличием трубки взрыва объясняется и отсутствие сейсмических отражений.

Единственным возражением против данной гипотезы является сомнительность интрузивной деятельности в кайнозое в Западной Сибири [7], хотя современные исследования [5] не отрицают вероятность наличия здесь магматических очагов, с которыми связываются кольцевые структуры различного диаметра в Западной Сибири.

3. Геосолитон. Согласно гипотезе Р.М Бембеля [1] «кольцевые структуры гравитационных, магнитных и геоморфологических полей, а также потеря отражательной способности и минимальные амплитуды отражений на вертикальных и горизонтальных срезах волнового поля 3D-сейсморазведки, являются следам геосолитонных процессов в геологическом разрезе». Поэтому сибирские геофизики [2, 8] однозначно связывают данную аномалию с геосолитонным процессом.

Как указывалось выше, Горный институт УрО РАН имеет большой опыт использования гравиметрических данных для изучения месторождений углеводородов и других полезных ископаемых, в том числе проводятся крупномасштабные работы по сейсморазведочным профилям 3D, однако подобных аномалий нами выявлено не было. Тогда как, согласно воззрениям Р.М Бембеля, геосолитонные трубки являются очагами месторождений углеводородов и должны проявляться повсеместно.

Таким образом, однозначного истолкования природы аномальной зоны на Пулытьинской площади по имеющимся материалам дать невозможно. Необходимо провести крупномасштабные площадные гравиметрическую и наземную магнитную съемки для оконтуривания выделенных аномалий и их объемной интерпретации, а также бурение параметрических скважин для определения физических свойств пород.

Литература

1. Бембель Р.М., Бембель С.Р., Мегеря В.М. Геосолитонная природа субвертикальных зон деструкции //Геофизика, 2001, спец. выпуск. С. 36-50.
2. Бембель С.Р. Особенности проявления современной локальной геодинамики в западной части ХМАО-Югра, их связь с очагами нефтегазонакопления. Геология нефти и газа, №4, 2010. С. 8 – 12.
3. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Кирплюк П.В., Лазарев Ф.Д., Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторное сканирование геопотенциальных полей Попигайской котловины / Материалы 33-й сессии Междунар. семинара «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, 2006. С. 69-73.
4. Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск, ООО «Нонпарель», 2007. - 288 с.

5. Воронов В.Н., Цимбалюк Ю.А., Шпуров И.В. Актуальные направления региональных исследований в Западной Сибири // International Conference & Exhibition «Tyumen-2007», ЕАГО, SEG, and AAPG. Тюмень, 4-7 декабря 2007. B26 (electronic format).
6. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. - 616 с.
7. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. Под ред. акад. В.Е. Хаина. М.: Научный мир, 2004. - 612 с.
8. Мегеря В.М. Поиск и разведка залежей углеводородов, контролируемых геосолитонной дегазацией Земли: монография. – М.: Локус Станди, 2009.-256 с.

****

УДК 550.34

ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД РУССКОЙ ПЛИТОЙ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ОБМЕННЫХ ВОЛН SKS

Н.В. Ваганова[1] – тел. (8182)21-56-87, факс (8182)28-76-36, nvag@yandex.ru,
В.И. Французова[1,2] – тел. (8182)21-55-68, vifrancuzova@gmail.com
Г.Л. Косарев[3] – тел. (495)254-94-05, kosarev@ifz.ru
С.И. Орешин[3] – тел. (495)254-94-05, sergeyi.oreshin@gmail.com
[1]Институт Экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия
[2]Сектор Сейсмического мониторинга Севера Русской плиты ГС РАН, г.Архангельск
[3]Институт Физики Земли РАН им. О.Ю.Шмидта, Москва, Россия

Abstract. In the North of Russian Plate on the SKS splitting for KLM revealed the presence of azimuthal anisotropy of the mantle with the direction of 115 degrees related to strains in the mantle. The data are compared with modern data on the absolute motion of the Eurasian plate.

Сведения о деформированном состоянии верхней мантии Русской плиты весьма скудны, во-первых, из-за трудностей непосредственного изучения глубоких мантийных слоев и, во-вторых, из-за общего недостаточного внимания к платформенным территориям. Исследование этого вопроса в последнее время стало возможным с развитием на Севере Русской плиты региональной сети цифровых сейсмологических станций. В Архангельском сейсмологическом стационаре-обсерватории, проведены предварительные изучения деформированного состояния верхней мантии в аспекте выявления азимутальной анизотропии мантийных слоев. Известно [1], что фактором, доминирующим при возникновении сейсмической анизотропии в верхней мантии, является строго ориентированное расположение анизотропных кристаллов мантийного оливина в присутствии длительных напряжений, связанных с движением плит и конвекционными потоками в мантии. Собственная анизотропия оливина (для скорости S волны – 22%) и ярко выраженная упорядоченная ориентация кристаллов определяет высокую степень анизотропии верхней мантии: в среднем около 10% скорости P волны [2].

В представленной работе используются сейсмологические оценки азимутальной анизотропии в верхней мантии непосредственно под наблюдающей станцией по измерениям расщепления поперечных волн в фазах SKS, SKKS. Данная техника, впервые примененная в нашей стране [3], является на сегодняшний день одним из самых современных и легкореализуемых способов обнаружения анизотропных свойств среды, исходя из небольшого набора данных. Важнейшим свойством, на котором основан этот подход, является то, что в анизотропной среде волна SKS расщепляется на две квазипоперечные волны S1 и S2, распространяющиеся с различной скоростью. При расщеплении *поляризация волн S1 и S2 не зависит от направления распространения волны SKS и определяется только симметрическими свойствами среды. Быстрая волна S1 поляризована в направлении, близком к оси симметрии среды, медленная волна S2 – в направлении почти перпендикулярном направлению поляризации волны S1.* Выбор низкочастотного диапазона

наблюдений волн SKS в диапазоне от 5 до 15 сек. позволяет существенно снизить эффект, вызываемый рассеянием и дифракцией волн при различных неоднородностях среды.

В качестве исходных данных выступают трехкомпонентные цифровые широкополосные записи удаленных землетрясений, очаги которых расположены на расстояниях от 90 до 145 градусов от принимающей станции Климовская KLM (60.85°с.ш., 39.52°в.д.), входящей в состав Архангельской сети. Отобранные записи были обработаны с помощью алгоритма [4], при котором горизонтальные компоненты NS и EW волн SKS разлагаются на радиальную R(t) и тангенциальную T(t) составляющие (рис. 1) [5].

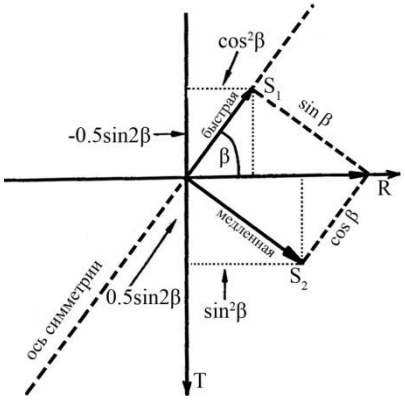


Рис. 1 - Геометрические соотношения между лучами S1 и S2 в (R, T) плоскости и осью симметрии. Положительное направление радиальной R(t) оси соответствует направлению от источника к станции, ось T(t) образуется поворотом R оси против часовой стрелки на 90°. β – угол между радиальной R составляющей и осью симметрии среды

$$R(t) = \cos^2\beta \cdot \cos(\omega t) + \sin^2\beta \cdot \cos(\omega t - \omega\delta t)$$
$$T(t) = -0.5\sin(2\beta) \cdot \cos(\omega t) + 0.5\sin(2\beta) \cdot \cos(\omega t - \omega\delta t),$$

где β – угол между радиальной R составляющей и осью симметрии среды

δt – интервал запаздывания волны S2 относительно волны S1,

Вычисленные R и T компоненты по наблюденным данным для набора землетрясений представлены на рис. 2

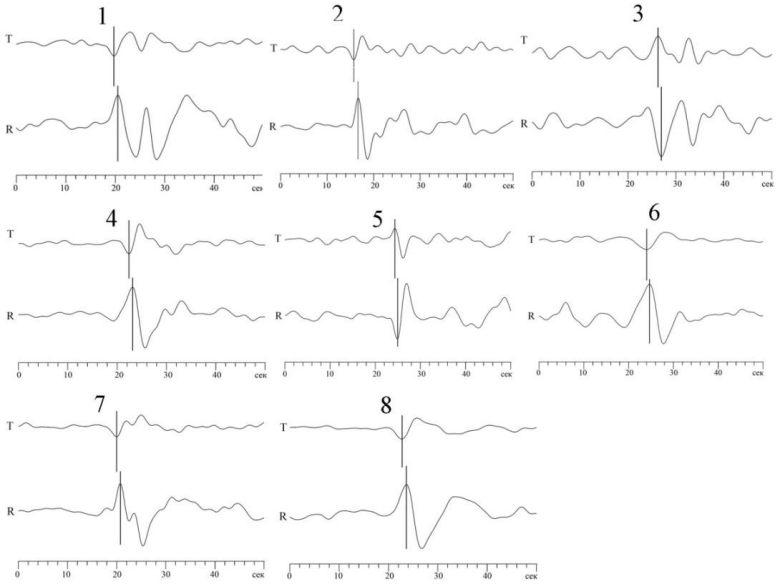


Рис. 2 – Примеры радиальной R и тангенциальной T составляющих для нескольких землетрясений

Как следует из рис. 2, во-первых, на T-компонентах видны отчетливые колебания, во-вторых, присутствуют фазовые сдвиги между R и T компонентами. Наличие этих особенностей при временных задержках медленной квазипоперечной волны относительно быстрой является *главным диагностическим признаком обнаружения* азимутальной анизотропии мантии.

По каждой записи радиальной компоненты вычисляется синтетическая тангенциальная компонента *T*(t)*, и сравнивается с реальной записью обменной волны на Т компоненте путем нахождения целевой функции *E(α, δt):*

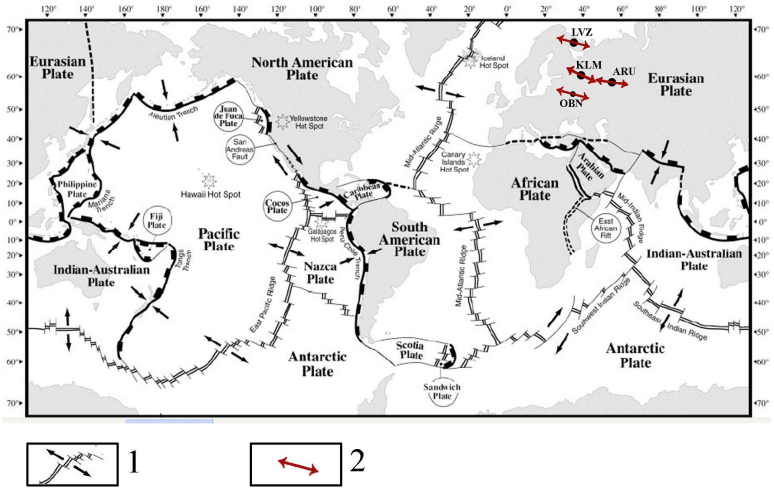
$$E(\alpha,\delta t)=\left[\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\frac{\int\left(T_n(t)-T_n^*(t,\alpha,\delta t\right)^2 dt}{\int R_n^2(t)dt}\right]^{\frac{1}{2}}$$

где α = Az - β; угол α - пробный азимут оси симметрии, отсчитываемый от направления на север по часовой стрелке, *n* – номер землетрясения;

N – число землетрясений. Суммирование производится по числу землетрясений.

Функция $E(\alpha,\delta t)$ вычисляется для каждого события при значениях пробного азимута α от 0° до 180°, и значениях запаздывания δt от 0 до 2 секунд. Далее производится суммирование индивидуальных целевых функций для нахождения итоговых параметров анизотропии. В качестве искомых оценок параметров α и δt принимаются те значения, при которых обеспечивается минимум функции Е. Для с/с KLM: α=115°, δt=0.6 сек

Путем выполнения подобных процедур были найдены параметры анизотропии для станций Арти (ARU), Ловозеро (LVZ), Обнинск (OBN), расположенных на сопредельных с Архангельской областью территориях. Волновые формы землетрясений для расчетов были любезно предоставлены Геофизической Службой РАН. Итоговые параметры анизотропии, азимутальный угол α и время задержки δt, для станций ARU, LVZ, OBN соответственно равны 100° и 0.6 сек, 105° и 0.8 сек, 105° и 0.4 сек Была сделана попытка сопоставления ориентации векторов азимутальной анизотропии с направлением абсолютного движения плиты (рис. 3). Азимуты быстрой оси выравниваются близко к направлениям движения Евразийской плиты.



1 - векторы относительных движений литосферных плит; 2 – направления азимутальной анизотропии по данным с/с KLM, ARU, LVZ, OBN

Рис. 3 – Карта ориентации азимутальной анизотропии и направления движения плит

Выводы: Сейсмическая азимутальная анизотропия является полезной диагностической единицей для понимания эволюции земной коры и верхней мантии, так как она несет отпечатки прошлой и настоящей деформации в недрах Земли. Она обусловлена преимущественным направлением кристаллов мантийного оливина, приобретенного им, возможно, вследствие существующих напряжений в виде движения плит и мантийных течений. По данным с/с KLM на Севере Русской плиты по расщеплению волн SKS и SKKS выявлено наличие азимутальной анизотропии мантии с направлением 115 градусов и величиной анизотропии δt=0.6 сек. Азимуты быстрой оси по данным с/с KLM, ARU, LVZ, OBN выравниваются близко к направлениям движения Евразийской плиты.

Список литературы

1. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М., Наука. 1977, 144с.
2. Babuska V. P-wave velocity anisotropy in crystalline rock. Geophys. J. R. astr. Soc., 76, 1984, p.113-119.

3. Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Анизотропия литосферы по наблюдениям длиннопериодных обменных волн // Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным - М.: Наука, 1988. С. 62 – 100.
4. Vinnik L.P., Farra V., Romanovich B. First observation of the SV wave diffracted on the Earth core surface. Doklady Akademii nauk SSSR A. 1990, vol. 311, n° 3, pp. 567-570.
5. Vinnik L.P., Makeyeva L.I., Milev A., Usenko A.Yu. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophys. J. Int.* (1992) 111, 433 - 447.

****

ИЗУЧЕНИЕ ПОДСТАНЦИОННОЙ СКОРОСТНОЙ СТРУКТУРЫ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА ФУНКЦИИ ПРИЕМА

Верхоланцев А.В., Варлашова Ю.В. ivanova@mi-perm.ru
Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

Abstract We apply an iterative, time-domain deconvolution approach (Juan Pablo Ligorria and Charles J. Ammon) to receiver-function estimation for all seismic station of West Ural region.

Метод функции приема (*receiver function*) основан на изучении обменных поперечных волн в коде Р-волны от удаленных землетрясений для получения информации о скоростном строении среды под сейсмической станцией. В “большой” сейсмологии метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) является разведочным и применяется как составная часть комплекса региональных геолого-геофизических исследований при изучении глубинного геологического строения отдельных регионов.

Коротко суть метода функции приема состоит в следующем (рис.1) [11]. Если строение среды под сейсмической станцией описывается моделью однородного слоя на полупространстве (рис. 1а), то начальные части сейсмических записей удаленных землетрясений будут иметь следующий вид. На компоненте L, ориентированной вдоль направления движения фронта продольной волны в слое, наиболее интенсивными будут прямая продольная (Pp), многократно отраженные (Pppp, …) и обменные (Pssp, Ppsp, …) волны (рис. 1б). На поперечной компоненте (Q) будут фиксироваться преимущественно обменные волны - фазы Ppps, Ppss, Ps и т.д. Метод «Receiver Function» как раз ориентирован на восстановление информации о свойствах среды (мощность слоя(ев), скорости волн) по динамическим и кинематическим характеристикам данных фаз.

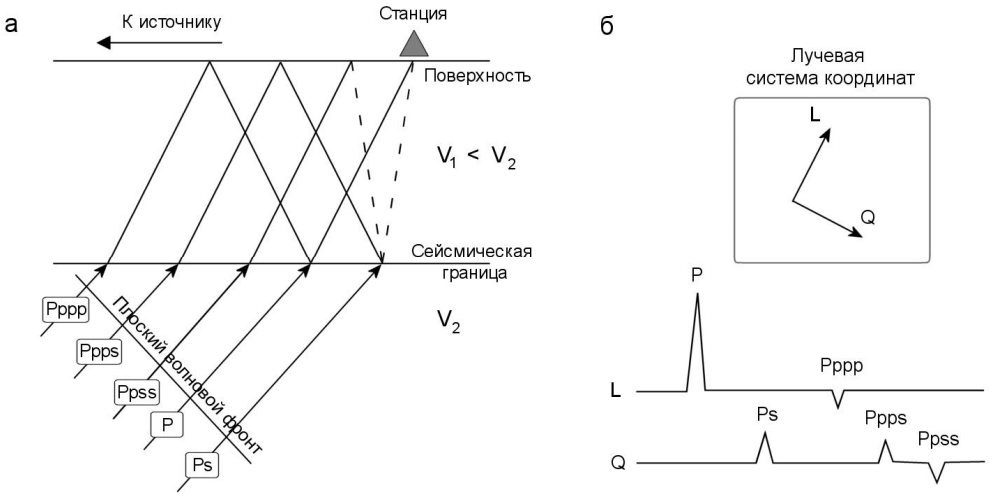


Рис. 1. Структура волнового поля, исследуемая в методе «Receiver Function» [11]

Реализация метода, обычно, включает следующие этапы:

- отбор трехкомпонентных сейсмических записей удаленных землетрясений;
- преобразование отобранных записей в лучевую или цилиндрическую (относительно источника) систему координат;
- построение, так называемых, функций приема;
- подбор модели среды, соответствующей построенным функциям приема.

Возможность исследования подстанционной скоростной структуры Западного Урала предоставляют материалы сейсмологических наблюдений, проводимых с 1999 года сетью из 6 сейсмостанций. Ранее метод функции приема был опробован для записей станции «Романово PR1R» [5], при этом были получены первые данные о скоростном строении до глубины 20 км и намечены направления дальнейшей работы:

- путем привлечения большого количества данных добиться улучшения качества функции приема для сейсмостанции «Романово PR1R»;
- построить функции приема для других региональных сейсмостанции – «Соликамск SOKR», «Добрянка PR2», «Власы PR4», «Кунгур PR3», «В.Ч. Городки KIZ»;
- провести восстановление скоростных разрезов по построенным функциям приема.

Вначале был выполнен отбор трехкомпонентных записей удаленных землетрясений по следующим критериям:

- гипоцентр очага более 60 км;
- высокое отношение сигнал/шум.

В результате анализа каталога шести тысячи событий с января 2010 по май 2011 года была получена выборка из 210 землетрясений, зарегистрированных в среднем 4 сейсмостанциями региона.

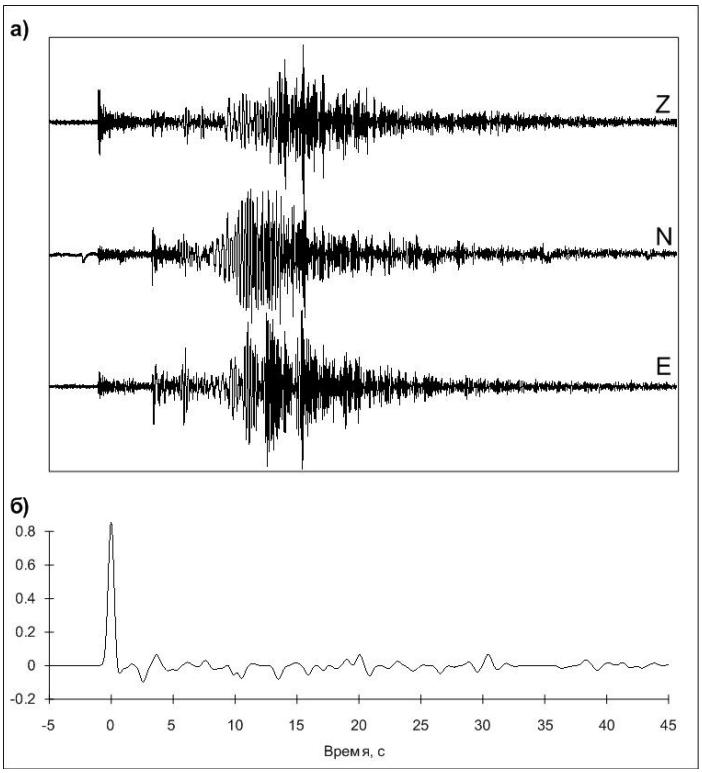


Рис. 2. Трехкомпонентная запись удаленного землетрясения (а) и функция приема для сейсмостанции «Соликамск»

Далее для приведения сигналов к одному виду использовалось построение функций приемника. Функция приема (receiver function), по определению, представляет собой временной ряд $H(t)$, который при свертке (конволюции) с сейсмической записью на вертикальной компоненте $Z(t)$ воспроизводит сейсмотрассу по радиальной компоненте $R(t)$:

$$R(t) = Z(t) * H(t)$$

Известно несколько способов построения функции приема, однако нами был использован подход, основанный на итеративной деконволюции во временной области [12], используемый ранее. Пример применения реализованного подхода к отобранным записям сейсмостанции «Соликамск» показаны на рис.2.

Анализ функций приема выявил достаточно сложный вид рассчитанных функций – почти на всех можно выделить несколько максимумов и минимумов. Благодаря использованию широкополосных сейсмоприемников, отмечается наличие «классического» максимума 4-6 сек (обменная волна от границы Мохоровичича) на функциях приема для сейсмостанции «Соликамск», тогда как на функциях приема остальных сейсмостанций с короткопериодными сейсмометрами этот максимум прослеживается не так четко и не всегда.

Далее выполнялась инверсия рассчитанных функций, т.е. производился подбор скоростных моделей среды, которые имеют наиболее близкие функции приема. Подбор (как и расчет функции приемника) осуществлялся с помощью алгоритма, реализованного в пакете “Computer Programs in Seismology” Р.Херрманна (www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms). Используемая при расчетах начальная модель была построена по геолого-геофизическим данным [6]. Скорости поперечных волн в слоях пересчитывались из скоростей продольных волн по соотношению $V_S = V_P / \sqrt{3}$. На рис. 3 сплошной черной кривой показаны функции приема, соответствующие начальной модели.

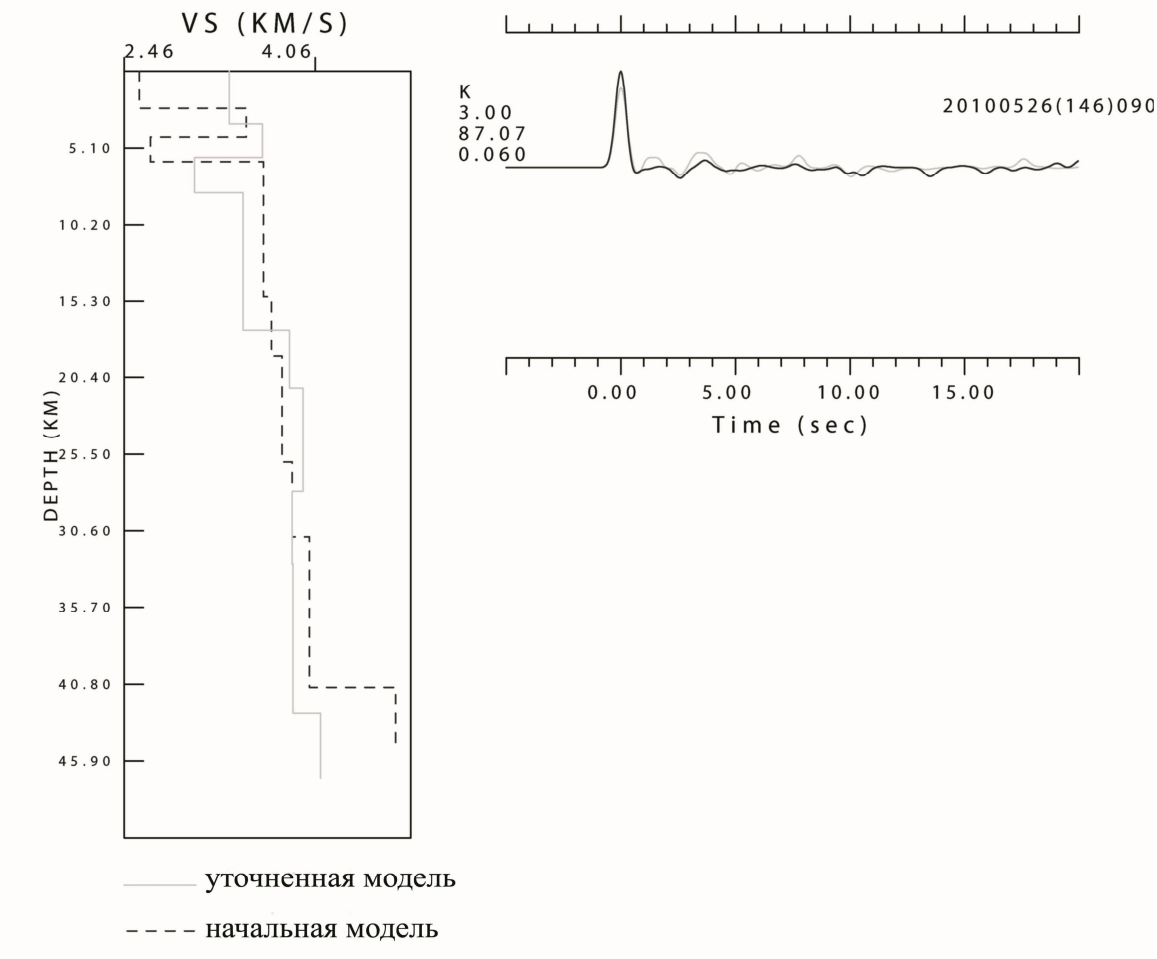


Рис. 3. Результаты восстановления скоростного разреза по функции приема для сейсмостанции «Соликамск»

В настоящее время проводится инверсия функции приема для всех выделенных событий, а также их анализ. В дальнейшем планируется уточнение скоростной модели Западного Урала по данным о подстанционной скоростной структуре.

Литература

1. *Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н.* Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // ДАН СССР, т.315, №5, 1990. – С. 1086-1089.
2. *Канасевич Э.Р.* Анализ временных последовательностей в геофизике. – М.: Недра, 1985. – 300 с.
3. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. – 429 с.
4. *Маловичко А.А.* Природная и техногенная сейсмичность Урала и ее мониторинг // Четвертая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Учебно-научные материалы. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2003. – С. 257-259.
5. *Маловичко Д.А.* Опробование метода обменных волн удаленных землетрясений для изучения скоростного строения земной коры по материалам Западно-Уральской сейсмологической сети // Шестая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Учебно-научные материалы. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2005. – С. 119-124.
6. *Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А.* Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. - 132 с.
7. *Петерсен Н.В., Винник Л.П.* Выделение коровых обменных волн как задача многоканальной фильтрации // Физика Земли, № 4, 1991. – С. 37-44.
8. *Ammon C.J.* The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms // Bull. Seism. Soc. Am., v.81, 1991. – P. 2504-2510.
9. *Cassidy J.F.* Numerical experiments in broadband receiver function analysis // Bull. Seism. Soc. Am., v.82, 1992. – P. 1453-1474.
10. *Kennet B.L.N., Kerry N.J.* Seismic waves in a stratified half space // Geophys. J. R. astr. Soc., v.57, 1979. – P. 557-583.
11. *Li X., Bock., G., Vafidis A., Kind R., Harjes H.-P., Hanka W., Wylegalla K., Van der Meijde M., Yuan X.* Receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere // Geophys. J. Int., 2003. – P. 733-748.
12. *Ligorria J.P., Ammon C.J.* Iterative deconvolution of teleseismic seismograms and receiver function estimation // Bull. Seism. Soc. Am., v.89, 1999. – P. 1395-1400.

****

УДК 550.8.013

АЛГОРИТМЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ СТРУКТУРНОГО ТИПА С АДАПТИВНОЙ АППРОКСИМАЦИЕЙ

Веселкова Н.В., Пугин А.В., (342)2161008, (342)2167502, Pugin@mi-perm.ru
Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

Annotation. This article is devoted to new technologies which are makes the solution of the gravity inverse problem less time-consuming. Gravity inverse problems are considered in the structural definition and so may be both linear and nonlinear. The key to increase of the productivity of new technologies consist in use of binary trees representing the hierarchical ordered structure. The application of these structures allows making the decomposition of the intricate computational problem on series problems which have lesser dimensionality. Moreover, we present a new

algorithm based on the finite element approach and oriented on the solution of the gravity inverse problem in the linear structural definition.

Решение обратных задач геофизики является одним из самых трудоемких этапов процесса интерпретации. В вычислительном плане задача обычно сводится к приближенному решению систем линейных или нелинейных алгебраических уравнений достаточно большой размерности, что даже при использовании современных компьютеров занимает длительное время и требует значительных вычислительных ресурсов ЭВМ.

Рассмотрим обратную задачу гравиразведки “структурного” типа в двух постановках: первой – определение функции плотности распределения масс в слое, ограниченном горизонтальными плоскостями (сформулирована В.М.Новоселицким, 1965), и второй – нахождение геометрии контактной поверхности при постоянной аномальной плотности на границе (предложена Б.В.Нумеровым, 1930). Далее будем использовать термины линейная (ЛОЗ) и нелинейная (НОЗ) обратные задачи соответственно.

Время решения обратной задачи во многом определяется близостью начального приближения к искомому результату. В случае ЛОЗ, начальным приближением обычно служит равномерное распределение некоторой массы с плотностью $\sigma_0 = Const$ по моделируемому объему, а НОЗ – асимптота контактной поверхности $z_0 = Const$. Первой предпосылкой для создания изложенных ниже модификаций алгоритмов послужила необходимость за короткий временной интервал сформировать начальное приближение, отталкиваясь от которого можно достичь искомого результата за сравнительно малое количество итераций. Адаптивной будем называть такую аппроксимацию распределения искомого параметра по заданному носителю, которая формируется в результате анализа структуры исходных данных.

Ключевой момент в структуре новых алгоритмов представляет декомпозиция исходной задачи на ряд подзадач меньшей размерности с использованием бинарных деревьев. Одной из первых публикаций, в которых была озвучена идея применения в решении интерпретационных задач гравиразведки алгоритмов, обладающих структурной бинарных деревьев, является работа [1]. Относительно решения обратной задачи эти алгоритмы используются на внешнем цикле для анализа структуры исходных данных и подстройки искомого решения в соответствии с их особенностями.

Рассмотрим следующую постановку ЛОЗ: имеется слой, ограниченный сверху и снизу горизонтальными плоскостями z_1 и z_2, и на сеточном носителе задано аномальное гравитационное поле $u = u(x_i, y_j)$, создаваемое переменным по латерали распределением масс в слое. Требуется найти функцию плотности распределения этих масс $\sigma = \sigma(x_i, y_j)$. Задача сводится к делению слоя на элементарные объемы (например, прямоугольные призмы) и переходом к решению соответствующей СЛАУ вида $G\sigma = u$ итерационными методами с применением регуляризации. Здесь $G = \{g_{ij}\}$ – матрица значений гравитационных эффектов призм в точках задания поля при $\sigma = 1$. Прототипом в данном случае послужил алгоритм, изложенный в работе Д.Е. Кокшарова [2].

В задаче о нахождении геометрии контактной поверхности известна аномальная плотность на границе раздела двух сред $\sigma = Const$ и аномальное гравитационное поле этой границы. Требуется определить конфигурацию контактной поверхности. Решение нелинейной задачи может быть сведено к последовательному решению систем линейных алгебраических уравнений, как это сделано в методе локальных поправок, предложенном И.Л.Пруткиным [3] и развиваемым впоследствии под руководством П.С.Мартышко [4]. Теоретические основы алгоритмов исчерпывающе изложены в указанных выше работах. В рамках данной статьи остановимся лишь на ключевых технологических моментах новых разработок.

В обоих случаях (ЛОЗ и НОЗ) задача подвергается декомпозиции методом квадродерева, который в достаточной мере изложен в работе [5]. Пусть поле, создаваемое

слоем с переменной по латерали плотностью $\sigma = \sigma(x_i, y_j)$, либо контактной поверхностью с аномальной плотностью $\sigma = Const$ задано на счетном множестве точек *M*, распределенных равномерно на произвольной гладкой поверхности $S(x, y, z)$. Рассмотрим *k*-ый уровень декомпозиции. Согласно структуре дерева слой делится на параллелепипеды, не пересекающиеся, но соприкасающиеся гранями с длиной ребра ${}^k l$. За значение поля ${}^k u^*$ в центре соответствующей ранговой области на поверхности наблюдений $S(x, y, z)$ принимается средняя величина всех значений поля u, попадающих в ее пределы ${}^k u^* = \sum_i^I \sum_j^J u_{ij} \Big/ N$, где $N = I * J$ – количество значений поля в ранговой области. Здесь для ЛОЗ *k*-ое приближение функции плотности ${}^k\sigma$ находится итерационно с регуляризацией по методу Лаврентьева, когда исходная СЛАУ ${}^k\mathrm{G}\,{}^k\sigma = {}^k u$ преобразуется к виду $\left({}^k\mathrm{G} + \alpha \mathrm{E}\right){}^k\sigma = {}^k u$, где α – параметр регуляризации, определяется эмпирически. В случае НОЗ *k*-ое приближение геометрии границы находится по методу локальных поправок в виде ${}^k z_{ij}^{n+1} = \dfrac{{}^k z_{ij}^{n}}{1 + \alpha\ {}^k z_{ij}^{n}\left({}^k u_{ij} - {}^k u_{ij}^{n}\right)}$, где ${}^k z_{ij}^{n}$ и ${}^k z_{ij}^{n+1}$ – положение границы в *ij*-ой точке на *n*-ой и *(n+1)*-ой итерации, ${}^k u_{ij}^{n}$ – модельное поле от контактной поверхности, рассчитанное на *n*-ой итерации, α – параметр регуляризации. В обоих случаях минимизируется невязка наблюденного и модельного полей в среднеквадратической метрике. При переходе на следующий уровень дерева *(k+1)* все процедуры повторяются, а найденное на предыдущем уровне приближение выступает в роли начального. В результате за $(k_{max} - 1)$ уровней формируется решение, близкое к искомому результату. Совокупная размерность задачи при этом на $(k_{max} - 1)$ уровнях много меньше исходной. На последнем уровне формируется окончательное решение за относительно малое число итераций и при существенно разряженной СЛАУ в виду малого количества «сильных» особенностей. Эффективность алгоритмов в плане снижения затрат вычислительного времени подтверждается экспериментами на модельных данных.

В процессе поиска эффективных способов решения обратной задачи гравиразведки, необходимых для формирования сложных интерпретационных технологий, пришлось обратиться к конечно-элементному подходу, основы применения которого в виде монтажных технологий были заложены в работах А.В.Овчаренко (1975), В.Н.Страхова (1976), П.И.Балка (1989). В настоящее время метод успешно развивается благодаря совместным усилиям П.И.Балка, А.С.Долгаля и их учеников.

Исчерпывающее описание нового монтажного алгоритма решения обратной задачи гравиразведки структурного типа в линейной постановке приводится в работе [6] и будет изложено в докладе. Остановимся лишь на том, что помимо определений конфигурации, ядра, оболочки и протоэлемента, здесь вводится понятие макроэлемента, определяющего размер и форму системы протоэлементов, присоединяемой к конфигурации на каждом итерационном шаге, и обеспечивающей получение рационального решения. К настоящему моменту работоспособность алгоритма подтверждена в вычислительных экспериментах с модельными данными.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 09-Т-5-1031, а также при поддержке гранта РФФИ 10-05-96023.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Долгаль А.С. Определение топографических поправок при гравиметрических наблюдениях на основе аналитических аппроксимаций рельефа. / Долгаль А.С., С.Г. Бычков, В.В. Антипин. // Геоінформатика (НАНУ. Киев). - 2003. - № 1. - С. 33-42.

2. Кокшаров Д.Е. Алгоритмы и новые компьютерные технологии решения структурных обратных задач гравиметрии и магнитометрии // Автореферат дисс. на соискание уч. степ. канд. физ.-мат. наук. / Екатеринбург: ИГф УрО РАН. - 2005. – 34 с.
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. 67-77.
4. Мартышко П.С. Об одной вычислительной модификации метода локальных поправок. / Мартышко П.С., Цидаев А.Г. // Мат-лы 37-й сессии Межд. сем. им. Д.Г.Успенского. / М.: ИФЗ РАН. - 2009. - С. 259-262.
5. Уэлстид. С. Фракталы и вейвлеты для сжатия изображений в действии. – М.: Издательство «Триумф». - 2003. - 320 с.
6. Пугин А.В. Модификация монтажного метода для решения линейной обратной задачи гравиразведки структурного типа. // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН. / Пермь: ГИ УрО РАН. - 2011. - С. 135-137.

****

УДК 550.837.83

УЧАСТОК «ЗОЛОТАЯ ГОРА»: ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ЛОКАЛЬНОЙ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ С ПРОЯВЛЕНИЕМ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

А.М. Виноградов, Н.И. Начапкин, И.А. Угрюмов. тел. (343)267 88 85, факс: (343) 2678872, e-mail: gopm@mail.ru
Учреждение Российской академии наук Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Abstract. In Aleksandrinsk ore unit especially perspective ten sites on revealing large sulfur deposits are allocated. On three of them detailed searches-estimated geophysical works completely are completed. On a site «Gold mountain» on the geology-geophysical data forecasting local orebearing structure with stocks of ores at level of average - large deposit is allocated.

В работе [1] обоснована технология поисков крупных колчеданных месторождений на Южном Урале и в провинциях сходного строения.

По предложению Федерального агентства по недропользованию Институт геофизики УрО РАН применил данную технологию в рамках проекта «Поиски медноколчеданных руд масштаба 1:50000 – 1:10000 в Александринском рудном районе (Челябинская область) в 2005-2008 годах». В результате выполненных исследований получены следующие основные результаты.

1. По данным геолого-геофизических исследований выделен Александринский рудный узел, близким аналогом которого является Гайский рудный узел с уникальным по запасам медно-колчеданным месторождением [2].
2. С учетом локальных поисковых признаков в Александринском рудном узле выделены десять участков, перспективных на локализацию оруденения. Участки ранжированы в последовательный ряд полевого доизучения по специальной индивидуальной схеме использования геофизических методов и методик [3].
3. На трех участках (Катабукский, Сабановский, Золотая гора) из десяти выделенных выполнена полевая геофизическая переоценка на перспективность открытия среднего-крупного месторождения.
4. На Катабукском участке (2.6 км^2) не выявлены аномальные распределения геополей, которые можно было бы соотнести с влиянием крупных рудных залежей, и он отнесен к числу не перспективных на поиски месторождений до глубин 100 - 200 м.

5. Сабановский участок (5.6 км^2) до глубины 200 - 300 м неперспективен для поисков крупных месторождений, а известное Сабановское месторождение по объему рудной массы не может рассматриваться в качестве промышленного объекта.
6. Участок «Золотая гора» (8.2 км^2) расположен в пределах рудно-вулканического центра (РВЦ), представленного, вероятно, крупнейшей на Южном Урале глубокоэродированной, в отличие от Гайского РВЦ, палеогидротермальной системой. «Классические» геологические признаки локализации сульфидного оруденения здесь особо выразительны и разнообразны. Они указывают на особую перспективность территории (рис), однако 43 скважины глубиной 300-500 м, пробуренные в 2005 - 2007 гг. не привели к выявлению промышленных объектов.

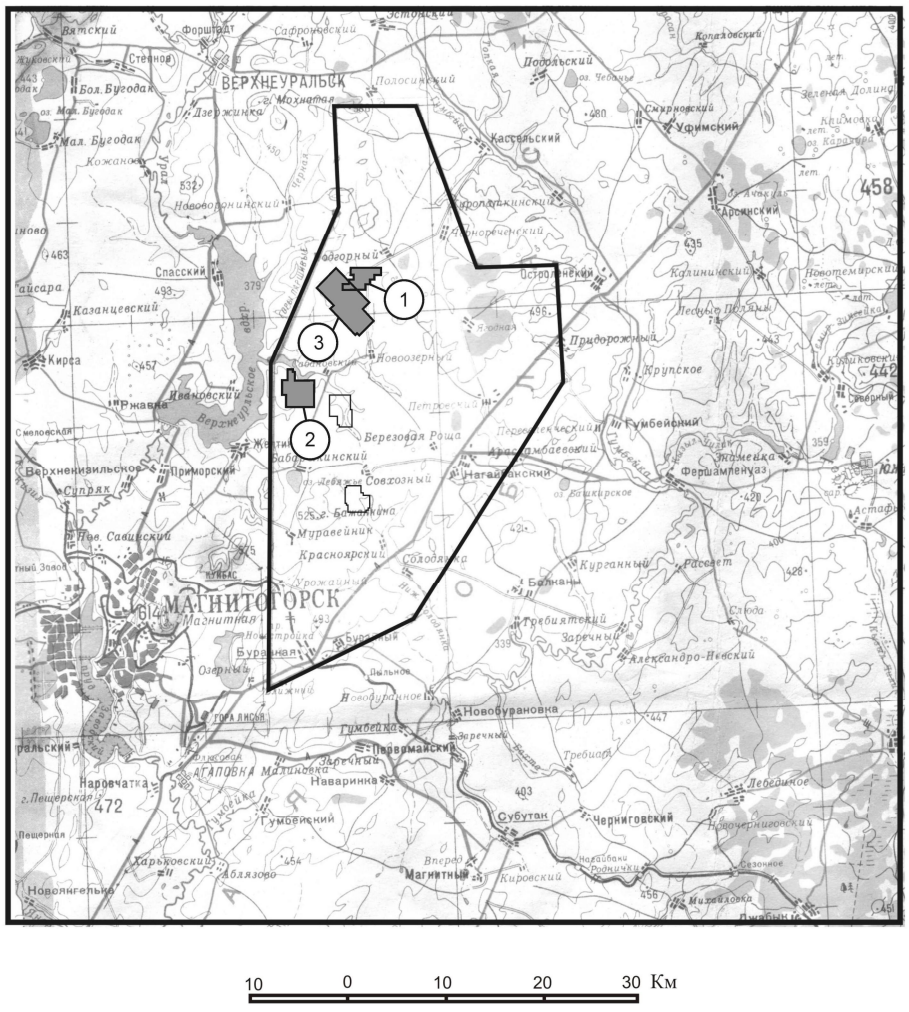


Рис. Контур площади с участками детальных опытно-производственных работ в пределах Александрийского рудного поля. Участки: 1 – Катабукский, 2 – Сабановский, 3 – Золотая гора.

В этих условиях в Институте геофизики УрО РАН в 2008 - 2009 гг. были продолжены исследования по участку «Золотая гора»: проведены геологическое обследование участка на местности и полевая детализация методом ЗМПП выделенных структурных и локальных аномалий; исследовалась природа электрохимических и электромагнитных аномалий, фона помех; выполнен анализ полученного обширного материала и его переинтерпретация. Подход к изучению этого участка, как, впрочем, и всех остальных, основывался на критическом анализе предыдущих результатов поисков и упрощении оценок при экспрессных поисках целевого объекта: крупный объект (крупная залежь месторождения) на доступных глубинах до 300 - 500 м должен создавать аномалию, значительно превышающую фон естественных и технических помех; положение крупного объекта должно

контролироваться выразительной структурной аномалией, подобной ранее выделенным на участках с известными крупными месторождениями Южного Урала.

Основные результаты выполненных исследований по участку «Золотая гора» заключаются в следующем:

1. В центральной части участка выделена локальная аномалия поля силы тяжести, пространственно совпадающая с аномалией МПП, локализованной по данным площадной детализации с петлями разных размеров.
2. Особенности распределения поля силы тяжести и приуроченность к ним аномальных значений в спаде ЭДС на ранних временах могут быть объяснены их связью с прогнозной локальной палеогидротермальной структурой. Структура эродирована в северо-восточной части и уходит под покров осадочных и вулканогенно-осадочных образований на юго-западе. В геологическом отношении наблюдается поразительное сходство строения участка «Золотая гора» с участком месторождений «Имени XIX партсъезда - Узельгинское». Аномальные распределения гравитационного и электрического полей прогнозной структуры расположены на фоне субширотных дислокаций и дислокаций ортогональной системы северо-восточной – северо-западной направленности. Отмеченные дислокации фиксируются по высоким градиентам силы тяжести. При этом система ортогональной направленности имеет эпицентр в центре прогнозной палеогидротермальной структуры. Аналогичная картина в распределении геополей наблюдается на участках Гайского, Блявинского, Молодежного, Летнего и других месторождений. Все отмеченное определило первоочередность изучения участка «Золотая гора» среди выделенных десяти на исследуемой территории.
3. В 1970-1980 гг. на данном участке были проведены исследования МПП (петли 200х200 м) и полученная аномалия связывалась с влиянием рыхлых проводящих образований. Выполненные же нами исследования (ЕП, ВЭЗ-ВП, ЗМПП петлями от 600х600 м до 50х50 м, высокоточная гравиметрия по опорным пересечениям) позволили дать иное объяснение природы аномалии. Можно предположить, что аномалия МПП вызвана проводящим объектом со сложной слоистой структурой, не выходящим на эрозионный срез и не имеющим электрических связей с проводящими рыхлыми образованиями. В этом случае, как показано в [4], имеет место геоэлектрическая модель среды, когда аномалия МПП является суммой индуктивной и емкостной составляющих спада ЭДС. В результате могут фиксироваться более интенсивные значения ЭДС на ранних временах и резкие спады на поздних, с переходом в отрицательные значения ЭДС.
4. Аномалия гравитационного поля Δg, связанная с предполагаемым эпицентром палеогидротермальной структуры, позволяет утверждать, что она отвечает локальному объекту, плотные (рудные) массы которого заключены в интервале среднего - крупного месторождения – это 15 – 25 млн. тонн.

Таким образом, проверка в пределах выделенной палеогидротермальной структуры и локальной комплексной аномалии МПП и Δg бурением одиночной скважины имеет научное, методическое, практическое и социальное значение для Александринского района. Проектный разрез скважины до глубины 300 м сводится к следующему:

- от 0 – до 30-40 м – рыхлые образования (дальноприносные и коры выветривания);
- от 30-40 до 90-110 м – кристаллические (коренные) вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы;
- от 90-110 до 140-160 м – массивные колчеданные руды;
- от 140-160 до 250-300 м и ниже – рудовмещающая и рудоподводящая центральная зона предполагаемого рудного холма палеогидротермальной системы.

Результаты, подобные полученным на изученных участках, ожидаются по завершению исследований на остальных из десяти выделенных.

Институт геофизики УрО РАН по результатам выполненных исследований разработал «Рекомендации по направлению экспрессных поисков крупных колчеданных месторождений

в пределах Южно-Уральского (Cu, Au) перспективного центра экономического роста России на период до 2020 года» и направил их во все заинтересованные организации.

Литература

1. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала**.** Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 184 с.
2. Виноградов А.М., Бушарина С.В., Угрюмов И.А. Александринский рудный узел: геополя и перспективы поисков крупных сульфидных месторождений. Материалы Международной конференции: «Геофизические исследования Урала и сопредельных территорий». Екатеринбург. ИГф УрО РАН. 2008. С. 57–61.
3. Виноградов А.М., Большаков В.Н. Развитие геофизического обеспечения при изучении закономерностей размещения и поисках сульфидных (колчеданных) крупных месторождений Урала. Материалы XIV чтений памяти А.Н. Заварицкого «Петрогенез и рудообразование». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 9–1.
4. Родионов А.Н., Виноградов А.М. Исследование методом переходных процессов при поисках медноколчеданных месторождений на Южном Урале // Разведка и охрана недр. 1973. № 11. С. 33–38.

****

УДК 550.837

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПРОФИЛЬНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ АПЕРИОДИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСНЫХ ПОМЕХ ОТ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ В КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ

В.С. Вишнев, А.Г. Дьяконова

Учреждение Российской академии наук Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Abstract. Results of apparent resistivity curves calculations of the stray current prospecting method of electric railway stray current for a case infinitely long, uniformly earthed, unbranching tracks lying on horizontally homogeneous layered geoelectric section are presented, at the various combinations of typical parameters of railroad tracks directly influencing spatial structure of the field used in a method. Deviation limits of the mentioned parameters from the true values are established. It allows to obtain reliable values $\rho_{k,mc}$ almost on all practically significant survey profile segment.

Техногенное импульсное поле тяговой сети электрической железной дороги применяется, как известно, в методе блуждающих токов (МБТ). В его стандартном варианте результаты обработки экспериментальных материалов представляют, обычно, в виде графиков параметра

$$\psi(x,y)=\frac{E(\Delta t)_p}{E(\Delta t)_d},$$

где $E(\Delta t)_p$, $E(\Delta t)_d$ – изменения напряженности поля за время Δt, соответственно, в подвижной (рядовой) и неподвижной (долговременной или базисной) приемной линии (MN); x, y – координаты пункта наблюдения. Однако, профильные и площадные распределения ψ (x,y) во многих случаях производства геофизических исследований не отвечают требованиям практики электроразведки, т.к. не пригодны для количественного истолкования. Чтобы выявить более подходящий интерпретационный параметр метода БТ, который бы подошел при использовании в геологии индустриальных полей электрических железнодорожных веток горнодобывающих предприятий и электрических железнодорожных веток магистрального назначения, нами были осуществлены соответствующие теоретические и экспериментальные изыскания [1, 2, 3, 4]. Их результаты (кратко) сводятся к следующему:

1.Из совокупности измерений апериодических импульсных помех, наводимых электрической железной дорогой (ЭЖД) при изменении 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 основании выше изложенного нетрудно прийти к выводу: полезные сигналы, выделяемые из импульсных помех от ЭЖД, могут быть пересчитаны в кажущееся сопротивление $\rho_{k,mc}$ (mc – тяговая сеть).

Однако, для построения кривых $\rho_{k,mc}$ необходимо знать некоторый набор величин, характеризующих источник исходных данных. К ним относятся: координата места изменения режима энергопотребления электровозов (l_0), инициирующих используемые импульсы, длина секции контактного провода (L), питающая упомянутые локомотивы и значение корня квадратного из отношения погонного сопротивления рельсов ($r_р$) к погонному сопротивлению перехода рельс - земля ($r_п$), т.е. параметр $k=(r_р/r_п)^{1/2}$.

В работе рассматриваются математические выражения, преобразующие профильные распределения техногенного импульсного поля ЭЖД в кривые $\rho_{k,mc}$ и выясняются значения погрешностей перечисленных характеристик, обеспечивающих получение достоверных кривых $\rho_{k,mc}$.

Согласно [4] общая формула, по которой рассчитывается $\rho_{k,mc}$, имеет вид:

$$\rho_{k,mc}^{ij} = \frac{G_0^j}{P_0^i} \cdot \frac{\Delta E_i}{\Delta H_j},\ i = x, y;\ j = y, x, \qquad (1)$$

где G_0^j / P_0^i – соотношение, играющее роль коэффициента электроразведочной установки; ΔE_i – составляющая по оси x или y прямолинейных координат импульса напряженности электрического поля, измеренного на рядовом пункте; ΔH_j - составляющая по оси y или x импульса напряженности магнитного поля, измеренного на базисном либо том же рядовом пункте наблюдения. При моделировании поведения кривых $\rho_{k,mc}$ в случае горизонтально - однородных слоистых сред математическое выражение (1) несколько упрощается:

$$\rho_{k,mc}^{i} = \frac{\rho_1 \cdot P_{сл}^i}{P_0^i},\ i = x, y,$$

где $P_{сл}$ – функция, зависящая (в отличие от P_0^i, G_0^j) и от свойств геоэлектрического разреза ($сл$ - слоистый), и от координат пунктов наблюдения, и от параметров источника поля.

Определение допустимых погрешностей задания L, l_0 и k при преобразовании данных измерений помех от ЭЖД в профильные распределения кажущегося сопротивления производилось путем сравнения теоретических трехслойных и двухслойных кривых $\rho_{k,mc}$, полученных с точным и ошибочным значением одного из них. Погрешности вводились поочередно в дробь G_0^j / P_0^i математического выражения (1). Величины импульсов ΔE_i, ΔH_j, имитирующих полевые измерения, рассчитывались по формулам, изложенным в [3] и [4] , с заданием тех же параметров, но без введения погрешностей. Математические операции выполнялись на ПК Intel Core 2 Quad с использованием системы компьютерной математики - Mathematica 7. Фрагмент расчетов $\rho_{k,mc}$ изображен на рис. 1, где $\rho_{k,mc}^x$ - поперечные, $\rho_{k,mc}^y$ продольные (относительно направления ЭЖД) кривые. В результате их анализа установлено:

1.Для получения кондиционных кривых $\rho_{k,mc}^i$ достаточно обеспечить: задание длины секции контактного провода (L) с погрешностью до нескольких единиц процентов, задание координаты места изменения тяговой нагрузки электровозов (l_0) - с погрешностью до нескольких десятков ÷ первых сотен метров, задание параметра k – с погрешностью до 10 процентов.

2.Выявленные требования к точности величин L, l_0 и k довольно мягки и вполне выполнимы.

Действительно, параметр L реальной модели источника полезного сигнала, обсуждаемой разновидности МБТ, с ошибкой менее 2,5% легко оценить с помощью карты или плана; параметр l_0 с ошибкой до 10 ÷ 100 метров можно найти, фиксируя координаты мест торможения (остановки) или ускорения (начала движения) поездов с помощью GPS – навигатора или той же карты; параметр k с ошибкой до 10% можно оценить, сравнивая отношения ΔH_z к ΔH_x или (и) ΔH_z к ΔH_y, зарегистрированные, например, на базисном пункте и полученные для того же пункта путем расчетов, и т.д.

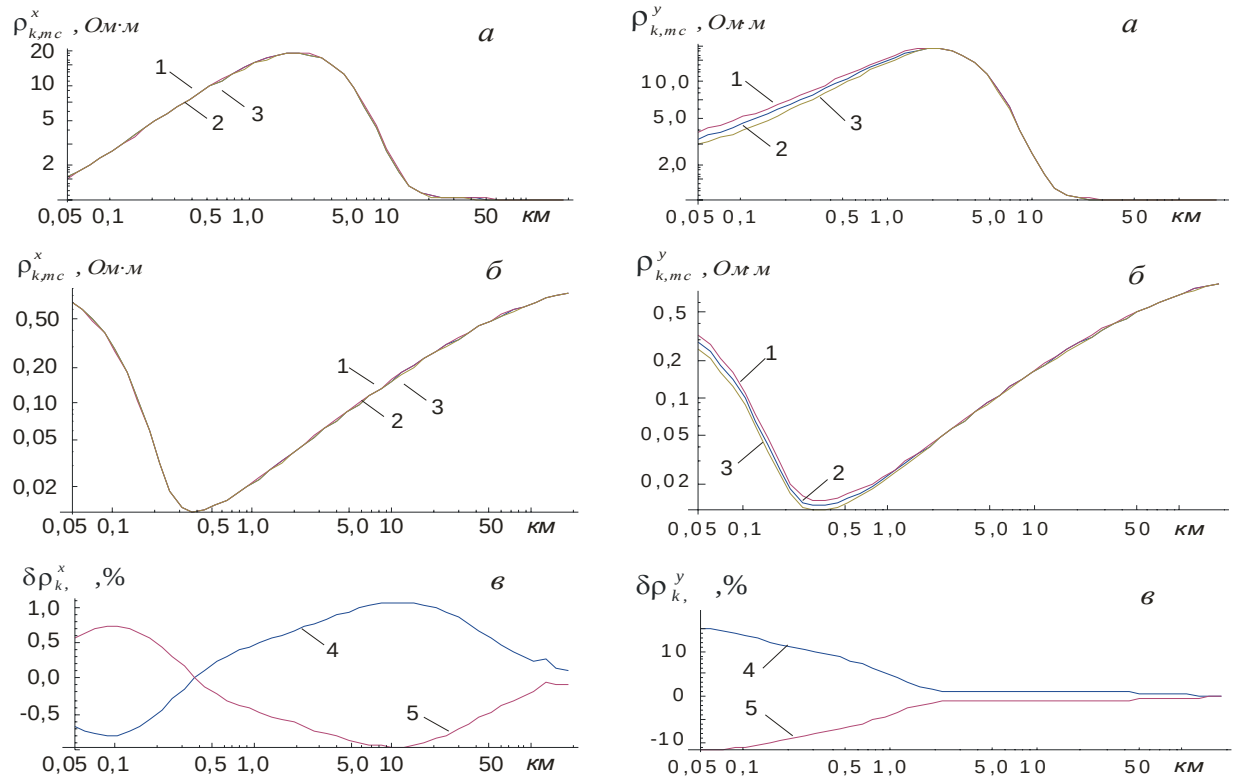


Рис.1. Особенности хода поперечных (слева) и продольных (справа) кривых кажущегося сопротивления ($\rho^x_{k,mc}$ и $\rho^y_{k,mc}$) при ошибках задания: длины секции контактного провода ($L\pm\Delta L$), координаты места изменении режимов энергопотребления электровозов ($l_0\pm\Delta l_0$) и корня квадратного из отношения погонного сопротивления рельсов к погонному сопротивлению перехода рельс - земля ($k\pm\Delta k$). **а** – трехслойный геоэлектрический разрез типа «*К*»: ρ_1=1 Ом×м, h_1=0,05 км; ρ_2=100 Ом×м, h_2=0,5 км; ρ_3=1 Ом×м, h_3=∞ км, ***б*** – трехслойный геоэлектрический разрез типа «*Н*»: ρ_1=1 Ом×м, h_1=0,05 км; ρ_2=0,01 Ом×м, h_2=0,5 км; ρ_3=1 Ом×м, h_3=∞ км (1 – при ΔL= + 25 м, Δl_0 = - 25 м и Δk = - 0,014 км$^{-1}$, 2 - при ΔL = 0 км, Δl_0 = 0 м и Δk = 0 км$^{-1}$, 3 - при ΔL=-25 м, Δl_0=+25 м и Δk = + 0,014 км$^{-1}$). ***в*** – графики относительных погрешностей значений $\rho^x_{k,mc}$ и $\rho^y_{k,mc}$ (4 – при ΔL= + 25 м, Δl_0 = - 25 м и Δk = - 0,014 км$^{-1}$ и 5 - при ΔL= - 25 м, Δl_0=+25 м и Δk =+0,014 км$^{-1}$). Параметры источника БТ и координаты точек расчета: $l_0\pm\Delta l_0$=(0,4±Δl_0) км, $k\pm\Delta k$ = (0,14 ± Δk) км $^{-1}$, $L\pm\Delta L$ = (1,0±ΔL) км; x=(0,05 ÷ 183) км, y=0,25 км.

Экспериментальная проверка вышеизложенных представлений была осуществлена на Урале и в Зауралье [1, 5]. Она показала, что идея использования блуждающих токов ЭЖД для получения количественных геоэлектрических характеристик разреза может быть

успешно реализована при геофизических исследованиях в промышленно развитых регионах, где другие методы электроразведки практически неприменимы.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН конкурсной программы № 09-Т-5-1024.

Литература

1. *Вишнев В.С.* Об использовании поля тяговой сети электрической железной дороги для электрозондирования // УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. 27 с. Деп. В ВИНИТИ № 4380 – В89.
2. *Вишнев В.С.* Некоторые характеристики техногенного электромагнитного импульсного поля тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2003. №5. С. 6–23.
3. *Вишнев В.С.* Результаты математического моделирования электроразведочного сигнала, выделяемого из импульсных помех от тяговой сети железной дороги. // Уральский геофизический вестник. 2007. № 2, 3. С.35– 7.
4. Вишнев В.С. Определение кажущегося сопротивления слоистой среды в методе блуждающих токов // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С.10–16.
5. *Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Хачай О.А.* Опыт электрозондирования верхней части земной коры Урала полем тяговой сети электрифицированной железной дороги // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С.122–127.

****

УДК 550.831:553.98(470.53)

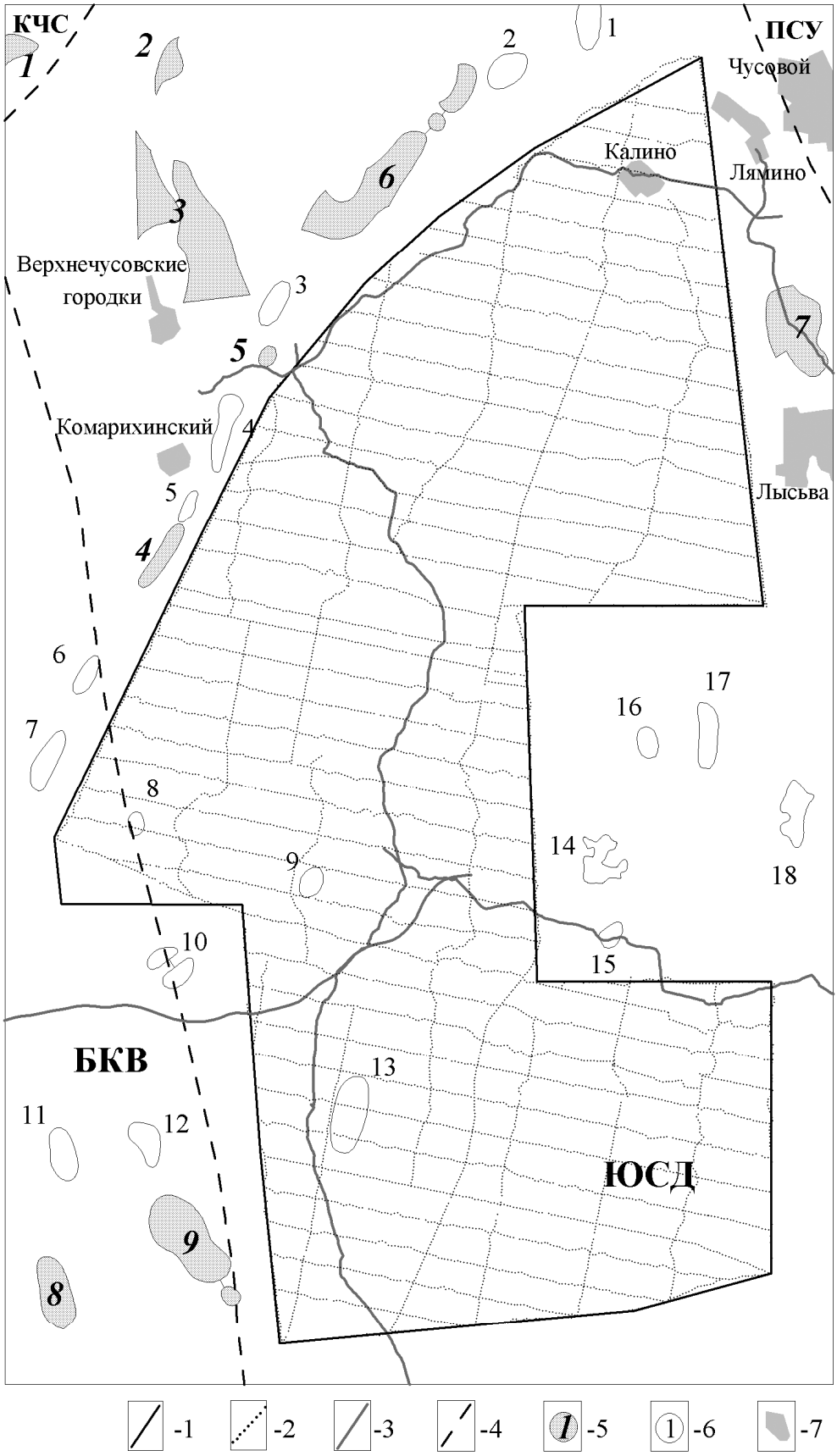
ЗОНАЛЬНО-РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

И.В. Геник, т.(342)244-55-81, ф. (342)216-75-02, ivg@mi-perm.ru
Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

Beryozovskaya area, located in the northern part of Yuryuzano-Sylvenskaya depression, is one of the parts of the Perm region, where in the last decade regional geophysical (seismic, gravimetric) works with the purpose of detection and localization of oil-and-gas perspective objects are carried out. In the article the results of the zonal-regional works on Beryozovskaya area are described. The density model of the structure of the territory has been done; transformants of geopotential fields, characterizing structural plans of the various complexes and a number of structures have been done and analysed; three areas for future detailed gravimetric works have been identified.

Березовская площадь, расположенная в северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии (ЮСД), является одним из регионов Пермского края, где в последнее десятилетие проводятся комплексные региональные геофизические (сейсмические и гравиметрические) работы с целью обнаружения и локализации нефтегазоперспективных объектов [1, 2]. Территория ЮСД является перспективной для поисков углеводородов: центр и запад - для обнаружения нефтяных и газовых месторождений, а восток - в основном, газовых. В непосредственной близости от границ площади расположен ряд месторождений нефти, а в пределах площади – выявленные перспективные структуры и структуры, подготовленные к глубокому бурению. Залежи углеводородов на площади можно ожидать в нефтегазоносных комплексах, имеющие региональное распространение в Пермском крае.

Для территории Юрюзано-Сылвенской депрессии характерна неравномерная геолого-геофизическая изученность, что связано с нерешенностью ряда задач регионального этапа геологоразведочных работ. В целом неравномерность изученности депрессии делает возможным одновременное решение задач, присущих разным этапам и стадиям геологоразведочных работ.



Месторождения
1 - Мутнинское
2 - Луживское
3 - Верхне-Чусовское
4 - Комарихинское
5 - Селинское
6 - Копальнинское
7 - Лысьвинское
8 - Зуятское
9 - Высоковское

Структуры
1 - Усьвинская
2 - Бояркинская
3 - Рассошинская
4 - Большаковская
5 - Северо-Сергинцовская
6 - Каюрская
7 - Юрманская
8 - Гляденковская
9 - Канабекская
10 - Марфинская
11 - Шувалкинская
12 - Колывановская
13 - Таранышская
14 - Валюшинская
15 - Чеботайская
16 - Шаквинская
17 - Мангальская
18 - Луговая

ЮСД - Юрюзано-Сылвенская депрессия
БКВ - Бымско-Кунгурская впадина
ПСУ - Передовые складки Урала
КЧС - Косьвинско-Чусовская седловина

-1 -2 -3 -4 -5 -6 -7

Рис. 1. Обзорная схема района работ
1 - границы площади гравиметрических работ; 2 - пункты гравиметрических наблюдений; 3 - региональные гравиметрические профили прошлых лет; 4 - границы крупных тектонических структур; 5 - месторождения; 6 - структуры; 7 - населенные пункты

Современное исследование территории выполнялась в две стадии: региональные работы 2002-2004 гг. и зонально-региональные работы 2006-2009 гг. Гравиметрические съемки, выполненные ранее, на данной территории представлены работами 50-х – первой половины 70-х гг. Сейсмические исследования - преимущественно, детальные работы, выполненные для изучения отдельных площадей. Отличительной особенностью современного этапа изучения ЮСД является использование новейших аппаратурных и интерпретационных геофизических технологий, позволяющих получить детальные, высокоинформативные данные и результаты для всей территории, площадь которой для составляла около 2000 км^2.

Предшествующие региональные работы 2002-2007 гг. для Березовской площади [2] – три субширотных участка профилей и один субмеридиональный участок (рис. 1). В ходе зонально-региональных исследований на Березовской площади выполнено сейсмопрофилирование в объеме 550 км, кратность - 60, расстояние между пунктами возбуждения и приема 25 м. Гравиметрическая съемка проведена с шагом 200 м в объеме 1538.1 пог. км, среднеквадратическая погрешность определения аномалий силы тяжести в редукции Буге составила ±0.042 мГал с учетом погрешностей вычисления поправок за влияние рельефа местности. Геохимические исследования в выполнены в объеме 550 км.

Комплексная интерпретация гравитационного поля, полученного в ходе работ на Березовской площади, а также данных аэромагнитной съемки, позволила решить следующие задачи.

Во-первых, выполнена интерпретация данных аэромагнитных съемок, выявлены особенности глубинного строения площади исследования, так и всей Юрюзано-Сылвенской депрессии, для Березовской площади выделены осевые линии наиболее интенсивных градиентных зон магнитного и гравитационного поля, описывающие границы блоков фундамента.

Во-вторых, получены трансформанты гравитационного поля, характеризующие основные гравиактивные границы: кровлю артинских терригенных отложений (ОГ $А^Т$), кровлю тульских терригенных отложений (ОГ $II^к$) и поверхность кристаллического фундамента. Сопоставление карт указанных структурных поверхностей с трансформантами поля Δg показало, что на морфоструктуру трансформант гравитационного поля на Березовской площади значительное влияние оказывают выступы фундамента, отображаемые северной положительной аномалией гравитационного поля и юго-западной оконечностью Березовского максимума поля Δg.

В-третьих, для структур и приподнятых участков с использованием системы «VECTOR» построены карты, разрезы и трехмерные диаграммы, отображающие особенности геологического строения, проанализированы трансформанты поля и выделены положительные локальные аномалии. В ходе площадной интерпретации гравитационного поля выделены 65 положительных аномалий, отображающих антиклинальные объекты по ОГ $II^к$. Из указанного числа 49 аномалии совпадают со структурами и приподнятыми участками, выделенными сейсморазведкой, а 16 отображают вероятные приподнятые участки и структурные носы. Показано, что только северная – наиболее погруженная часть впадины, выделяемой по кровле артинских терригенных отложений, хорошо отображается в трансформантах поля Δg.

В-четвертых, в результате гравитационного моделирования построены сейсмогравиметрические модели, на которых отображено распределение плотностей в основных осадочных толщах и фундаменте. Подбор поля подтвердил плотностную модель, принятую при выполнении трансформаций гравитационного поля. Наибольшая плотность пород фундамента и осадочного чела отмечается в зоне Березовского максимума гравитационного поля в южной части Березовской площади.

Таким образом, в результате выполненных зонально-региональных работ изучено геологическое строение Березовской площади: построена согласованная плотностная модель строения территории; получены и проанализированы трансформанты; характеризующие

структурные планы различных комплексов и ряда структур; намечены три участка для детальных гравиметрических работ масштаба 1:25000, общей площадью 851 км^2, расположенных в юго-западной, северо-восточной и юго-восточной оконечностях Березовской площади.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 10-05-96025

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геник И.В. Гравиметрические и магнитометрические исследования Суксунской площади // "Стратегия и процессы освоения георесурсов". Материалы научной сессии Горного института УрО РАН по результатам НИР в 2009 году. Пермь, 2010. – С.100-102.
2. Геник И.В. Создание каркасной геолого-геофизической модели строения Юрюзано-Сылвенской депрессии с использованием гравитационного моделирования // "Стратегия и процессы освоения георесурсов". Материалы научной сессии Горного института УрО РАН по результатам НИР в 2004 году. Пермь, 2005. – С.86-88.

****

УДК 550.345

РАСПОЗНАВАНИЕ P-WAVES -ВОЗМУЩЕНИЙ В НАБЛЮДЕНИЯХ СПЕЦИАЛЬНЫХ ДОННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

[1] *В.Г. Гетманов, 8-495-930-05-46, vgetm@starnet.ru;* [2] *А.Д.Гвишиани, 8-495-930-05-46;*
[3] *Kelly Stroker*
[1] *Институт физики Земли РАН, Москва, Россия;* [2] *Геофизический Центр РАН, Москва, Россия;* [3] *National Oceanic and Atmospheric Administration/ National Geophysical Data Centre (NOAA/NGDC),США*

The problem of recognition of the P-waves disturbances at the observations from the special bottom seismic stations is considered. The method based on the Frequency-Time Distribution Functions (FTDF) is suggested. The algorithm of recognition using the referense FTDF is developed. The results of the algorithm P-waves recognition is demonstrated.

Распознавание P-waves- возмущений, напрямую связанных с процессами возникновения цунами, с помощью цифровой обработки наблюдений от специальных донных сейсмических станций (СДСС) является актуальной научно- технической задачей.

Сигналы P-waves- возмущений (SPW), вызываются подводными землетрясениями. СДСС регистрирует колебания давления воды, возникающих из-за действия сейсмических продольных волновых P-waves- возмущений, распространяющихся по грунту со скоростями $\approx 11000 м/с$.

Основу СДСС [1] составляет пьезодатчик гидростатического давления. Его действие базируется на зависимости частоты колебаний пьезопластины датчика от давления. СДСС измеряет давления на глубинах до 6000м с погрешностями ≈1мм водяного столба.

На рис.1 изображена функция наблюдений $y(Ti)$ от СДСС для точек $i = 660000 \div 665000$, $T = 15s$. Участок с $i = 660325 \div 660350$ занимает одиночный SPW-импульс. В общем случае, SPW представляет собой высокочастотное колебание с большой амплитудой, действующее в течение ограниченного времени; длительность SPW составляет, в среднем, $(750 \div 3750)c$. Участок с $i = 660350 \div 662000$ соответствует микросейсмическим шумам, участок с $i = 662000 \div 665000$ - цунамиволновым возмущениям. Запись наблюдений $y(Ti)$ была предоставлена NGDC [2] Геофизическому центру РАН.

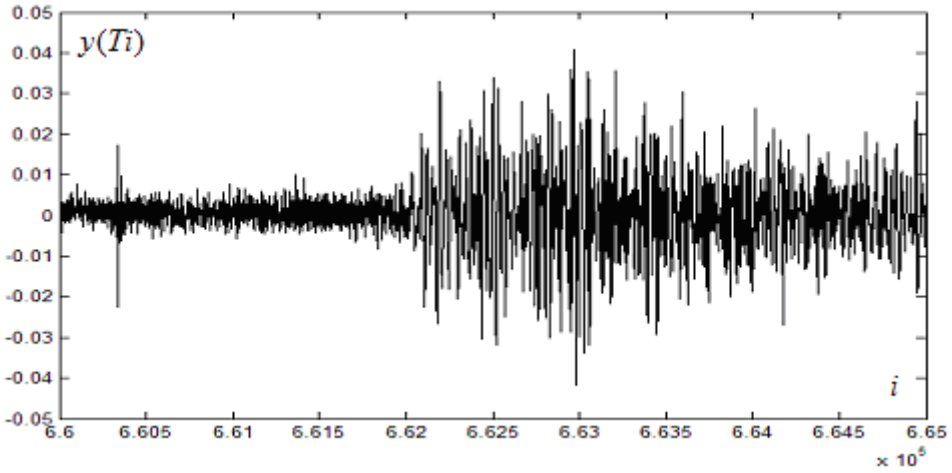


Рис.1. Функция наблюдений сигнала СДСС.

Распознавание P-waves- возмущений производится на основе функций частотно-временного распределения (ЧВР) для $y(Ti)$ на основе скользящего дискретного преобразования Фурье (ДПФ). Определим граничные точки N_{1n}, N_{2n} скользящих подинтервалов

$$N_{1n} = N_0 + dN(n-1),\ N_{2n} = N_{1n} + N,\ n = 1,...,n_0 \quad (1)$$

где dN и N - шаг и размерность ДПФ, n_0 - число ДПФ, N_0 -начальная точка. Пусть $y_n(Ts)$, $s = 0,1,...,N-1$ часть сигнала, приходящаяся на подинтервал с номером n. ДПФ $C_n(k)$ и ЧВР общего вида $S^2(k,n)$ вычисляются по (2), $W(s)$ -окно Хеннинга

$$C_n(k)\ C_n(k) = \frac{1}{N}\sum_{s=0}^{N-1} y_n(Ts)W(s)e^{-j\frac{2\pi ks}{N}},\ S^2(k,n) = C_n^*(k)C_n(k),\ k = 0,1,...,N/2-1, \quad (2)$$

Как правило, переменные для ЧВР принадлежат некоторому заданному множеству Θ: $k,n \in \Theta$. Нормированные функции ЧВР вводятся вполне естественным образом

$$(n^\circ,k^\circ) = \arg\{\max_{n,k\in\Theta} S^2(n,k)\},\ \overline{S}^2 = S^2(n^\circ,k^\circ),\ \overline{S}^2(n,k) = S^2(k,n)/\ \overline{S}^2.$$

На рис.2 изображена нормированная функция ЧВР для SPW с параметрами $N_0 = 660296$, $N = 32$, $dN = 4$, $n_0 = 20$. Видно, что сигнал на рассматриваемом участке является высокочастотным с переменной частотой и амплитудой.

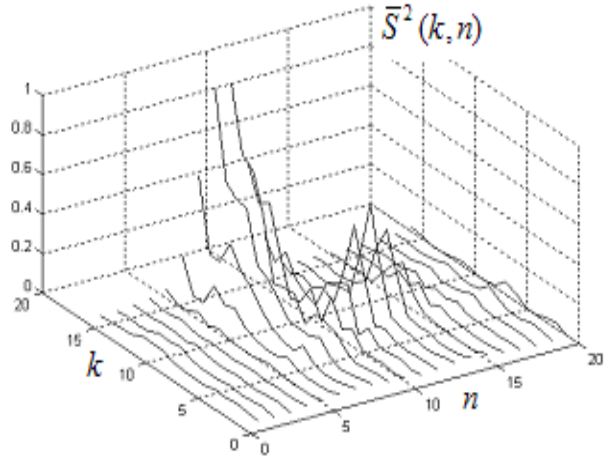


Рис.2. Нормированная функция ЧВР для SPW

Общий подход к формированию алгоритма распознавания состоит в сравнении нормированными общего вида функциями ЧВР с задаваемыми эталонными ЧВР- функциями и реализуется на основе математической технологии распознавания образов [3-5].

Для обеспечения работы алгоритма распознавания участков с SPW основной интервал сигнала $y(i)$ с разбивается на m_0 подинтервалов по dN_0 точек. Граничные точки N_{1m}, N_{2m} для подинтервалов, вычисляются аналогично (1) с заменой dN на dN_0. На каждом подинтервале реализуются вычисления n_0 скользящих ДПФ размерности N и с параметром перекрытия dN_p, так же как и для (1) с заменой dN на dN_p.

Будем рассматривать достаточно часто встречающийся случай для эталонных нормированных ЧВР- функций, зависящих только от одного аргумента $k = 0,1,..., N/2-1$

$$k^\circ = \arg\{\max_k S^2(k)\},\ \bar{S}^2 = S^2(k^\circ),\ \bar{S}^2(k) = S^2(k)/\ \bar{S}^2.$$

В качестве нормированной эталонной функции ЧВР $\bar{S}_0^2(k)$ для SPW примем функцию, являющуюся ступенчатой с параметрами $\bar{S}_{01}^2$, $\bar{S}_{02}^2$, удовлетворяющих неравенствам $0 < \bar{S}_{01}^2 < \bar{S}_{02}^2 < 1$: $\bar{S}_0^2(k) = \bar{S}_{01}^2$ для $0 \le k \le k_0$, $\bar{S}_0^2(k) = \bar{S}_{02}^2$ для $k_0 < k \le N/2-1$. Сигнал $y(i)$ на некотором участке с номером n длительностью N точек будем считать относящимся к SPW, если будут одновременно выполнены условия 1 и 2:

1. $\bar{S}^2(k) < \bar{S}_{01}^2$ для всех индексов k, удовлетворяющих неравенствам $0 \le k \le k_0$ и $\bar{S}^2(k) > \bar{S}_{02}^2$, хотя бы для одного k, удовлетворяющего неравенствам $k_0 < k \le N/2-1$; 2. $S^2(k) > S_{03}^2$ хотя бы для одного k, удовлетворяющего неравенствам $0 \le k \le N/2-1$.

Вводится индикаторная функция $I_p(n), n = 1,2,...,n_0$: $I_p(n) = 1$, если одновременно выполняются условие 1 и 2, $I_p(n) = 0$ - в противоположном случае. Определяется индикаторный коэффициент $\alpha_p(m)$

$$\alpha_p(m) = \sum_{n=N_{1m}}^{N_{2m}} I_p(n)/n_0\ .$$

Решение о распознавании SPW на m-ом подинтервале базируется на сравнении коэффициента $\alpha_p(m)$ с задаваемым порогом α_{p0}. Если $\alpha_p(m) \ge \alpha_{p0}$, то принимается решение, что SPW присутствует; если $\alpha_p(m) < \alpha_{p0}$ -SPW отсутствует.

На рис.3 показан результат работы алгоритма в виде графика $\alpha_P(i)$, который представляет собой набор вертикальных линий, $i = N_0 + dN_0 m$, $0 \le m \le m_0$. Для алгоритма вводлись настроечные параметры $N = 32$, $dN = N/32 = 1$, $dN_0 = 10$, $\bar{S}_{01}^2 = 0.10$, $\bar{S}_{02}^2 = 0.35$, $S_{03}^2 = 0.0005$, $k_0 = 8$ и $\alpha_{P0} = 0.4$. Граничные точки участков с SPW определяялись по пересечениям указанных линий с горизонтальной осью координат.

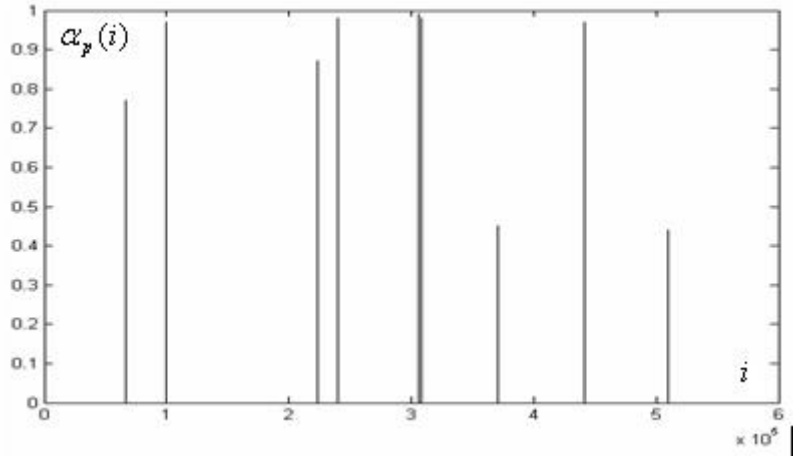


Рис.3. График индикаторного коэффициента $\alpha_P(i)$ распознавания SPW

Анализ графика на рис.3 и сравнение оценок граничных точек с известными значениями от NGDC позволяет сделать вывод о том, что предложенный алгоритм распознавания P-waves-возмущений, работает удовлетворительно. Качество распознавания SPW с точки зрения минимизации ложных обнаружений, пропусков и уточнения граничных точек, может быть повышении за счёт оптимизации настроек. Благодаря гибкой системе настроек, данный алгоритм может распознавать зашумлённые SPW. Предлагаемый алгоритм может быть использован для автоматизации просмотра архивов записей наблюдений от СДСС и повышения эффективности решения задачи предупреждения цунами.

Литература

1. C. Meining, S. Stalin, A.I. Nacamura. Technology Development in Real-Time Tsunami Measuring, Monitoring and Forecasting. /Proc. IEEE Oceans Conf. //2005, vol. 2, Sept, pp.1673-1679.
2. National Geophysical Data Center. http:// www.ngdc.noaa.gov
3. Поплавский А.А., Куликов Е.А., Поплавская Л.Н. Методы и алгоритмы оперативного прогноза цунами. М.: Наука, 1988, 128с.
4. Савченко В.В. Различение случайных сигналов в частотной области/ Радиотехника и электроника//1997, Т.42, №4, С.426-429.
5. Joswig M. Pattern Recognition for Earthquake Detection/ Bulletin of the Seismological Society of America. //1990, V.80, №1, pp.170-186.

****

УДК 550.83:553.3/9

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КОЛЧЕДАННЫХ РУД В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

В.Н. Глазнев, В.И. Жаворонкин, И.В. Притыка, Д.П. Севастьянов, П.П. Горских
Тел.: 8 (473)-220-83-85, E-mail:glaznev@geol.vsu.ru
Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

The effects of the complex geophysical investigations for searching and prospecting copper ore deposits have been shown for North Ural area. Such complex includes traditional detail mapping methods: magnetic, geoelectrical (resistivity and IP), natural polarization and new modification of the electro-tomography methods (2D resistivity and IP). This complex increases the quality of the geophysical interpretations and allows making estimations the perspectives of the ore new objects.

Геофизические методы являлись частью единого комплекса геологических, геохимических и геофизических поисковых исследований. Основными задачами геофизики являлись детальное геологическое картирование и оценка геохимических аномалий, выявленных разномасштабными съемками в условиях типичных для Урала [1, 2].
Решение задач осуществлялось магнитной съемкой и электроразведочными методами ВП-СГ и ТЗ-ВП с аппаратурой АИЭ-2 (ООО НПК «Элгео», г. С.Петербург), а также ЕП. Методика полевых работ аналогична изложенной в работе [3]. Возможности геофизических методов иллюстрируются результатами работ по одному из участков.

В магнитном поле исследованная территория разделяется на две области, соответствующие породам различного генезиса (рис. 1). Область пониженных значений отвечает полям развития вулканитов, повышенный уровень поля соответствует интрузивным образованиям (диоритам). Отдельные максимумы изометричной формы, фиксируемые на фоне значений в первые сотни нТл, обусловлены зонами повышенной концентрации магнетита. Линейные зоны минимумов магнитного поля, вероятно, связаны с участками

метасоматической проработки субстрата и переходом магнитных минералов (магнетит) в немагнитные и слабомагнитные (пирит, пирротин, гетит, гематит).

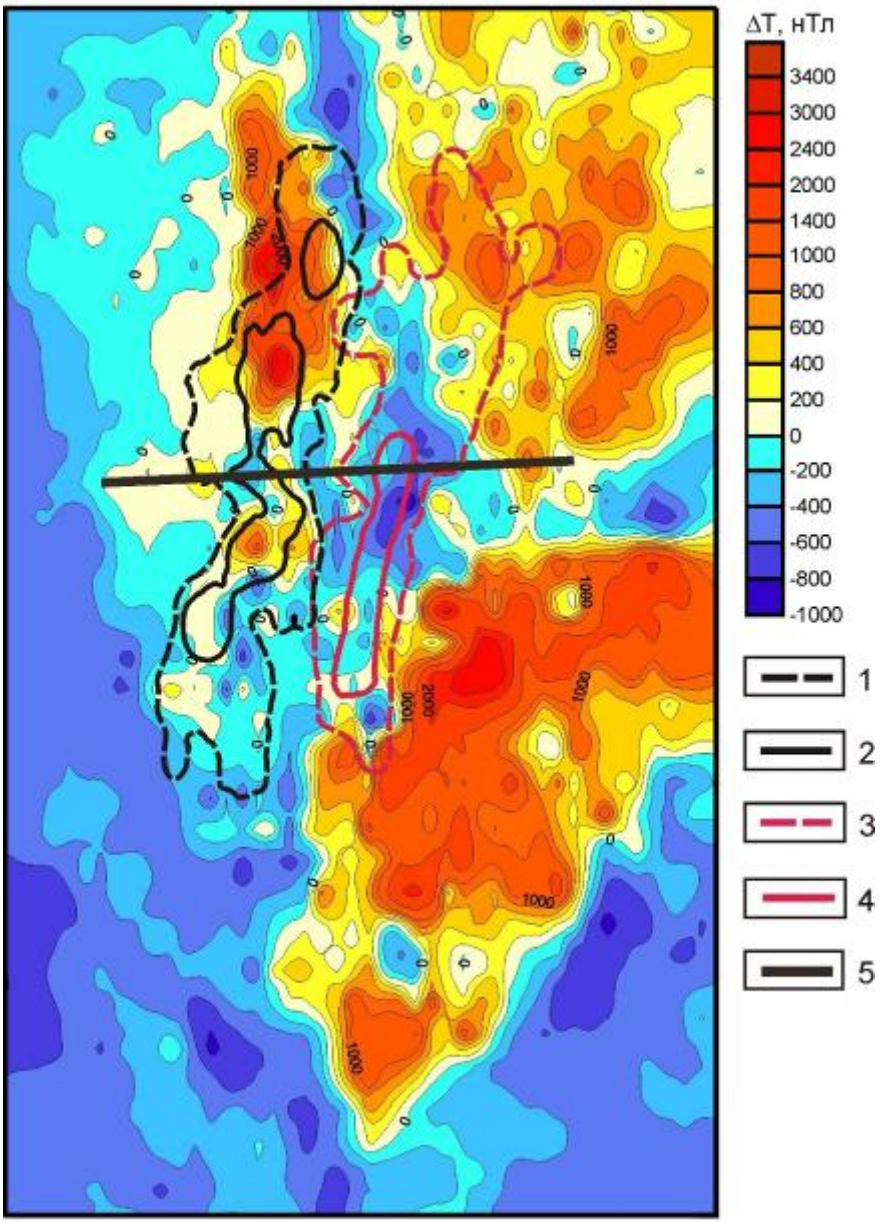


Рис. 1. Карта магнитного поля в сопоставлении с результатами работ методом ВП-СГ: 1-2 - аномалии кажущегося сопротивления: 1 - по изооме 10 000, 2 - по изооме 15 000; 3-4 - аномалии кажущейся поляризуемости: 3 - более 5 %, 4 - более 7 %; 5 - профиль ТЗ-ВП

По данным съемки ВП-СГ установлены аномалии вызванной поляризации и кажущегося сопротивления (рис. 1). Аномалия $\eta_к$ интенсивностью до 9% расположена в центральной части, представленного на рисунке профиля, имеет четко выраженную линейную форму и фиксируется на фоне значений 1-2,5%. Последнее свидетельствует о том, что практически вся исследованная область в той или иной мере сульфидизирована. Четко выраженная морфологически линейная составляющая поля, по всей видимости, сопряжена с зоной максимальной проработки вмещающих пород. Это подтверждается ее пространственной корреляцией с субмеридиональной зоной пониженных значений магнитного поля.

С запада к аномалии вызванной поляризации примыкает область высоких значений кажущегося сопротивления, также имеющая линейную форму и повторяющая ее конфигурацию. Зона высоких сопротивлений, обусловлена окварцеванием пород с образованием на отдельных участках вторичных кварцитов. Подобная пространственная

совмещенность аномалий поляризуемости и сопротивлений ранее была установлена на участке Северный-2 [3] и, вероятно, обусловлена зональностью рудогенеза. Рассматриваемая аномальная зона фиксируется значительным минимумом ЕП амплитудой более 200 мВ (рис. 2).

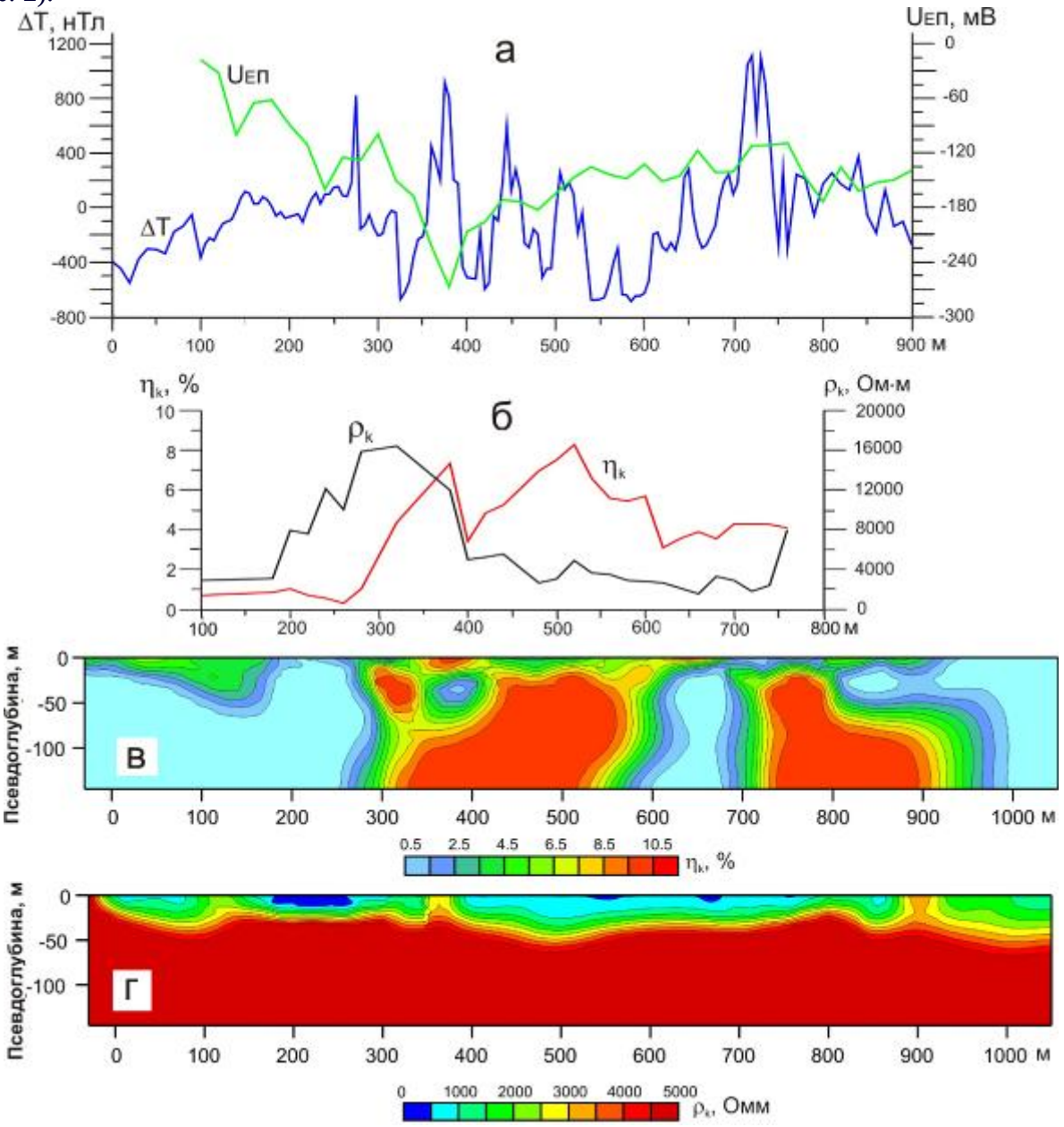


Рис. 2. Результаты геофизических работ по интерпретационному профилю: а) графики аномального магнитного поля и потенциала естественного поля; б) графики кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления; в) псевдоразрез кажущейся поляризуемости; г) псевдоразрез кажущегося сопротивления

В результатах моделирования электроразведочных работ методом ТЗ-ВП, их методика изложена в работе [4], линейная аномалия поляризуемости фиксируется отчетливо выраженной зоной, имеющей западное падение (рис. 2). Эта зона прослежена до глубин более 100 м. На разрезе сопротивлений она практически не регистрируется, наблюдаются лишь отдельные флуктуации субгоризонтальных границ в верхней части разреза, обусловленных различной степенью гипергенных изменений коренных образований и их обводненностью. Так как область повышенной поляризуемости не сопровождается зоной понижения сопротивления, можно предположить, что она обусловлена вкрапленными и

густовкрапленными сульфидами. На восточном сегменте профиля ТЗ-ВП установлена еще одна аномальная область поляризуемости с близкими параметрами.

Представленные результаты исследований позволили сделать вывод о том, что на глубинах 100-150 м (в зависимости от геоэлектрического разреза) не следует ожидать значительных по мощности прожилковых или массивных электронно-проводящих объектов. Тем не менее, фиксируемая в физических полях закономерная зональность, характерная для рудных месторождений Южного Урала, Алтая и ряда других территорий, допускает наличие месторождений казанного типа на более глубоких горизонтах.

Таким образом, использованный геофизический комплекс позволил с высокой степенью достоверности выполнить геологическое картирование исследуемой территории, а также выявить участки, благоприятные на наличие сульфидного оруденения, и дать промышленную оценку этих объектов.

Методика моделирования магнитного поля разработана в рамках научных исследований по гранту РФФИ 11-05-00110-а

ЛИТЕРАТУРА

1. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А.Ф. Морозов [и др.] – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. –274 с.
2. Зайков В.В. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана / В.В.Зайков [и др.]. –Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. -315 с.
3. Глазнев В.Н. Применение геофизических методов при детальном изучении скарновых железорудных месторождений Северного Урала / В.Н. Глазнев, И.В. Притыка, В.И. Жаворонкин [и др.] // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геол. –2010. -№2, -С. 238-248.
4. Бобачев А.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации / А.А. Бобачев [и др.] // Приборы и системы разведочной геофизики. –2006. -№2. –С.14-17.

****

УДК 550.343

ДАЛЬНОСТЬ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИ ВЗРЫВАХ

А.А Годзиковская, godzanna@mail.ru
Геофизическая служба РАН; Обнинск, Россия

Evidence of macroseismic expressions up to 4 points at explosions with M≈2 (Magnitude approximately 2) at the distance up to 50-60 km apart are given in this message.

Проблема. Как правило, в слабоактивных регионах России тектоническая природа сейсмических событий у авторов параметрических строк, не вызывает сомнения. Если же у пользователя возникает вопрос о природе источника, то аргументом в пользу тектонической являются свидетельства о макросейсмических проявлениях, наблюдавшихся на десятках километров. Подтверждением именно тектонической природы источника авторы считают отсутствие сведений о проведении взрывных работ. Значительная магнитуда, ими же определенная по дальности регистрации и указанная в каталоге, также становится аргументом в пользу того, что природа данного события тектоническая: взрывы такой магнитуды невозможны. То есть, отнесение сейсмического события к категории «тектоническое» происходит **от противного**: других фактов нет, значит – событие тектоническое, тем более при указанной макросейсмической магнитуде.

В данном сообщении приведены редкие публикации о свидетельствах значительной дальности макросейсмических проявлений при взрывах.

Три примера информации о макросейсмических проявлениях при взрывах

1. **1994 г.** Газета "Труд" от 17 мая 1994 г. "...*Эхо взрыва в Новонежине докатилось до Артема, Шкотово, Большого Камня. Даже во Владивостоке, который находится почти в сотне километров, ощущалось легкое землетрясение".*

2. **2008 г.** Интернет [http://www.vesti.ru/doc.html?id = 22714&t_only = 1]:

Жители Владивостока ощутили сильные толчки *(26.11.2008; 10:44)*[1]

Жители Владивостока в 12:30 по местному времени ощутили сильные толчки. Находящиеся на улицах люди почувствовали воздушную волну. Неофициальные источники уже возложили ответственность за тревогу на военных. По их версии, на полигоне Тихоокеанского флота на мысе Клерк, в 50 километрах от Владивостока, не рассчитали силу заряда при утилизации боеприпасов.

В Приморье военные не рассчитали последствия подрыва боеприпасов *(26.11.2008; 11:43). Последствия мощного взрыва при утилизации старых боевых снарядов Тихоокеанского флота ощутили на себе жители населенных пунктов южного Приморья. В десятках домов поселка Славянка взрывной волной выбиты стекла, во Владивостоке шатались здания….* И там же далее: *Взрыв на полигоне ощутили на себе жители Владивостока, который находится в 50 км от Славянки. Практически во всех высотных зданиях города люди ощутили колебания, как при землетрясении* (подчеркнуто ААГ).

3. **2011 г.** [1]. Сейсмические события техногенной природы в 2005 г. на Камчатке.

В 2005 г. на Камчатке, помимо землетрясений, сетью сейсмических станций было зарегистрировано 5 событий, вызванных взрывами: четыре – 30 сентября и одно – 1 октября. Место взрывов, район поселка Южные Коряки, находится на расстоянии ≈ 40 км от г. Петропавловска-Камчатского…(Сильнейший взрыв имел K = 7.3 или M = 1.8).

… Мощная ударная волна от взрыва, произошедшего в 20^h00^m, вызвала повреждения многих построек (MSK-64 – 7 баллов)*: были выбиты стекла, рамы, двери в домах (как входные, так и межкомнатные), в печах и печных трубах возникли тонкие трещины, с крыш отрывало шифер вместе с гвоздями («шифер как будто подпрыгивал»). При этом люди ощутили сильное, резкое, очень неприятное давление на уши. Дом фермера с хозяйственными постройками, стоявший на расстоянии не более 200-300 м от места взрывов, оказался полностью разрушен* (возможно – 6÷7 баллов).

Акустическую волну, сопровождавшую взрывы можно было слышать и в более отдаленных населенных пунктах, таких как г. Елизово (20 км), п. Начики (32 км) и г. Петропавловск- Камчатский (40-50 км[2]*). Там был слышен гул, дребезжали стекла, а во время самого сильного взрыва распахивались незапертые форточки и срабатывала сигнализация автомобилей.*

«*… дребезжание окон, дверей, посуды …*»; «*… дребезжание посуды и оконных стекол …*»: по MSK-64 данные описания соответствует 4 баллам [Медведев, 1968]. Такие макросейсмические проявления возможны при землетрясениях с **M** ≥ 3.4÷4.0 (шкалы MSK-64 и Росси-Голицына).

Акустическую волну, сопровождавшую взрывы можно было слышать и в более отдаленных населенных пунктах, таких как г. Елизово (20 км), п. Начики (32 км) и г. Петропавловск- Камчатский (40-50 км). Там был слышен гул, дребезжали стекла, а во время самого сильного взрыва распахивались незапертые форточки и срабатывала сигнализация автомобилей (подчеркнуто ААГ).

Обсуждение. По приведенным макросейсмическим описаниям в Петропавловске-Камчатском взрывы проявились интенсивностью в $\mathbf{I}_i$ = 3÷4 балла.

Используя уравнение макросейсмического поля Камчатки ($\mathbf{I}_i = \mathbf{K}_Ф$ – 2.63lgr – 0.0087r – 2.1 [НК, с. 30]) можно рассчитать:

[1] Дата в сообщении не обозначена. Судя по указанной дате, события произошли до 26.11.2008.

[2] Петропавловск-Камчатский вытянут примерно более чем на 10 км, как раз «вдоль» траектории Южные Коряки – Петропавловск-Камчатский.

$\Rightarrow$ при землетрясении с $\mathbf{K}_Ф$ = 7.3 (M = 1.8) на расстоянии 50 км $\mathbf{I}_i$ = 0 баллов;

$\Rightarrow$ наблюденная интенсивность в $\mathbf{I}_i$ = 3÷4 баллов на расстоянии 50 км могла быть при тектоническом землетрясении с $\mathbf{K}_Ф$ = 11, то есть, магнитуде M ≈ 4.3 (для Камчатки $\mathbf{K}_Ф$ = 1.5M+4.6; НК, с.30).

Закономерность макросейсмических проявлений при сейсмических событиях разной природы априори различна. На настоящее время в этом направлении исследований крайне мало. Известна формула макросейсмического поля для горно-тектонических ударов [2], которая была уточнена автором после Соликамского события 1995 г.

$I_0 = b \cdot \mathbf{M} + \nu \cdot \lg \mathbf{h} + c$, где: b = 0.45; ν = -1.37; c = 3,6.

Если исходить из того, что процессы при ГТУ в шахтах значительно ближе к взрывной природе, чем к тектонической, то получается, что в ближней эпицентральной зоне камчатских взрывов могла наблюдаться интенсивность до 7 баллов. Это соответствует приведенным выше описаниям [1].

В данном случае при взрывах с $\mathbf{K}$ ≈ 7.3 в эпицентре и на эпицентральном расстоянии около 50 км соответственно наблюдалась интенсивность $\mathbf{I}_0$ = 7 и $\mathbf{I}_i$ = 3–4 баллов.

При тектоническом землетрясении с $\mathbf{K}$ ≈ 11 или $\mathbf{M}$ = 4.3 в эпицентре в некоторых случаях могут быть проявления до 6 баллов, но на эпицентральном расстоянии порядка 50 км интенсивность $\mathbf{I}_i$ = 0. Напомним, что дальность макросейсмических проявлений многими исследователями используется как аргумент в пользу того, что природа источника тектоническая.

Для исследователей сейсмичности в слабоактивных регионах, значение публикации [1] невозможно переоценить. Это первая работа, в которой приведены система наблюдений и сейсмограммы взрывов, макросейсмические описания в ближней эпицентральной зоне и указана дальность макросейсмических проявлений. При этом достаточно очевидно, что дальность во многом обусловлена *«прямой видимостью»*. Однако это нельзя рассматривать как результаты макросейсмических обследований. Безусловный интерес представляли бы изосейсты этих событий, конфигурация которых будет ограничена «прямой видимостью», и исследования проявлений с точки зрения инженерной сейсмологии. Подобных публикаций просто нет, хотя актуальность подобного рода работ в областях пониженной сейсмической активности и где проводится множество взрывных работ (на платформах, Урале, Кольском полуострове) не вызывает сомнений.

Большая неясность в особенностях макросейсмических проявлений за пределами ближней эпицентральной области таких явлений, как горно-тектонические удары и карстовые провалы. И те, и другие явления давно описывались обывателями и журналистами. Иногда с позиций возможной их природы, значительно чаще представляя макросейсмические колебания однозначно как следствия землетрясения, понимая под эти словом именно тектоническое землетрясение. Но, так или иначе, описания, которые попадали к специалистам сейсмологам, составлены неспециалистами.

Если сейсмическое событие произошло в районе промышленных шахтных разработок, определить однозначно природу – взрыв или горно-тектонический удар – проблематично, как по макросейсмическим проявлениям, так и по особенностям сейсмической записи [3].

Вместо заключения. Естественно, если однозначно оценить природу событий в настоящее время, по горячим следам затруднительно, тем более нельзя выявить природу событий прошлых лет, которые изначально попали в каталоги в качестве тектонических землетрясений. Сведения, обнародованные в интернете и газетах логично рассматривать как побудительный фактор для целенаправленных исследований макросейсмических проявлений при сейсмических событиях близких энергий, но разной природы. Анализ макросейсмических свидетельств конкретного события должно начинаться с обследования эпицентральной зоны. Маловероятно, что тектоническое землетрясений с $\mathbf{M} \leq 4$ будет иметь какие-либо проявления на поверхности земли. Но можно ожидать, что взрыв самой малой магнитуды, оставит на поверхности вполне «читаемые» следы [4]. И, однозначно, отнесение

сейсмического события к категории «тектоническое» **от противного** (других фактов нет, значит – событие тектоническое), в слабоактивных регионах очень ненадежный/пагубный путь аргументации, который ложится в начало логических цепочек, конечным звеном в которых получается расчетный балл с номиналом 7.

Интересно отметить, что Урал и Кольский полуостров могут быть использованы как естественные лаборатории целенаправленных исследований разности проявлений тектонических землетрясений, взрывов, горных ударов. На Урале в программу исследований еще добавляется такое явление как карстовые провалы.

Список литературы

1. *Чеброва А.Ю., Левина В.И., Иванова Е.И., Митюшкина С.В., Чебров В.Н., Раевская А.А., Гусева Е.И.* Камчатка и Командорские острова // Землетрясения Северной Евразии 2005 года. ГС РАН, Обнинск, (в печати).
2. *Ломакин В.С.* Интенсивность и магнитуда горно-тектонических ударов // Геомеханика в горном деле. Докл. междунар. конф., Екатеринбург,19-21 нояб.,2002.- Екатеринбург: Изд-во ИГД УрО РАН. 2003.С. 268-275.
3. *Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А.* Ретроспективный анализ первичных материалов по сейсмичности Кольского полуострова и прилегающих территорий в XX веке. Москва. ООО «Ваш полиграфический партнер», 2010. 135 с.
4. *Альварес Л, Годзиковская А.А., Раутиан Т.Г.* Сейсмичность и сейсмический режим Кубы и прилегающих акваторий // Исследования сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба) М.: Наука. 1983. С. 57-81

****

УДК 550.384.5

ИЗУЧЕНИЕ ВЕНДСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА ПАЛЕОМАГНИТНЫМ МЕТОДОМ

И.В. Голованова [1], К.Н. Данукалов [1], Н.М. Левашова [2]
1 –Тел.: 8-347-272-82-56. Факс: 8-347-272-03-86. E-mail ig@anrb.ru .
2 –Тел.: 8-495-939-72-79. Факс: 8-495-951-04-43. E-mail namile2007@rambler.ru
Учреждение Российской Академии наук Институт геологии Уфимского Научного Ценра РАН, г. Уфа, Россия. 2 – Учреждение Российской Академии наук Геологический институт РАН, г. Москва, Россия.

This paper is dedicated to palaeomagnetic study of Vendian deposits in the Southern Urals in connection with the evolution of palaecontinent Baltica. New palaeomagnetic data from a re-study of sedimentary rocks of Vendian Basu Formation are presented. Our results are compared with published Vendian data from the South Urals and with Neoproterozoic data from the other parts of Baltica. Possible directions of future studies are discussed.

Исследования, проводимые в лаборатории геофизики ИГ УНЦ РАН совместно с коллегами из ГИН РАН, посвящены изучению палеомагнетизма вендских комплексов Южного Урала и направлены на решение фундаментальной проблемы эволюции Земли – воссоздание палеогеографии позднего докембрия. Для реконструкции истории формирования Евразийского континента необходимо знать расположение основных тектонических элементов для различных моментов времени. Особо интересен венд, так как в этот интервал (600-535 млн. лет) происходили мощные орогенические движения и укрупнение континентальных масс. Нас интересуют палеоширота и ориентация Балтики (Восточно-Европейской платформы).

Существующие взгляды на палеогеографию Земли в это время очень неопределенны и противоречивы. Такая ситуация возникла в первую очередь из-за того, что для всех

кратонов крайне мало палеомагнитных данных для этого времени. Особенно противоречивы палеомагнитные данные для Северной Америки (Лаврентия) и Балтики. Согласно данным разных авторов [8 и др.], эти платформы в венде могли находиться в любых широтах - от южного полюса до экватора. Хотя и предпринимаются попытки объяснить противоречивость вендских результатов сложной недипольной структурой позднедокембрийского геомагнитного поля (напр., [8], острый недостаток надежных палеомагнитных данных безоговорочно признается всеми исследователями. Большинство вендских результатов по Балтике имеют очень невысокую надежность и/или несут явные следы последующего перемагничивания. Для венда Восточно-Европейской платформы есть только два относительно надежных палеомагнитных результата, по времени отстоящих друг от друга на 60 млн. лет: 1) полюс по комплексу Эгерсунд на юге Норвегии с возрастом 616 ± 3 млн. лет [12]; 2) полюс с возрастом около 555 млн. лет, полученный на побережье Белого моря [9-11]. Однако намагниченность комплекса Эгерсунд может быть не первичной, а следствием раннеордовикского перемагничивания. В любом случае, невозможно судить о перемещениях Восточно-Европейской платформы в венде, имея всего один или два относительно надежных палеомагнитных полюса.

Необходимо получить новые данные по венду Восточно-Европейской платформы, но пригодных для палеомагнитных исследований и неизученных объектов этого возраста на самой платформе практически не осталось. В такой ситуации наиболее перспективным представляется изучение деформированных окраин платформы с последующей коррекцией вендских палеомагнитных данных за возможные повороты изученных структур в ходе позднепалеозойской орогении на Урале.

В западной части Южного Урала хорошо известны многочисленные пригодные для палеомагнитных исследований разрезы верхнерифейских и вендских пород [4, 7]. Особенный интерес представляют разрезы Башкирского мегантиклинория Южного Урала. Самым верхним подразделением толщи на западе мегантиклинория является сложенная терригенными осадками ашинская серия, в которой выделено пять свит, с постепенными переходами между ними [1, 7]. 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 размывом 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.

Вопрос в том, 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 [4, 7] и, следовательно, эта часть Уральского складчатого пояса является деформированной окраиной платформы. Поэтому считается, что значительных перемещений Башкирского мегантиклинория относительно платформы не было. С другой стороны, известно, что основные деформации в западной части Южного Урала происходили в пермское время [6], и, значит, здесь возможны локальные вращения отдельных структур этого возраста. Все изучаемые объекты расположены в западной части Башкирского мегантиклинория, где с подошвы венда до конца ранней перми угловых несогласий нет. Следовательно, вращения в этом районе могли происходить только в поздней перми, а, значит, должны сказаться на всех палеозойских данных. Предварительный анализ показал, что палеомагнитные данные по Башкирскому антиклинорию не повернуты относительно Балтики. Следовательно, вендские данные можно использовать для определения палеомагнитных полюсов всей платформы.

В 60-70х годах прошлого века вендские отложения на Южном Урале были изучены палеомагнитным методом в соответствии с методическими требованиями того времени

[напр., 3, 5]. Но к настоящему времени изменились требования к качеству разделения компонент намагниченности, в силу чего ранее полученные результаты сейчас не признаются надежными, что обусловливает переизучение этих объектов по современной методике.

Нами проводится изучение терригенных отложений ашинской серии. В результате проведенной подготовительной работы, включая и рекогносцировочные маршруты на Южном Урале, для исследований намечены конкретные объекты, включающие все свиты ашинской серии. Отобраны пробные коллекций образцов, анализ которых позволил сделать вывод о перспективности выделенных объектов для палеомагнитного изучения.

Первые результаты получены при проведении повторных палеомагнитных исследований осадочных пород верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория [2]. Эти породы опробованы на трех участках примерно в 100 км друг от друга; всего было отобрано более 300 образцов из примерно 40 точек опробования (сайтов). Анализ результатов ступенчатого размагничивания до 700ºС позволил выделить стабильную компоненту намагниченности в 25 сайтах, причем найдены обе полярности. Тесты складки и обращения для этой компоненты положительны, что обычно рассматривается как веский довод в пользу первичности намагниченности. Однако палеомагнитный полюс (долгота 187.3º, широта 1.1º) для этой компоненты намагниченности находится вблизи позднеордовикского-раннесилурийского отрезка кривой миграции палеомагнитного полюса Балтики, что может указывать на перемагничивание вендских пород в палеозое.

Несмотря на применение современных методов получения и анализа данных, новый результат незначительно отличается от ранее полученных данных [напр., 3, 5], которые уже не соответствуют существующим стандартам. Соответственно, мы подтверждаем и сделанный нашими предшественниками вывод о хорошем согласии палеомагнитного полюса басинской свиты с позднеордовикским - раннесилурийским сегментом кривой миграции полюса Балтики. Несмотря на современную методику и большое количество новых геологических данных, нам пока не удалось ни доказать, ни опровергнуть гипотезу о полном перемагничивании басинских отложений в палеозое, также высказывавшуюся ранее [напр., 3]. Для решения проблемы, как нам представляется, нужно сделать одно из двух:

1) Найти в этих породах конседиментационные деформации и провести на них тест складки.

2) Найти в коренных породах их же обломки и выполнить на них тест галек.

То же самое надо предусмотреть при изучении других свит ашинской серии. Вряд ли таких объектов будет много, но их все равно надо искать. Или придумать какой-то совершенно новый способ решить проблему, иначе кинематика Балтики останется загадкой для интервалов времени древнее ордовика.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 11-05-00137.

Литература

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л. Недра: 1988. 289 с.
2. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И., Пучков В.Н., Павлов В.Э., Галле И., Левашова Н.М., Сирота Г.С., Хайруллин Р.Р., Баженов М.Л. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования // Физика Земли. 2011. (в печати).
3. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. Редактор Б.М. Келлер. М., Наука, 1982. С. 121-162.
4. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука: 1982. 128 с.
5. Комиссарова Р.А., Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метахронного перемагничивания. Дис… канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 1970. 140 с.

6. 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.
7. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Редактор Б.М. Келлер. М.: Наука, 1983. 183 с.
8. 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.
9. Iglesia Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmassova A. 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.
10. Popov V., Iosifidi A., Khramov A., Tait J., Bachtadse V. 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.
11. 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.
12. 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.

****

УДК 550.361

ОЦЕНКА ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

И.В. Голованова, Р.Ю. Сальманова
Тел.: 8-347-272-82-56. Факс: 8-347-272-03-86. E-mail ig@anrb.ru .
Учреждение Российской Академии наук Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН, г. Уфа, Россия

На территории Республики Башкортостан запасы углеводородного сырья в продуктивных горизонтах палеозоя с каждым годом сокращаются из-за многолетней интенсивной эксплуатации. Поэтому большой интерес представляет изучение глубокопогруженных отложений, сложенных древними рифей-вендскими породами. Имеющиеся геолого-геофизические материалы свидетельствуют о потенциальной перспективности рифей-вендских отложений рассматриваемой территории на углеводородное сырье. Одним из важных критериев, который должен приниматься во внимание при прогнозе нефтегазоносности является современный температурный режим. Он должен учитываться как при изучении процессов нефтегазообразования (например, при бассейновом моделировании), так и при оценке сохранности залежей углеводородов.

Измерения температуры в скважинах на изучаемой территории на протяжении многих лет проводились трестом «Башнефтегеофизика». Решая геолого-производственные задачи, эти термограммы, к сожалению, не всегда пригодны для анализа геотермического режима. Из огромного количества производственных термограмм можно использовать лишь незначительную часть. Методика отбора термограмм обсуждалась в предыдущих работах [1-3]. Отобранные термометрические материалы вслед за В.Е. Сальниковым разделены по точности определения температур на шесть классов: 1 – ошибка до 0,1 К; 2 – 0,1-0,5 К; 3 – 0,5-1,0 К; 4 – 1,0-5,0 К; 5 – 5,0-10,0 К; 6 – свыше 10 К. При оценке геотермического режима материалы 6 класса не использовались. Глубины, до которых выполнено измерение температуры в скважинах составляют, в основном, от 1 до 3 км. В нескольких

параметрических скважинах глубина измерения температуры достигает 5 – 5,5 км. Таким образом, прямые данные о температурном режиме глубоких горизонтов практически отсутствуют. Эти сведения можно получить только путем численных оценок.

Обычно оценка глубинных температур в районах со стационарным тепловым полем проводится по известной плотности теплового потока и теплопроводности отдельных слоев земной коры [4] и, на первый взгляд, не представляет трудностей. Однако, даже если пренебречь вкладом радиоактивных источников тепла для самой верхней части коры, оценка теплопроводности отдельных горизонтов остается отдельной сложной задачей и вносит свою долю неопределенности в результат. Кроме того, есть еще оно обстоятельство, которое может существенно повлиять на результаты расчета температур глубоких горизонтов. Это влияние прошлых изменений климата на результаты определения плотности теплового потока.

Все опубликованные данные по плотности теплового потока на изучаемой территории получены без учета влияния палеоклимата. Хотя климатические изменения температуры с большим периодом будут сказываться на значительных глубинах, поправки на климат прошлых эпох в результаты наблюдений не вводились в связи с отсутствием точных данных о длительности климатических эпох и амплитуде изменений температур за это время [1]. В последнее время появились работы, в которых более детально анализируется влияние палеоклимата на тепловое поле Земли [2, 5-8, и др.]. Показано, что палеоклимат оказывает существенное влияние на плотность теплового потока в интервале глубин 400 – 2000 м и глубже. Наиболее заметную роль в искажении современного теплового поля играют послеледниковое потепление (около 10000 лет назад) и похолодание малого ледникового периода (150 – 650 лет назад). В результате геотермический градиент, а, следовательно, и тепловой поток в этом интервале оказываются пониженными. В работе [9] предложена модель прошлых изменений климата на изучаемой территории и внесены поправки на влияние палеоклимата во все опубликованные данные по тепловому потоку. Влияние палеоклимата распределено неравномерно по глубине и сказывается во всем интервале определения теплового потока. Оно будет больше, если тепловой поток определялся в неглубокой скважине или если интервал определения теплового потока включает верхнюю часть разреза скважины. В случае, когда тепловой поток определялся в глубоких скважинах, особенно если учитывались данные только по нижней части разреза, поправки могут быть незначительными. Показано, что на территории Башкирского Предуралья поправки могут составлять 20 – 40 % в зависимости от глубины скважины. Этот факт необходимо учитывать при оценке температур глубоких горизонтов, не вскрытых бурением.

В предположении о плоскопараллельном залегании слоев и вертикальности скважины температуру $T(x)$ на некоторой глубине x можно представить в виде суммы [4, 8]:

$$T(x) = T_0 + q\sum_i \frac{\Delta x_i}{\lambda_i} + \Theta(x), \qquad (1)$$

где T_0 – температура поверхности Земли, q – плотность глубинного теплового потока, Δx_i – толщина i-го слоя с теплопроводностью λ_i, $\Theta(x)$ – температурная аномалия на глубине x, вызванная прошлыми изменениями климата.

Тогда, если T_1 – температура, измеренная в скважине на некоторой глубине x_1, то температуру нижележащих слоев можно рассчитать следующим образом:

$$T(x) = T_1 + q\sum_i \frac{\Delta x_i}{\lambda_i} + \Theta(x) - \Theta(x_1). \qquad (2)$$

Искажения $\Theta(x)$ для отдельных зон изучаемого региона рассчитаны на основе модели прошлых изменений климата, предложенной в работе [9].

Оценки показывают, что влияние двух последних членов в правой части уравнения (2) практически несущественно. Основной вклад в разницу между температурами на некоторой глубине, определенными с использованием измеренных и исправленных на влияние палеоклимата значений теплового потока, вносит плотность теплового потока q, принятая

при расчетах. Например, 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 разница в вычисленных температурах на глубине 5 км составляет порядка 20 К, а на глубине 10 км уже порядка 40 К. 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, в качестве верхней границы расчетной области можно принять максимальную глубину, на которой надежно измерена температура в скважине. Теплопроводность выделяющихся по геолого-геофизическим данным отдельных горизонтов рифей-вендских отложений и кристаллического фундамента охарактеризована по данным наших измерений на образцах из глубоких параметрических скважин [2]. Для характеристики температурного режима глубоких горизонтов предлагается построить карты распределения температур на отметках –5000 м и –10000 м. Предлагается при оценке температур глубоких горизонтов, не вскрытых бурением, использовать не измеренные классическим способом значения плотности теплового потока, а значения, исправленные на влияние палеоклимата.

Литература

1. Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 88 с.
2. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
3. Голованова И.В., Масагутов Р.Х. Тепловое поле Башкирского Предуралья. // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. С. 104-108.
4. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
5. Пименов В.П., Попов Ю.А., Климанов В.А. Вертикальные вариации теплового потока и палеоклимат // Физика Земли. 1996. № 6. С. 84-92.
6. Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. 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.
7. Щапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.В., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 1997. С. 195-198.
8. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.
9. 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.

****

УДК 523.31-853

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ УРАЛЬСКИХ ОБСЕРВАТОРИЙ

С.А. Григорьева, О.А. Кусонский
8(34391)21411, ion@arudaemon.gsras.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Ионосфера - это область земной атмосферы, расположенная выше 50 км от поверхности Земли, в которой существует достаточное количество ионизированных частиц, способных оказывать существенное влияние на распространение радиоволн [1].

В основе исследования ионосферы наземными станциями лежит метод зондирования её радиоволнами различной частоты. Для этого используются специальные установки – ионозонды. Результаты зондирования обычно представляются в виде ионограмм. Уральские обсерватории начинали работать на станции с ручным управлением в 1943 г. В 1957 г. была установлена автоматическая станция АИС. В обсерватории «Арти» до 2002 г. зондирование проводилось с помощью станции МИС-5, с ноября 2002 г.- цифровой станцией «Парус». Аппаратура позволяет вести регулярные наблюдения за состоянием ионосферы в автоматическом режиме. Зондирование проводится через каждые 30 мин., хотя есть возможность получать ионограммы каждые 5 мин. Однако последнее используется лишь при проведении специальных экспериментов.

Так как земная атмосфера неоднородна по своему составу, имеет слоистое строение, и её температура на различных высотах распределяется неравномерно, то всё это находит своё отражение и в структуре ионосферы, в которой выделяют три области D, E и F [2]. Область D находится ниже всех, на высотах от 50 до 90 км (мы её не наблюдаем). На высоте от 90 км до 120-140 км располагается область E, внутри которой выделяют слои E1, E2 и Es (спорадический). Область F располагается выше 140 км, в которой выделяют три слоя F1, F1.5 и F2.

В обсерватории «Арти» вертикальное зондирование ионосферы ведётся в частотном диапазоне от 1 до 20 Мгц выше 100 км. Результаты обработки оформляются в виде суточных таблиц ежечасных значений параметров ионосферы и f-графиков (где представлены все частотные характеристики ионосферы и типы спорадического слоя через каждые 30 мин.). Для международного обмена результаты зондирования представляются в виде месячных таблиц ежечасных значений по каждому параметру в отдельности, где также вычислены ежечасные медианные значения каждого параметра.

В настоящее время мы фиксируем следующие характеристики:

- критические частоты f_o (обыкновенной волны) различных слоёв;
- минимальные действующие высоты h' слоёв;
- минимальные частоты fmin, наблюдаемые на ионограммах;
- экранирующая частота fb;
- предельная частота fo слоя Es;
- индекс F – рассеяния;
- тип спорадических слоёв;
- стандартные коэффициенты максимально применимой частоты на расстояние 3000 км для слоёв F1 и F2.

Рассмотрим некоторые результаты наблюдений.

В области E толстый слой E2 наблюдается в очень редких случаях. Это кратковременное ионосферное образование, располагающееся выше слоя E1, регистрируется либо после восхода Солнца, либо перед его заходом.

Слой E1 наблюдается регулярно в дневное время суток в течение всего года. Действующая высота слоя 100-120 км. Слой появляется с восходом солнца. Его критическая частота сначала постепенно растёт и к 11 час. LT достигает наибольшего значения. После 13 час. LT она начинает постепенно уменьшаться, и с заходом Солнца слой исчезает. Такое поведение критической частоты слоя в течение суток указывает на то, что максимальная электронная концентрация слоя E1 изменяется с изменением высоты Солнца над горизонтом.

Максимальное суточное значение критической частоты слоя E1, регистрируемое с 11 до 13 час. LT, изменяется ото дня ко дню. Её наибольшее значение в году отмечаются летом в июне-июле месяце, а наименьшее значение – зимой, в декабре-январе. Такая картина повторяется ежегодно.

На рис.1 приведены медианные значения полуденных критических частот слоя E1 за весь период наблюдений Уральских обсерваторий, начиная с 1945 года. Приведённые данные позволяют говорить не только о существовании годовых изменений критической частоты слоя, которые чётко прослеживаются на протяжении всего периода наблюдений, но

и о наличии периодичности примерно в 11 лет, соответствующей одиннадцатилетнему циклу солнечной активности. Амплитуда одиннадцатилетней волны 0,3 Мгц. В максимуме солнечной активности критическая частота достигает летом значения 3,9-4,1 Мгц и превышает примерно в 1,25 раза летние значения частоты в минимуме солнечной активности. Таким образом, максимальная электронная концентрация регулярного слоя E определяется не только положением Солнца над горизонтом, но и уровнем солнечной активности. С её повышением концентрация слоя увеличивается.

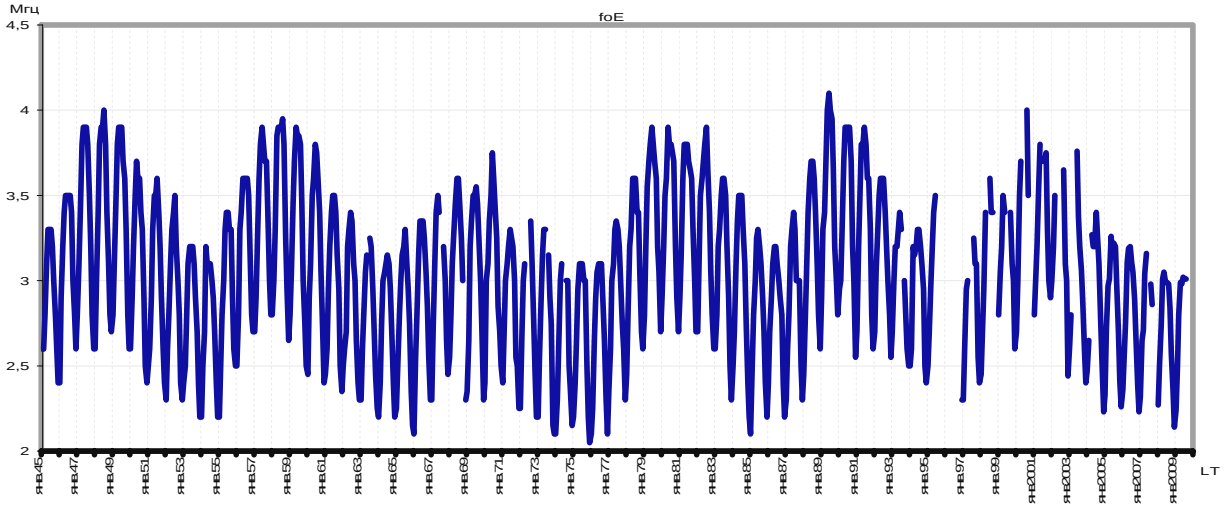


Рис.1. Полуденные критические частоты слоя E

Спорадические образования в области E регистрируются в любое время суток в течение всего года. Однако количество их наблюдений как в течение года, так и год от года изменяется. Наиболее часто они появляются в летнее время, чем в любое другое время года. В течение суток их появление также неравномерно. Вероятность их наблюдения в дневное время значительно выше, чем в ночное.

В области F выделяют регулярные слои F1 и F2. Помимо этих слоёв отмечаются различные расслоения, располагающиеся между этими слоями и между областями E и F.

Слой F1 наблюдается обычно с февраля по ноябрь каждого года только в дневное время суток. В декабре и январе он появляется очень редко. Действующая высота слоя 220-250 км. Его критическая частота изменяется в течение дня аналогично изменениям критической частоты слоя E1. Она также испытывает регулярные сезонные изменения. Однако, в отличии от слоя E1, в период его формирования критическая частота испытывает существенные отклонения от плавного хода кривой.

Регулярный слой F2 наблюдается в течение всего года. В отличие от регулярных слоёв E и F1 он более изменчив. Действующая высота слоя изменяется в широких пределах. Зимой в дневное время она равняется 220-230 км, в ночное время возрастает до 300 км и выше. Летом в дневное время слой в основном располагается на высотах 280-300 км, но поднимается и значительно выше. Отмечаются случаи, когда его высота бывает выше 500 км. В изменениях критической частоты присутствуют суточные, сезонные и годовые вариации. Суточный максимум критической частоты может наступить в любой момент дневного времени. Чаще всего он регистрируется после полудня. Величина максимума с течением года изменяется. Большие критические частоты отмечаются в зимнее время. Наиболее отчётливо это проявляется в годы повышенной солнечной активности.

На рис.2 представлены медианные полуденные (foF2 12:00) и полуночные (foF2 00:00) значения критических частот слоя F2 за весь период наблюдений. Приведённые данные указывают на существование годовых изменений критической частоты слоя как в дневное, так и в ночное время, которые наблюдаются на фоне одиннадцатилетней волны солнечной активности. В максимуме солнечной активности годовые вариации в полуденное время

выражены наиболее отчётливо, чем в минимуме. Амплитуда годовых изменений критической частоты в максимуме активности составляет 3,0-3,5 Мгц.

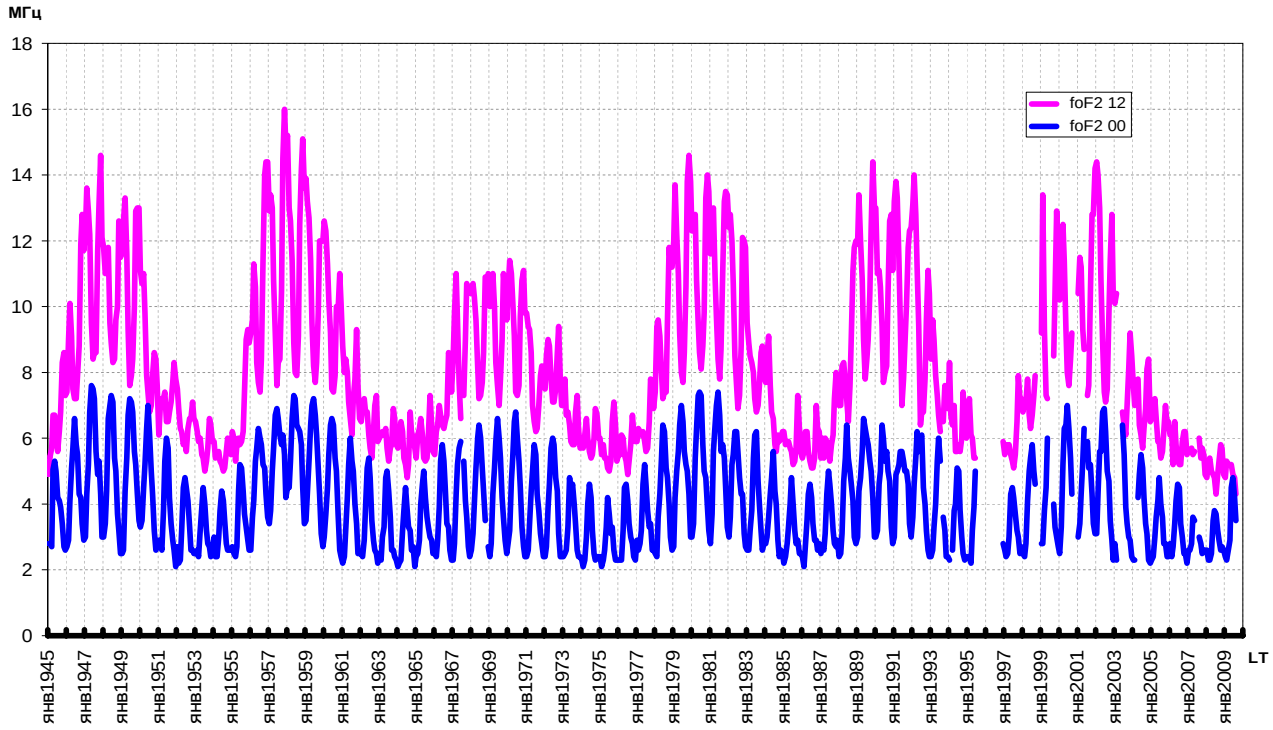


Рис.2. Медианные полуденные foF2 12 и полуночные foF2 00 критические частоты слоя F2

Следует отметить, что годовые изменения критической частоты слоя F2 в полуденные и ночные часы происходят в противофазе. Если в ночное время наибольшая критическая частота отмечается в летнее время, то в полуденные часы наибольшая критическая частота регистрируется зимой. Соответственно этому и электронная концентрация в дневное время зимой значительно выше, чем летом. Таким образом, физические условия слоя F2 существенно зависят от уровня солнечной активности. Более отчётливо эта связь выражена в дневное время. Однако имеющиеся годовые изменения указывают на то, что связь этого слоя с излучением Солнца неоднозначна.

Список литературы

1. Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / Под ред. В. Р. Пиггота, К. Равера; перевод с английского, отв. ред Н. В. Медникова. М.: Наука, 1977. 350 с.
2. Хайдн Д.В., Лукас Д.Л. Прогнозирование ионосферных профилей электронной концентрации // Лучевое приближение и вопросы распространения радиоволн (сборник статей). М.: Наука», 1971. С. 312 - 314.

****

УДК 523.31-853

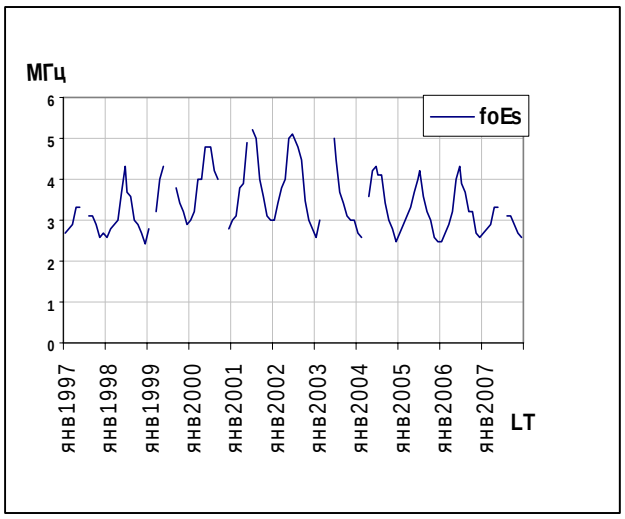
ХАРАКТЕРИСТИКА СПОРАДИЧЕСКОГО СЛОЯ НАД УРАЛОМ ЗА 23 ЦИКЛ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

С.А. Григорьева 8(34391)21411, ion@arudaemon.gsras.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

В данной работе рассматривается поведение спорадического слоя за период с 1997 года до 2007 года, за цикл солнечной активности. При этом использовалась автоматическая

станция МИС-5 с пишущим устройством БРУ-2 до декабря 2002 года, а затем цифровая станция «ПАРУС».

Спорадические образования в области Е регистрируются систематически в любое время суток в течение года. Однако системы в количестве их наблюдений нет. Но рассматривая частотные параметры спорадических слоёв, хочется отметить, что и предельная частота (foEs), и экранирующая частота (fbEs) слоя Es подвержены суточным и сезонным колебаниям[1]. Ночью эти показатели ниже, в пределах 1,5-2,4 МГц. Днём максимума достигают к полудню, а летом в предполуденные часы и бывают до 6 МГц. Летом показатели выше, чем зимой. Также эти параметры реагируют на степень солнечной активности. На рис. 1а показаны изменения медианных значений экранирующих частот слоя Es в полуденные часы, а на рис. 1в – изменения медианных значений предельной частоты слоя Es в полдень. В 2001-2002 годах (года максимальной солнечной активности) параметр foEs достигал 5,3МГц в полдень по сравнению с 1997 ил 2007 годами (года минимальной солнечной активности), когда его максимальное значение летом не превышало 4,3МГц. Аналогично себя ведёт и параметр fbEs. Разница между значениями в годы максимума и годы минимума составляет 1МГц. Высота спорадического слоя варьирует от 100 км (в основном для слоя l) до 175 км (для слоя h) и от солнечной активности не зависит.



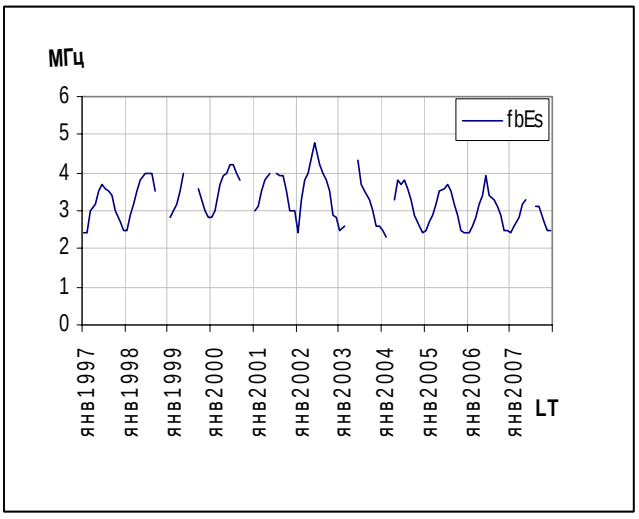


Рис.1 Медианные значения за период 1997-2007 года
а) предельной частоты слоя Es в) экранирующих частот слоя Es

Рассмотрим закономерности появления спорадического слоя. Суточный ход не повторяется. Время появления максимумов и минимумов систематически меняется. Среднегодовая вероятность появления спорадических слоёв показана на рис.2. Видно, что количество спорадических образований не имеет какой-то стабильности. За 23 цикл солнечной активности наиболее благоприятные условия для их появления были в 2002 году (год максимума солнечной активности). Вероятность в этот год была 0,56. Минимум составлял 0,47 в 1998 году.

Вероятность появления спорадических слоёв в разные годы для каждого месяца различна, но всё-таки сезонный ход имеет кое-какие закономерности [2]. На рис.3 показана усреднённая кривая возникновения спорадических образований в области Е (в %), взятая по месяцам за весь период наблюдений. Эта кривая полностью отражает основные закономерности появления спорадических образований в течение года. Приведённые данные свидетельствуют о том, что наименее благоприятные условия для появления Es отмечаются в феврале-марте каждого года. В летнее же время физические условия в ионосфере благоприятствуют их образованию. Летом они наблюдаются в 2,5-3 раза чаще, чем в феврале-марте. Такое соотношение сохраняется для любого года. Наиболее глубокий минимум был в феврале 2001 года и составлял всего лишь 18%, а наибольший максимум – в июле 2002 года и он составлял 92%. Количество спорадических образований в максимуме

довольно-таки устойчиво и составляет 88-92% от всего числа зондирований ионосферы. Количество спорадических слоёв, регистрируемых в минимуме каждого года, - непостоянно и изменяется в довольно широких пределах (23-43%).

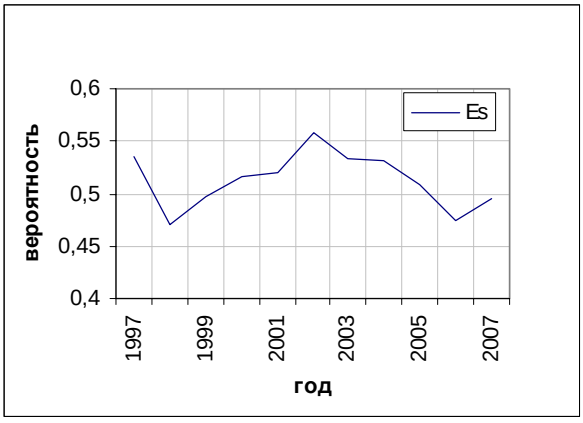


Рис.2 Среднегодовая вероятность появления спорадических слоёв за период 1977-2007 года.

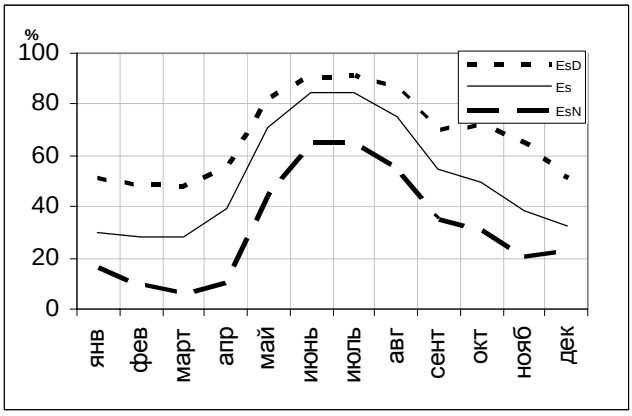


Рис.3 Усреднённая кривая возникновения спорадических слоёв, взятая по месяцам, за период 1997-2007 года (Es-в течение суток, EsD-в дневное время, EsN-в ночное время.

На рис.3 также показаны кривые для Es, регистрируемых отдельно в ночное (EsN) и дневное (EsD) время. Кривая EsD в течение всего года расположена значительно выше EsN-кривой, так как в дневное время в течение всего года спорадические слои наиболее чаще наблюдаются, чем в ночное время. В июне их соотношение составляет 1,5, а в марте достигает 8,0. Вероятность появления спорадических образований в дневное время в течение всего года выше 50%. В то время, как в ночные часы она выше лишь с мая по август. Соотношение дневных и ночных слоёв видно из таблицы 1. Если до 2001 года дневных слоёв было в пределах 70%, а ночных - в пределах 30%, то с 2002 года идёт систематическое увеличение количества дневных слоёв по отношению к ночным.

Количество спорадических образований в максимуме довольно-таки устойчиво и составляет 88-92% от всего числа зондирований ионосферы. Количество спорадических слоёв, регистрируемых в минимуме каждого года, - непостоянно и изменяется в довольно широких пределах (23-43%).

Таблица 1. Распределение дневных (EsD) и ночных (EsN) спорадических слоёв по годам за период 1997-2007 г.г.

года	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
EsD, %	70	72	71	72	69	72	73	73	75	78	79
EsN, %	30	28	29	28	31	28	27	27	25	22	21

На ионосферной станции обсерватории «Арти» постоянно фиксируются такие спорадические слои, как f, l, c и h. Бывают единичные случаи появления слоёв r, s, a и q [3]. Из них чаще всего регистрируется слой r. Но вероятность появления этих слоёв очень мала, менее 1%.

Как говорилось раньше, вероятность появления ночных слоёв f в последнее время уменьшается. Наблюдается этот слой в основном до 3МГц, хотя в отдельных случаях бывает до 6МГц. Высота варьирует от 100 км до 120 км, но чаще всего около 105 км. Слой фиксируется зимой с 17:00 LT до 7:00 LT, летом – с 22:00 LT до 3:00 LT. В марте-апреле этот слой бывает реже, чем в июле-августе.

Тип l (дневной) появляется обычно в 4:00 LT, максимума достигает в 5:00-6:00 час. утра и в 16:00-18:00 час. вечера. Бывает и в дневные часы, но не часто и не всегда. Высота

его 100-110 км, частота – не более 4 МГц. Вероятность появления летом намного ниже, чем в другое время, хотя летом регистрируется и в дневные часы, чего не происходит зимой.

Преобладающим типом является дневной тип c. Он фиксируется с 7:00 час. до 19:00 час. по LT зимой и с 3:00 час. до 21:00 час. по LT летом. Максимума достигает в полдень. В это время летом его вероятность появления часто составляет 100%. Слой наблюдается в основном на высоте 110-120 км, в отдельных случаях доходит до 145 км, по частоте – 4,0-4,5 МГц, но бывает до 11 МГц.

Тип h среди дневных спорадических слоёв наблюдается реже всего. Утренний его максимум в 6:00 час. по LT и вечерний – в 17:00-18:00 час. по LT. С 9:00 час. до 15:00 час. этот слой бывает очень редко. Наиболее вероятная частота его где-то 3-3,2 МГц, а высота – 160 км. Вероятность появления зимой выше, чем летом.

Таблица 2.Распределение дневных спорадических слоёв по годам за период 1997-2007 г.г.

год	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
l, %	11	5	23	15	20	19	47	29	30	27	32
c, %	82	87	70	81	76	80	50	67	65	69	60
h, %	6	8	7	4	4	1	3	4	5	4	8

Распределение дневных слоёв по годам показано в таблице 2. Оно очень нестабильно для каждого слоя. Единственное, что можно отметить, что слой с ежегодно бывает в более чем половина случаев наблюдения дневных слоёв, а слой h всегда менее 10%.

Список литературы

1. Кориневская Н. А., Сончик В. К.. Спорадический слой Е. Труды СФТИ, 1954, вып.33. С. 142 - 145.
2. Останина М. Б. Характеристика Es по наблюдениям в Ашхабаде // Ионосферные исследования, 1964. № 13. С. 37 – 42.
3. Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / Под ред. В. Р. Пиггота, К. Равера; перевод с английского, отв. ред Н. В. Медникова. М.: Наука, 1977. 350 с.

****

УДК 550.837

АНАЛИТИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЙ МАКСВЕЛЛА ДЛЯ ТРЕХМЕРНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

В.П. Губатенко, И.Г. Московский, (8452) 567228, gubatenkovp@gmail.com
Саратовский государственный технический университет, Саратов, Россия

The method of finding analytical solutions of homogeneous Maxwell's equations for isotropic media is proposed. In contrast to conventional methods based on solving the direct problem of electrodynamics, this method uses a solution specially posed inverse problem. Examples of analytical solutions for three-dimensional distribution of electrical conductivity in the case of stationary and variable electromagnetic fields are given.

Рассмотрим в односвязной области V евклидова пространства R^3 стационарное электромагнитное поле для изотропной среды. В случае отсутствия в этой области источников векторы $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$ напряженностей электрического и магнитного поля, электропроводность σ и магнитная проницаемость μ связаны соотношениями (уравнениями Максвелла для стационарных полей)

$$\mathrm{rot}\,\mathbf{H} = \sigma\mathbf{E}\,,\ \mathrm{rot}\,\mathbf{E} = 0\,,\ \mathrm{div}\,\mu\,\mathbf{H} = 0 \qquad (1)$$

Здесь и в дальнейшем предположим, что векторы $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$, а также параметры среды σ и μ являются достаточно гладкими и отличными от нуля функциями. В случае неограниченной области V дополнительно потребуем, чтобы $\mathbf{E} \to 0$, $\mathbf{H} \to 0$ при бесконечном удалении от границы этой области.

Поставим следующую обратную задачу: *по заданному в области* V *вектору* $\mathbf{E}$ *(или* $\mathbf{H}$*) найти в этой области отличные от нуля* σ *и* μ*, а также вектор* $\mathbf{H}$ *(или* $\mathbf{E}$*), обращающие соотношения (1) в тождества*. В работе [1] показано, что если в области V задан вектор $\mathbf{E}$, то решение обратной задачи существует тогда и только тогда, когда $\mathbf{E}$ является произвольным отличным от нуля потенциальным вектором, причем это решение не единственно. Если же в области V задан вектор $\mathbf{H}$, то решение обратной задачи существует и не единственно в том и только в том случае, когда вектор $\mathbf{H}$ удовлетворяет в области V дифференциальному уравнению

$$(\operatorname{rot}\mathbf{H}, \operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{H}) = 0,$$

и при этом $\operatorname{rot}\mathbf{H} \neq 0$.

Различные решения обратной задачи для заданного потенциального вектора $\mathbf{E}$ можно найти, например, по следующей схеме:

$$\mathbf{E} = \operatorname{grad}\varphi \Rightarrow \operatorname{div}(\sigma \operatorname{grad}\varphi) = 0 \overset{Set}{\Rightarrow} \sigma \Rightarrow \sigma\mathbf{E} = \operatorname{rot}\mathbf{H} \overset{Set}{\Rightarrow} \mathbf{H} \Rightarrow \operatorname{div}\mu\mathbf{H} = 0 \overset{Set}{\Rightarrow} \mu,$$

где импликация $A \overset{Set}{\Rightarrow} B$ обозначает, что A влечет множество решений B. Если же в области V задан вектор $\mathbf{H}$, то решение обратной задачи находится по схеме

$$(\operatorname{rot}\mathbf{H}, \operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{H}) = 0 \overset{Set}{\Rightarrow} \mathbf{H} \Rightarrow \begin{cases} \operatorname{rot}\left(\dfrac{1}{\sigma}\operatorname{rot}\mathbf{H}\right) = 0 \overset{Set}{\Rightarrow} \sigma \Rightarrow \mathbf{E} = \dfrac{1}{\sigma}\operatorname{rot}\mathbf{H}, \\ \operatorname{div}\mu\mathbf{H} = 0 \overset{Set}{\Rightarrow} \mu, \end{cases}$$

Таким образом, если найдено аналитическое решение обратной задачи, то семейство функций $\{\mathbf{E}, \mathbf{H}, \mu, \sigma\}$ обращает соотношения (1) в тождества. Следовательно, $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$ являются аналитическими решениями стационарных уравнений Максвелла для найденных в ходе решения обратной задачи параметров среды σ и μ.

Приведем примеры аналитических решений для трехмерных распределений электропроводности σ в случае стационарного электромагнитного поля.

Пример 1. $\mathbf{E} = \boldsymbol{\Phi}_3(e^{az}\sin ax \sin ay)[\operatorname{ctg} ax\mathbf{i} + \operatorname{ctg} ay\mathbf{j} + \mathbf{k}]$,

$$\mathbf{H} = e^{az}\boldsymbol{\Phi}_2[e^{az}(\cos ax - \cos ay)] \cdot (\sin ax\mathbf{i} + \sin ay\mathbf{j} - (\cos ax + \cos ay)\mathbf{k}),$$

$$\mu = \boldsymbol{\Phi}_1[e^{az}(\cos ax - \cos ay)], \quad \sigma = -2ae^{2az}\sin ax \sin ay \frac{\boldsymbol{\Phi}_2'[e^{az}(\cos ax - \cos ay)]}{\boldsymbol{\Phi}_3(e^{az}\sin ax \sin ay)}.$$

Пример 2. $\mathbf{E} = \boldsymbol{\Phi}_3[(x+y)(x-y+2z)] \cdot [(x+z)\mathbf{i} + (z-y)\mathbf{j} + (x+y)\mathbf{k}]$,

$$\mathbf{H} = \boldsymbol{\Phi}_2(x-y-z) \cdot [(x+2y-z)\mathbf{i} + (2x+y+z)\mathbf{j} + (-x+y-2z)\mathbf{k}],$$

$$\mu = \boldsymbol{\Phi}_1(x-y-z), \quad \sigma = \frac{3\Phi_2'(x-y-z)}{\Phi_3[(x+y)(x-y+2z)]},$$

Здесь $\boldsymbol{\Phi}_1$, $\boldsymbol{\Phi}_2$ и $\boldsymbol{\Phi}_3$ – произвольные непрерывно дифференцируемые функции соответствующих аргументов. В заданной области V эти функции всегда можно выбрать так, чтобы выполнялось условие физической реализуемости: $\sigma > 0$, $\mu > 0$. Полагая же $\boldsymbol{\Phi}_1 = \mu_0 = \text{const}$, имеем немагнитную среду.

Аналогичный метод нахождения аналитических решений уравнений Максвелла можно построить [1] для переменных электромагнитных полей в частотной области для изотропной среды. Запишем для этого случая в односвязной области $V \subset R^3$ уравнения Максвелла

$$\operatorname{rot}\mathbf{H} = \sigma\mathbf{E}, \quad \operatorname{rot}\mathbf{E} = i\omega\mu\,\mathbf{H}, \tag{2}$$

где $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$ – комплексные амплитуды напряженностей электрического и магнитного поля; σ и μ – скалярные комплекснозначные зависящие от координат x, y, z и круговой частоты ω электропроводность и магнитная проницаемость; i – мнимая единица. Предположим, что в области V выполняются следующие условия:

$$\mathbf{E}(M,\omega)\neq 0,\ \mathbf{H}(M,\omega)\neq 0,\ \operatorname{rot}\mathbf{E}(M,\omega)\neq 0,\ \operatorname{rot}\mathbf{H}(M,\omega)\neq 0,$$

$$\mathbf{E}(M,\omega)\in C^k(V),\ \mathbf{H}(M,\omega)\in C^k(V),\ k\geq 3,\ \lim_{M\to\infty}\mathbf{E}(M,\omega)=0,\ \lim_{M\to\infty}\mathbf{H}(M,\omega)=0.$$

где $M(x,y,z)\in V$. Из этих условий, в частности следует, что функции σ и μ являются в области V достаточно гладкими и отличными от нуля. Функции $\mathbf{E}$, $\mathbf{H}$, σ и μ будем рассматривать в области $\omega>0$. Продолжение этих функций в область $\omega<0$ очевидно и основано на условии эрмитовости.

Обратная задача для переменного электромагнитного поля формулируется следующим образом: *по заданному в области V вектору $\mathbf{E}$ (или $\mathbf{H}$) найти в этой области скалярные функции σ и μ, а также вектор $\mathbf{H}$ (или $\mathbf{E}$), обращающие соотношения (2) в тождества*.

Заметим, что достаточно рассмотреть метод решения этой задачи только для заданного вектора $\mathbf{E}$. В случае заданного вектора $\mathbf{H}$ можно воспользоваться принципом перестановочной двойственности, т.е. применить формальные замены $\mathbf{E}\leftrightarrow\mathbf{H}$, $i\omega\mu\leftrightarrow\sigma$.

Можно показать [1], что если для заданного вектора $\mathbf{E}$ существует решение обратной задачи, то в каждой точке $M\in V$ выполняется одно из двух условий – либо $(\mathbf{E}(M,\omega),\operatorname{rot}\mathbf{E}(M,\omega))=0$, $(\operatorname{rot}\mathbf{E}(M,\omega),\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E}(M,\omega))=0$, либо $(\mathbf{E}(M,\omega),\operatorname{rot}\mathbf{E}(M,\omega))\neq 0$, $(\operatorname{rot}\mathbf{E}(M,\omega),\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E}(M,\omega))\neq 0$. Если всюду в области V справедливо первое условие, то в этой области существует не единственное решение обратной задачи, а его нахождение сводится к схеме

$$\left.\begin{cases}(\mathbf{E},\operatorname{rot}\mathbf{E})=0,\\ (\operatorname{rot}\mathbf{E},\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E})=0\end{cases}\right\}\overset{Set}{\Rightarrow}\mathbf{E}\Rightarrow(\operatorname{grad}\mu,\mathbf{E})\operatorname{rot}\mathbf{E}=-\mu\mathbf{E}\times\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E}\overset{Set}{\Rightarrow}\mu\Rightarrow\begin{cases}\sigma=\dfrac{1}{i\omega\mathbf{E}^2}\left(\mathbf{E},\operatorname{rot}\left(\dfrac{1}{\mu}\operatorname{rot}\mathbf{E}\right)\right),\\ \mathbf{H}=\dfrac{1}{i\omega\mu}\operatorname{rot}\mathbf{E},\end{cases}$$

и при этом векторные поля $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$ ортогональны. При выполнении второго условия решение обратной задачи находим по схеме

$$\operatorname{rot}\mathbf{F}^E=0\overset{Set}{\Rightarrow}\mathbf{E}\overset{Set}{\Rightarrow}\mu=C(\omega)\exp\left(\int_{M_0}^{M}F_x^{\mathrm{E}}dx+F_y^{\mathrm{E}}dy+F_z^{\mathrm{E}}dz\right)\Rightarrow\begin{cases}\sigma=\dfrac{1}{i\omega\mathbf{E}^2}\left(\mathbf{E},\operatorname{rot}\left(\dfrac{1}{\mu}\operatorname{rot}\mathbf{E}\right)\right),\\ \mathbf{H}=\dfrac{1}{i\omega\mu}\operatorname{rot}\mathbf{E},\end{cases}$$

где $\mathbf{F}^E=\dfrac{1}{(\operatorname{rot}\mathbf{E},\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E})}\operatorname{div}\left[\dfrac{(\operatorname{rot}\mathbf{E},\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E})}{(\mathbf{E},\operatorname{rot}\mathbf{E})}\mathbf{E}\right]\operatorname{rot}\mathbf{E}+\dfrac{1}{(\mathbf{E},\operatorname{rot}\mathbf{E})}(\mathbf{E}\times\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E})$, $\mathbf{F}^E=(F_x^E,F_y^E,F_z^E)$;

$M(x,y,z)\in V$, $M_0(x_0,y_0,z_0)\in V$; $C(\omega)$ – произвольный комплекснозначный множитель, зависящий только от круговой частоты ω. В этой схеме решения векторные поля $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$ не ортогональны. Наконец, если обратная задача решается при дополнительном условии $\mu=\mu_0=\text{const}$ (среда немагнитная), то последние две схемы решения этой новой обратной задачи значительно упрощаются:

$$\mathbf{E}\times\operatorname{rot}\operatorname{rot}\mathbf{E}=0\overset{Set}{\Rightarrow}\mathbf{E}\Rightarrow\begin{cases}\sigma=\dfrac{1}{i\omega\mathbf{E}^2}\left(\mathbf{E},\operatorname{rot}\left(\dfrac{1}{\mu_0}\operatorname{rot}\mathbf{E}\right)\right),\\ \mathbf{H}=\dfrac{1}{i\omega\mu_0}\operatorname{rot}\mathbf{E}.\end{cases}$$

Ниже приведены пример 3 и 4 аналитических решений для немагнитной среды и трехмерных распределений электропроводности σ в случае переменного электромагнитного поля. В этих примерах функции произвольные функции Φ, Ψ и их производные являются непрерывными комплекснозначными функциями своих аргументов; a, b – комплекснозначные функции круговой частоты ω.

Пример 3. $$\mathbf{E} = \left[\Phi(v,\omega) + \Psi(w,\omega)\right][2xz\mathbf{i} + 2yz\mathbf{j} + (x^2+y^2)\mathbf{k}],$$

$$\mathbf{H} = \frac{(x^2+y^2)\Phi'_v}{i\omega\mu_0 x^2}[x\mathbf{i} + y\mathbf{j} - 2z\mathbf{k}], \quad \sigma = -\frac{2xy\Phi'_v + (x^2+y^2)\Phi''_{vv}}{i\omega\mu_0 x^4(\Phi+\Psi)},$$

где $v = \frac{y}{x}$, $w = z(x^2+y^2)$.

Пример 4. $$\mathbf{E} = \Phi(v,\omega)[a(ay+bz)\mathbf{i} - (a^2+b^2)x\mathbf{j}],$$

$$\mathbf{H} = \frac{1}{i\omega\mu_0}\Big[2b(a^2+b^2)(ay+bz)x\Phi'_v\,\mathbf{i} + ab\big(\Phi + 2(ay+bz)^2\Phi'_v\big)\mathbf{j} -$$

$$-\big((2a^2+b^2)\Phi + 2[(a^2+b^2)^2x^2 + a^2(ay+bz)^2]\Phi'_v\big)\mathbf{k}\Big], \quad \sigma = -\frac{4(a^2+b^2)\left[2\Phi'_v + v\Phi''_{vv}\right]}{i\omega\mu_0\Phi},$$

где $v = (a^2+b^2)x^2 + (ay+bz)^2$.

Пример 3 соответствует ортогональным полям $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$, в пример 4 – не ортогональным.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (номер проекта 10-05-00753-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Губатенко В.П. Построение класса переменных электромагнитных полей для линейных изотропных сред //Недра Поволжья и Прикаспия.–2011.–Вып.66. – С.70–77.
2. Кочин Н.Е. Векторное исчисление и начала тензорного исчисления. М.: Наука. 1965. 424 с.
3. Эльсгольц Л.Э. Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление. М.: Наука. 1969. 424 с.

****

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия.
8922 221 13 78, E-mail: usc_alex@mail.ru

The recent Urals mountains is epipaleozoic epiplatformic orogen. Its development at the recent time accompany by earthquakes. The peculiarity of seismotectonics central part of the Urals is conditioned by interaction submeridional Urals recent orogen and more older large transorogenic structures northern-west direction in the Earth Crust.

Урал является новейшим эпиплатформенным эпипалеозойским орогеном [2,12]. Процесс становления Уральского орогена на современном этапе сопровождается редко происходящими несильными ощутимыми землетрясениями [1,6,9,13]. За последние 270 лет на Среднем Урале было отмечено 35 ощутимых тектонических землетрясений силой от 3-4 до 5-6 баллов по шкале MSK-64 [1,6,9,13]. Эпицентры большей части Уральских ощутимых землетрясений локализованы в пределах Среднего и примыкающих нему частей Северного и Южного Урала в так называемой Средне-Уральской области повышенной сейсмичности [9], охватывающей восточную часть Восточно-Европейской платформы и Средне-Уральский сегмент Уральского палеозойского горно-складчатого пояса [5]. Ни севернее, ни южнее

участков подобной концентрации эпицентров ощутимых землетрясений на Урале не выявлено [9]. Очаги землетрясений локализованы в земной коре на глубинах 5-30 км [9,13].

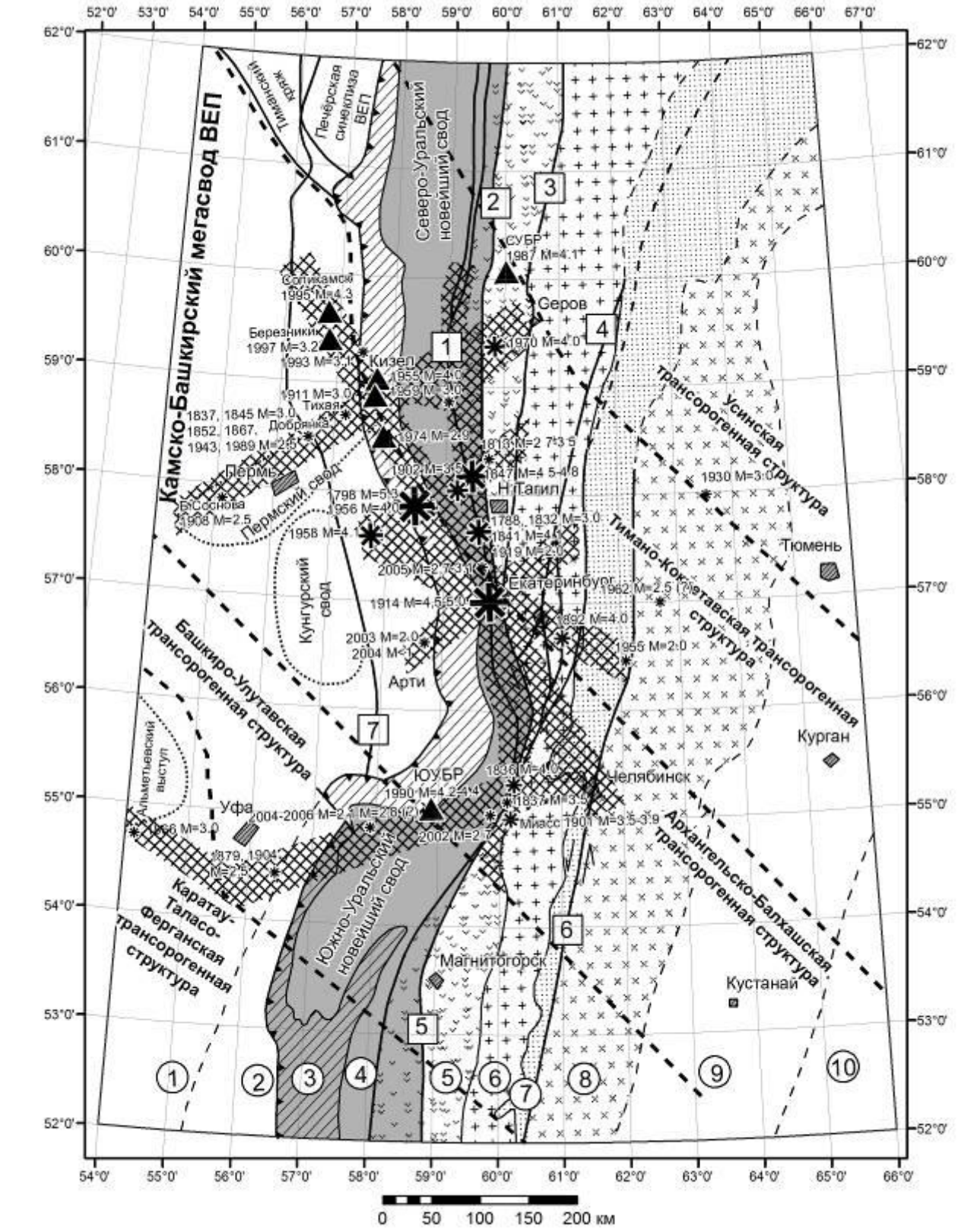
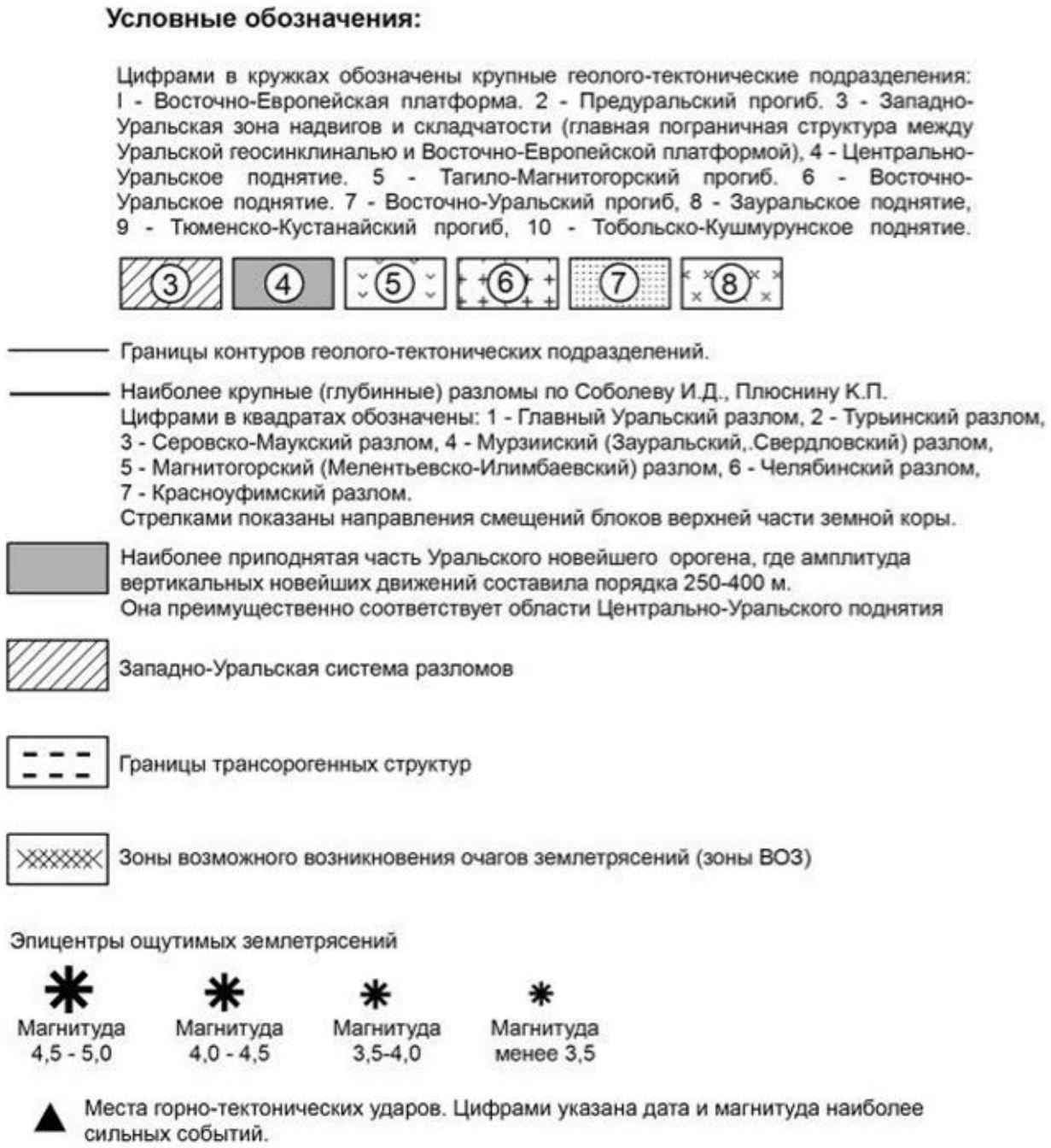


Рис. 1. Схема сейсмотектоники центральной части Уральского региона
Составил: Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, 2010 г. на основе тектонической карты Урала под редакцией Соболева И.Д., 1983 г.
Компьютерная графика Сюткиной Ю.В., Осиповой А.Ю.



Особенностью расположения Средне-Уральской области повышенной сейсмичности является ее приуроченность к пограничной зоне Архангельско-Балхашской и Тимано-Кокчетавской трансорогенных структур в области их интерференции (пересечения) с Уральским горно-складчатым поясом [5] (рис.1). Трансорогенные структуры имеют северо-западное направление по азимуту около 315-330 градусов и выделяются по геоморфологическим и неотектоническим признакам [4], проявлены в аномальном магнитном поле, осредненном с радиусами 125 км и 250 км [3], в морфологии поверхности мантии и раннеархейского фундамента [9] и, по-видимому, представляют собой древние структуры земной коры и допалеозойского фундамента, различающиеся по составу, возрасту слагающих их пород [12] и по характеру и интенсивности дислокаций пород в эпоху раннекиммерийского [10] и альпийского [14] тектогенеза.

Часть сейсмичных зон, образующих Средне-Уральскую область повышенной сейсмичности (Добрянско-Кизеловская, Серебрянская, Билимбаевская, Южно-Уральская) имеет северо-восточное и восток-северо-восточное направление по азимутам 45-60 градусов

ортогональное к границе вышеупомянутых трансорогенных структур. Челябинско-Соликамская зона напротив протягивается вдоль границы Архангельско-Балхашской и Тимано- Кокчетавской трансорогенных структур и имеет северо-западное направление по азимуту около 330 градусов. Тагильская зона имеет субмеридиональное направление и протягивается вдоль Главного Уральского глубинного разлома (ГУГРа). Средне-Уральская имеет северо-западное направление по азимуту около 300 градусов и протягивается вдоль Чусовско-Исетской сквозной новейшей структуры, описанной в работе [2].

В условиях субширотного сжатия земной коры Урала [9] вышеупомянутые сейсмичные зоны, имеющие диагональные (северо-западные и северо-восточные) направления могут соответствовать омоложенным сколовым (сдвиговым) тектоническим дислокациям земной коры. Именно в сдвиговых дислокациях земной коры возникает большая часть очагов землетрясений [11]. При этом эпицентры наиболее сильных Уральских землетрясений с магнитудой 4,5-5,0 приурочены к узлам пересечения сейсмичных зон ортогонального по отношению друг к другу направления. В этих узлах вероятность возникновения очагов ощутимых землетрясений подобной силы в будущем оценивается как наиболее высокая по региону.

В целом сейсмическая активность земной коры Урала низкая, что вероятно обусловлено низкой, согласно критериям, приведенным в работе [8], скоростью деформации земной коры в новейшее время и на современном этапе (10^{-7}–10^{-9} по [6]). Ощутимые землетрясения на Среднем Урале будут происходить и в будущем, но их сила в эпицентрах вряд ли превысит 6,0-6,5 баллов по шкале MSK-64. Поэтому они не будут представлять опасности для большей части инженерных сооружений [7].

Литература

1. *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).
2. Геология СССР, том XII, часть 1, книга 2, М., Недра, 1969, 304 с.
3. Глубинное строение слабосейсмичных районов СССР. М., Наука, 1987, 237 с.
4. *Горский И.И.* Урало- Новоземельная складчатая область // Геологическое строение СССР, том 3., Тектоника, М., Госгеолтехиздат, 1958.
5. *Гуляев А.Н.* Геофизические поля, тектоника и сейсмичность в центральной части Уральского региона // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей., материалы конференции «Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича», Екатеринбург, 2009, С. 120-123.
6. *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.
7. *Гуляев А.*Н. Районирование центральной части Уральского региона по величине расчетной силы сейсмического воздействия // Горный журнал (известия ВУЗов) № 3, 2010, С. 98 – 105.
8. *Несмеянов С.А.* Введение в инженерную геотектонику, М, Научный мир, 2004, 214 с.
9. *Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н. и др.* Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург, УрО РАН, 2001, 124 с.
10. Пучков В.Н. Структура и геодинамика Уральского орогена // Глубинное строение и развитие Урала, материалы научно-производственной конференции, посвященной 50-летию Баженовской геофизической экспедиции, Екатеринбург, 1996, с.15-39.
11. *Ребецкий Ю.*Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов, М., ИКЦ «Академкнига», 2007, 406 с.
12. Тектоническая карта Урала, главный редактор *Соболев И.Д.*, ПГО Уралгеология, Свердловск, 1986, 168 с.

13. *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.
14. Новейшая тектоника Урала, под редакцией *А.П. Сигова и В.А. Сигова,* издательство Саратовского университета, Саратов, 1975, 104 с.

****

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург .
8 (922) 221 13 78, E-mail: usc_alex@mail.ru

The seismic activity of the Urals earth crust is low. Sensinive earthquakes in this region are rare and not strong. By results of common seismic zoning of Russia 1997 year the Middle Urals area became seismic region, where value of calculate seismic intensity is 6-8 balls by scale MSK-64. By inhomogeneous grounds and rocks of the upper part of the Urals earth crust spatial variations of seismic intensity are observed, therefore it is necessary for detailed seismic zoning of the Middle Urals area. By results of seismic zoning the seismic situation at the Middle Urals is favorable and safety for most engineerig objects.

Сейсмическая активность земной коры Урала низкая. Ощутимые сейсмические события здесь происходят редко и сила их невелика [1,2,3]. За последние 250 лет в регионе было отмечено порядка 35 ощутимых землетрясений силой от 3- 4 до 6,0-6,5 баллов по шкале MSK-64 [1,2,3]. Низкая сейсмическая активность земной коры Урала, по-видимому, обусловлена низкой скоростью ее деформации в новейшее время и на современном этапе [4]. Большая часть эпицентров ощутимых землетрясений Урала сосредоточена в Средне-Уральской области повышенной сейсмичности [5], приуроченной к участку интерференции области новейшего Уральского орогена и Архангельско-Балхашской и Тимано-Кокчетавской трансорогенных структур [6] По результатам Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 эта область была отнесена к регионам, где при проектировании и строительстве инженерных сооружений необходимо учитывать сейсмичность. Фоновая величина расчетной силы сейсмического воздействия на инженерные объекты разной степени ответственности в плане сейсмобезопасности для условий грунтов второй категории по сейсмическим свойствам по классификации СН и П II -7-81* для центральной части Уральского региона приняты от 6 до 8 баллов по шкале MSK-64 [7]. Так как верхняя часть земной коры рассматриваемого региона неоднородна по составу и физико-механическим свойствам грунтов и пород, а сила сейсмического воздействия на инженерные сооружения разной степени ответственности в плане сейсмобезопасности определяется ее фоновой величиной и грунтовыми условиями, то возникла необходимость районирования Среднего Урала и прилегающих к нему частей Северного и Южного Урала по сейсмогрунтовым условиям и величине расчетной силы сейсмического воздействия. Такая работа была нами выполнена в рамках уточнения и детализации карт «А», «В», «С» для центральной части Уральского региона [8] (рис. 1,2).

По результатам этой работы можно заключить, что инженерно-сейсмические условия в пределах Среднего и прилегающих к нему частей Северного и Южного Урала благоприятные и безопасные для инженерных сооружений. Это обусловлено благоприятными сейсмогрунтовыми и сейсмотектоническими условиями. Наименее благоприятными при этом представляются сейсмотектонические узлы, в которых возможно возникновение очагов ощутимых землетрясений.

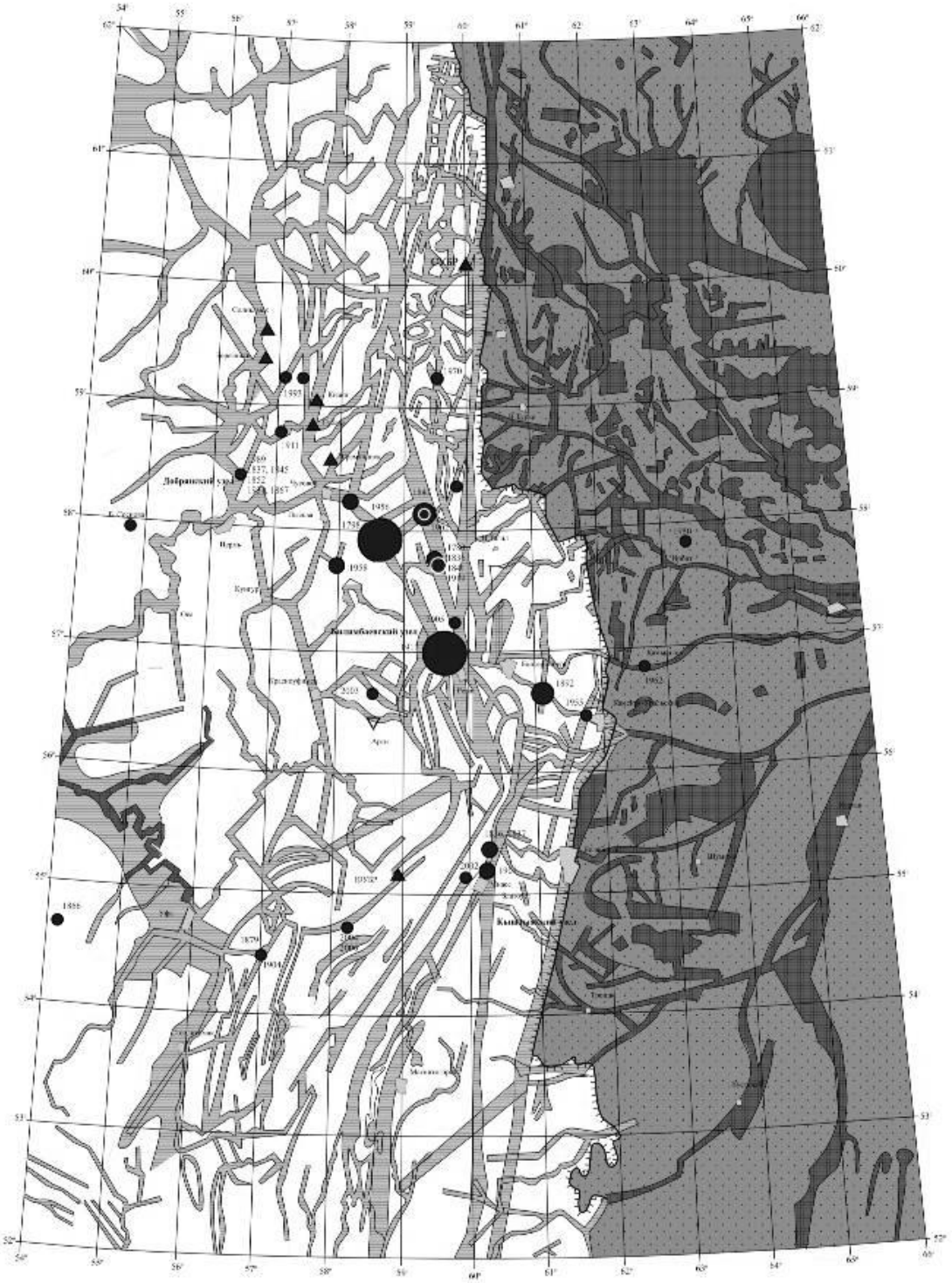


Рис.1. Карта сейсмогрунтовых условий центральной части Уральского региона. Составил Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, 2009 г.

Белым цветом показаны участки развития грунтов первой категории и промежуточной между первой и второй категориями по сейсмическим свойствам по классификации СН и П II -7-81.*

Серым цветом показаны участки развития грунтов второй категории.

Темно-серым цветом показаны участки развития грунтов третьей категории.

Черными кружками показаны эпицентры ощутимых землетрясений. Самые большие кружки отмечают эпицентры событий с магнитудой 4,5-5,0.Самые маленькие – 2,5-3,0.

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

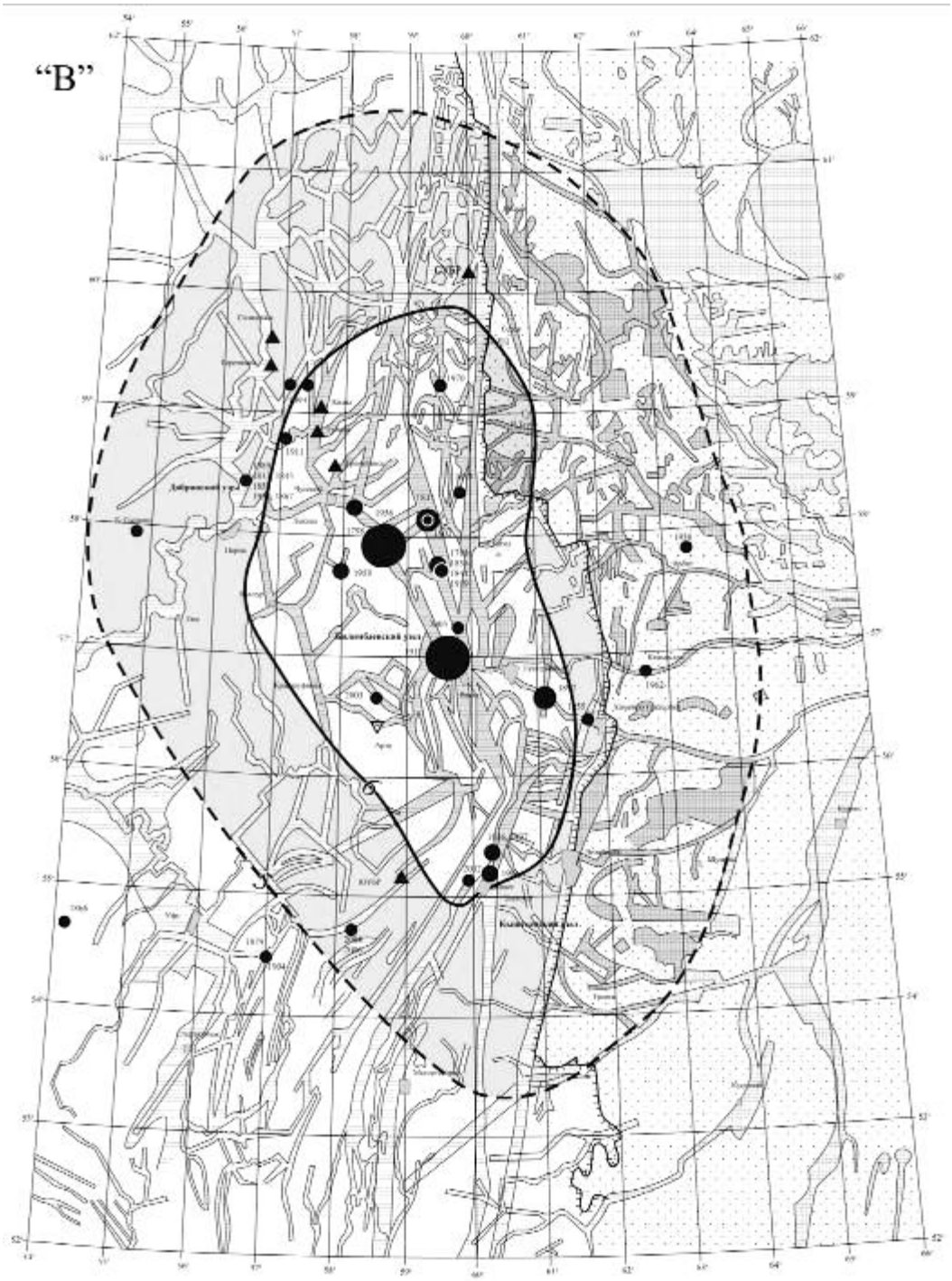


Рис.2. Районирование центральной части Уральского региона по величине расчетной силы сейсмического воздействия на инженерные объекты повышенной ответственности, выполненное как результат детализации карты «В» из комплекта ОСР-97.
Составил Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, 2009 г.

Толстая сплошная черная линия оконтуривает область на карте «В» ОСР-97, в пределах которой величина расчетной силы сейсмического воздействия на объекты повышенной ответственности для условий грунтов второй категории принята в ***6 баллов*** *по шкале MSK-64.*

Серым цветом показаны участки, в пределах которых величина расчетной силы сейсмического воздействия на объекты повышенной ответственности для условий грунтов второй категории оценивается в ***6 баллов*** *по шкале MSK-64.Впределах светлых участков она оценивается в 5 баллов по шкале MSK-64.*

Остальные условные обозначения такие же, как на рис. 1.

Литература

1. *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).
2. *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.
3. *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.
4. *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.
5. *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.
6. *Гуляев А.Н.* Сейсмотектоника центральной части Уральского региона // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры, материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 100 – летию С.Н.Иванова, Екатеринбург, 2011, С.63-66.
7. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР-97. Комплект карт и другие материалы для строительных норм и правил (СНиП) «Строительство в сейсмичных районах». М, февраль 1998,14 с.
8. *Гуляев А.Н.* Районирование центральной частьи Уральского региона по величине расчетной силы сейсмического воздействия // Известия ВУЗов, Горный журнал № 6, 2010, С.98-105.

****

УДК 550.2

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА НИЖНИЙ ТАГИЛ СВЕРДЛОВСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ВЕЛИЧИНЕ РАСЧЕТНОЙ СИЛЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Гуляев А.Н., Осипова А.Ю., Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия.
8(922) 221 13 78, 8(912) 274 37 41, usc_alex@mail.ru, seismolab@mail.ru

The upper part of the Earth Crust at the Low Tagil city territory is inhomogenious by composition and physics propertys rocks and soiles. The value of the seismic intensity is different under conditions active layer structures. At the central part of the Low Tagil city the solid rocks is over by weathering ground 5-15 m thickness. The value of calculated seismic intensity in this area is 6-7 balls by scale MSK-64 and more then at the territory from west and east of Low Tagil, where thickness of weathering ground is 1-5 m. The value of calculated seismic intensity is 5-6 balls by scale MSK-64 at the territory from west and east of Low Tagil city.

Город Нижний Тагил Свердловской области располагается в осевой зоне субмеридионального палеозойского Тагильского мегасинклинория (прогиба, трога) [1,2], являющегося элементом геолого-тектоническоого строения осевой зоны и восточного склона новейшего эпипалеозойского эпиплатформенного Уральского орогена. Процесс становления Уральского орогена на современном этапе сопровождается редко происходящими несильными (до 6,0-6,5 баллов по шкале MSK-64), но ощутимыми землетрясениями [3,4]. За последние 250 лет на территории Нижнего Тагила неоднократно отмечались ощутимые 3-4-5 балльные по шкале MSK-64 сейсмические колебания от очагов природных тектонических

землетрясений, которые предположительно могли располагаться в осевой зоне и ближней зоне геодинамического влияния Главного Уральского глубинного разлома на расстоянии 20-30 км к западу и юго-западу от города [5].

Кроме природных очагов на территории города действуют техногенные источники ощутимых сейсмических воздействий – взрывы в карьерах и шахтах горно-рудных предприятий, а так же природно-техногенные источники – горные удары в шахтах и обвалы, просадки подработанных подземными выработками территорий.

По результатам Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 Средний Урал был отнесен к регионам, где при проектировании и строительстве инженерных сооружений необходимо учитывать сейсмичность [6]. Геолого-тектоническое строение верхней части земной коры (активного слоя) на территории Нижнего Тагила неоднородно [1,2], следовательно, неоднородными являются и сейсмогрунтовые условия, обуславливающие вариации величины расчетной силы сейсмического воздействия на территории города. Поэтому возникла необходимость районирования территории Нижнего Тагила по величине этой силы.

Схематическая карта сейсмогрунтовых условий территории Нижнего Тагила была построена нами с использованием данных инженерно-геологических изысканий, выполненных разными организациями на территории города. Особенность строения верхней части земной коры (активного слоя) Нижнего Тагила определяется его расположением в осевой зоне крупной субмеридиональной мезозойской Ивдельско-Тагильской эрозионно-структурной депрессии [7], развившейся по осевой зоне и ближней зоне геодинамического влияния регионального глубинного долго живущего Туринского по [2] (Смехуновско-Лайского по [1]) разлома. В пределах данной эрозионно-структурной депрессии чехол коры выветривания имеет в целом относительно увеличенную мощность – 7-10 м, и пределах нее имеются глубокие карманы выветривания, развившиеся по реликтовым палеозойским зонам деформации верхней части земной коры. Увеличенная мощность чехла коры выветривания на территории Нижнего Тагила предположительно может быть обусловлена наличием в пределах данного участка земной коры крупных месторождений железа и меди. В мезо-кайнозойское время в зоне аэрации в пределах этих месторождений и их периферии в горных породах насыщенных (импрегнированных) рудными минералами – сульфидами железа и меди, оксидами этих металлов, активно шли процессы химического выветривания, сформировавшие мощные коры выветривания. Подобная обстановка наблюдается и на территории других городов Среднего Урала, возникших на рудных месторождениях – Березовского, Верхней Пышмы, Краснотурьинска и др. Поэтому на большей части территории Нижнего Тагила развиты грунты второй категории по сейсмическим свойствам по классификации СН и П II -7-81*, представленные рухляками (выветрелыми коренными палеозойскими породами очень низкой и пониженной прочности), переходящими вверх по разрезу в щебенисто-дресвянистые грунты и элювиальные суглинки. В пределах площади развития грунтов второй категории величина расчетной силы сейсмического воздействия равняется фоновой принятой для Н.Тагила по результатам ОСР-97 и оценивается: а) для объектов основного (массового) строительства и объектов повышенной ответственности в 6 баллов по шкале MSK-64, б) для особо ответственных объектов в 7 баллов по шкале MSK-64 [6] (рис.1).

На западной и восточной окраинах города и непосредственно к западу и востоку от города мощность чехла коры выветривания уменьшается и здесь преобладают скальные грунты преимущественно первой категории по сейсмическим свойствам по классификации СН и П II -7-81*. В пределах этих участков величина расчетной силы сейсмического воздействия уменьшается на один балл по сравнению с грунтами второй категории и оценивается: а) для объектов основного (массового) строительства и объектов повышенной ответственности в 5 баллов по шкале MSK-64, б) для особо ответственных объектов в 6 баллов по шкале MSK-64 [6].

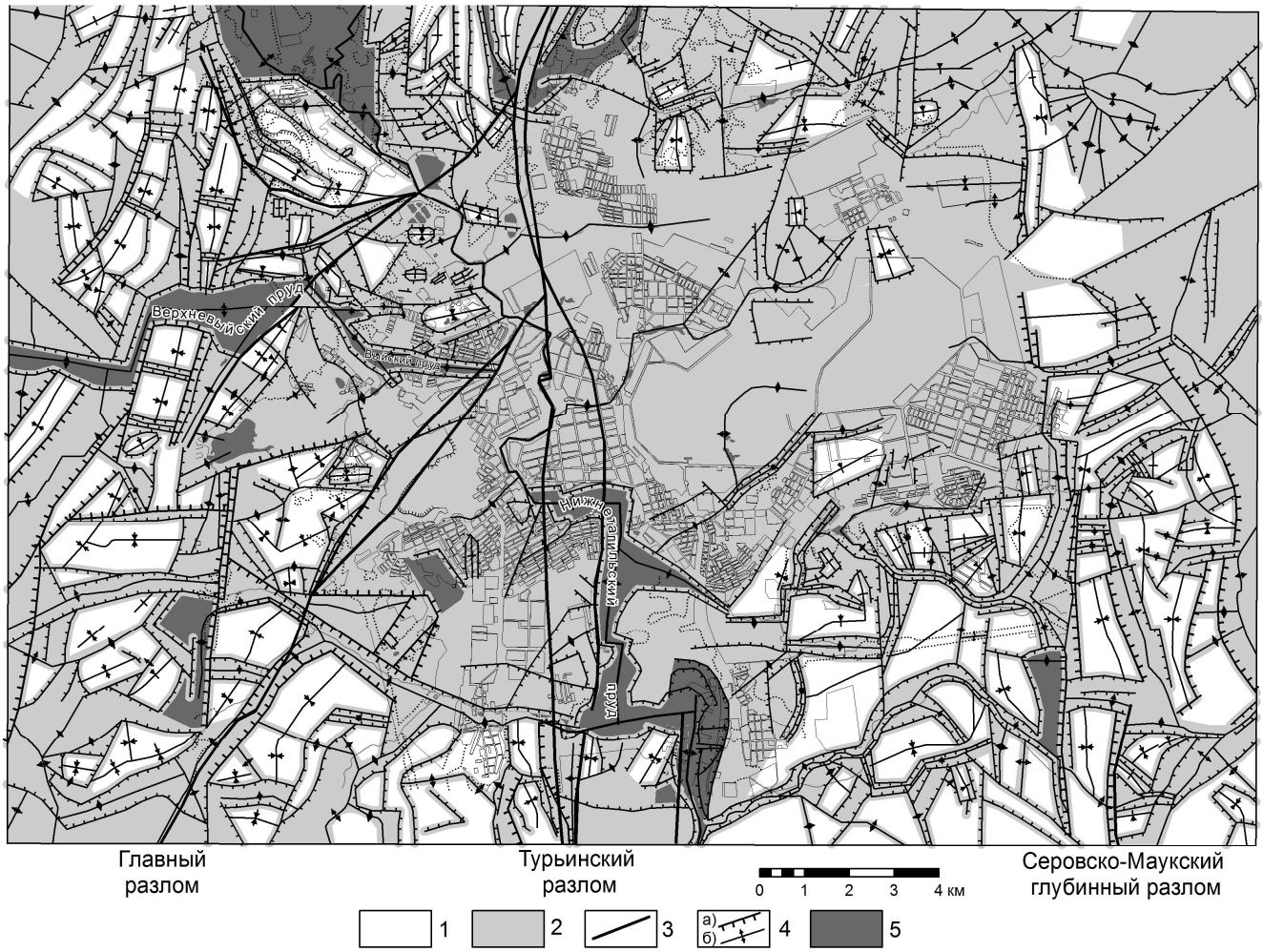


Рис. 1. Схематическое районирование территории города Нижний Тагил Свердловской области по величине расчетной силы сейсмического воздействия.
Составил: Гуляев А.Н., Институт геофизики УрО РАН, 2010 г.
Автор компьютерной графики: Осипова А.Ю., Институт геофизики УрО РАН, 2011 г.

Условные обозначения:

1. Участки преимущественного развития грунтов первой категории по сейсмическим свойствам по классификации СНиП II-7-81*. В пределах них величина расчетной силы сейсмического воздействия оценивается: а) на объекты основного (массового) строительства и объекты повышенной ответственности в 5 баллов по шкале MSK-64, б) на особо ответственные объекты – в 6 баллов по шкале MSK-64.
2. Участки преимущественного развития грунтов второй категории по сейсмическим свойствам по классификации СНиП II-7-81*. В пределах них величина расчетной силы сейсмического воздействия оценивается: а) на объекты основного (массового) строительства и объекты повышенной ответственности в 6 баллов по шкале MSK – 64, б) на особо ответственные объекты – в 7 баллов по шкале MSK-64.
3. Осевые зоны разломов по данным геологической съёмки.
4. Оси предполагаемых зон деформаций и нарушения сплошности верхней части земной коры, проявлявших активность в новейшее время (в течение последних 30 млн.лет). Выявлены в результате морфоструктурного анализа рельефа земной поверхности.

а) оси предполагаемых флексурно-разрывных зон. Зубцы направлены в сторону погруженного блока;

б) оси предполагаемых зон относительного субгоризонтального растяжения верхней части земной коры.

5. Заболоченные новейшие денудационно-тектонические впадины.

Наиболее неблагоприятные грунты третьей категории, представленные обводненными песчано-глинистыми аллювиальными и торфянистыми и илистыми озерно-болотными отложениями четвертичного возраста образуют небольшие по площади участки в поймах рек Тагил, Выя, Баранча и др. В пределах этих участков величина расчетной силы сейсмического воздействия увеличивается на один балл по сравнению с грунтами второй категории и оценивается: а) для объектов основного (массового) строительства и объектов повышенной ответственности в 7 баллов по шкале MSK-64, б) для особо ответственных объектов в 8 баллов по шкале MSK-64 [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, том XII, часть 1, книга 2, М., Недра, 1969, 304 с.
2. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4, Екатеринбург, 2000, 272 с.
3. *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).
4. *Степанов В.В., Годзиковская А.А., Ломакин и др.* Землетрясения Урала и сильнейшие землетрясения прилегающих территорий Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы, ЦСГНЭО, Москва, 2002, 135 с.
5. *Гуляев А.Н., Сенин Л.Н., 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.
6. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР-97. Комплект карт и другие материалы для строительных норм и правил (СНиП) «Строительство в сейсмичных районах». М,февраль 1998,14
7. *Гузовский Л.А.* Распространение древних кор выветривания на Урале // Материалы по геоморфологии Урала, выпуск 2 под редакцией Герасимова И.П., И.,Недра, 1971, С.100-126.

****

УДК 551.2 - 551.3

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПЛОЩАДКЕ АВАРИЙНОГО ОТСЕЛЕННОГО ДЕВЯТИЭТАЖНОГО ЖИЛОГО ДОМА № 6 НА УЛ. МУСОРГСКОГО В ЕКАТЕРИНБУРГЕ

Гуляев А.Н., Осипова А.Ю., Щапов В.А.,
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия.
(922) 221 13 78, (912) 274 37 41, (922) 205 31 02
usc_alex@mail.ru, seismolab@mail.ru, vlad-shchapov@yandex.ru

The results of geophysical research at the place of destruction building № 6 on Musorgskiy str. in Yekaterinburg permit to suppose presence large inhomogeneouses in the upper part of the Earth's Crust below this object. The possible causes destruction of the building may be suffosion and pseudocarst phenomena. It is necessary to do geophysical research before engineering-geological research on the place for plan construction objects.

Верхняя часть земной коры Среднего Урала характеризуется высокой степенью неоднородности слагающих ее грунтов и пород [1,2]. Неоднородности большей частью представлены:

а) реликтовыми палеозойскими зонами деформации земной коры (разломами, трещинами, трещиноватыми зонами, нарушающими сплошность палеозойских пород). По многим из них в мезо-кайнозойское время развились глубокие карманы выветривания, карстово-суффозионные процессы [3]. Многие из этих зон вмещают кварцевые жилы, дайки

гранит-аплитов, по контактам которых часто развиваются зоны каолинизации и развиваются явления псевдокарста [3];

б) зонами контактов палеозойских интрузивных массивов с вмещающими породами, а так же литологических разновидностей метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород разного состава, разной степени выветрелости и трещиноватости (неоднородности литологического состава и разной степени выветрелости и прочности);

в) вариациями мощности мезозойско-кайнозойского чехла коры выветривания и четвертичных отложений.

Не учет этих неоднородностей в случае их попадания в интервалы между пробуренными при инженерно-геологических изысканиях скважинами (пропуск цели) могут привести в будущем к повреждениям инженерных сооружений вследствие их неравномерной осадки, развития в основании фундаментов явлений псевдокарста и суффозии.

В качестве примера можно привести аварийный и в настоящее время отселенный 9 этажный жилой дом № 6 на ул. Мусоргского в жилом массиве «Вторчермет» Екатеринбурга, который был сдан в эксплуатацию в самом начале 80-х годов двадцатого века. В последующее время вследствие неравномерной и аномально высокой просадки фундамента дома возникли повреждения стен (особенно северной стены) и в 2007- 2008 годах дом был отселен. Опережающая геофизика при проведении инженерно-изыскательских работ трестом Урал ТИСИЗ в 1979 году на площадке намеченного строительства не выполнялась. Скважины были пробурены с шагом порядка 30 м

В 2010 году целью детальной оценки геолого-тектонической обстановки на площадке дома нами были выполнены вертикальные электрозондирования (ВЭЗ) с шагом между точками зондирования 10 м, с шагом полуразносов питающей линии АВ 2,5 м и длиной полуразносов питающей линии АВ 30 м по двум профилям вдоль северной и южной стен дома, а так же параметрические ВЭЗ с шагом полуразносов 1,0 м и длиной полуразносов питающей линии АВ 15 м на 7 пробуренных изыскательских скважинах.

По результатам этих исследований можно предположить, что под центральной частью дома, где наблюдается аномально сильная просадка северной стены, имеется **субвертикальное относительно высокоомное и, возможно, относительно прочное тело** (точки ВЭЗ 4 (северная стена) и 11 (южная стена)), которое можно предположительно отождествить с дайкой гранит-аплитов или кварцевых диоритов, залегающей в реликтовой палеозойской зоне деформации земной коры, сложенной выветрелыми относительно **низкоомными малопрочными трещиноватыми породами** (порфиритами) (точки ВЭЗ 3,5,6 (рис.1). Высокоомное тело имеет мощность в несколько метров и находится в интервале между скважинами 3 и 4, 7 и 9 и поэтому при инженерно-геологических изысканиях обнаружено не было. Направление зоны и предполагаемой дайки субмеридиональное север-северо-восточное по азимуту около 30-35 градусов и в общем конкордантно с направлением миграции подземных вод в пределах рассматриваемого участка (с севера на юг).

Подобная низкоомная малопрочная реликтовая зона деформации земной коры может проходить и под западной частью дома, где так же наблюдается аномально большая просадка северной стены, а так же в районе восточного подъезда дома.

Можно предположить, что по контактам предполагаемой дайки гранит-аплитов в мезо-кайнозойское время развились щели каолинизации, а затем каолинит вымывался подземными водами и развивались явления **псевдокарста,** согласно схеме предложенной в работе [3]. Кроме того, процесс выноса подземными водами глинистого материала предположительно активно действовал в пределах вмещающей дайку реликтовой палеозойской зоне деформации, сложенной низкоомными малопрочными трещиноватыми горными породами, превращенными в верхней части земной коры процессами выветривания в элювиальные суглинки. В результате в зоне контакта предполагаемой дайки и в самой предполагаемой реликтовой палеозойской зоне деформации земной коры, вмещающей ее, так же могли развиться явления суффозии и псевдокарста, приведшие к аномальной

просадке фундамента дома на этих участках и повреждению фундамента и стен. Развитию этих процессов способствовало субширотное расположение дома на пути потока подземных вод, текущих в районе рассматриваемого дома с севера на юг.

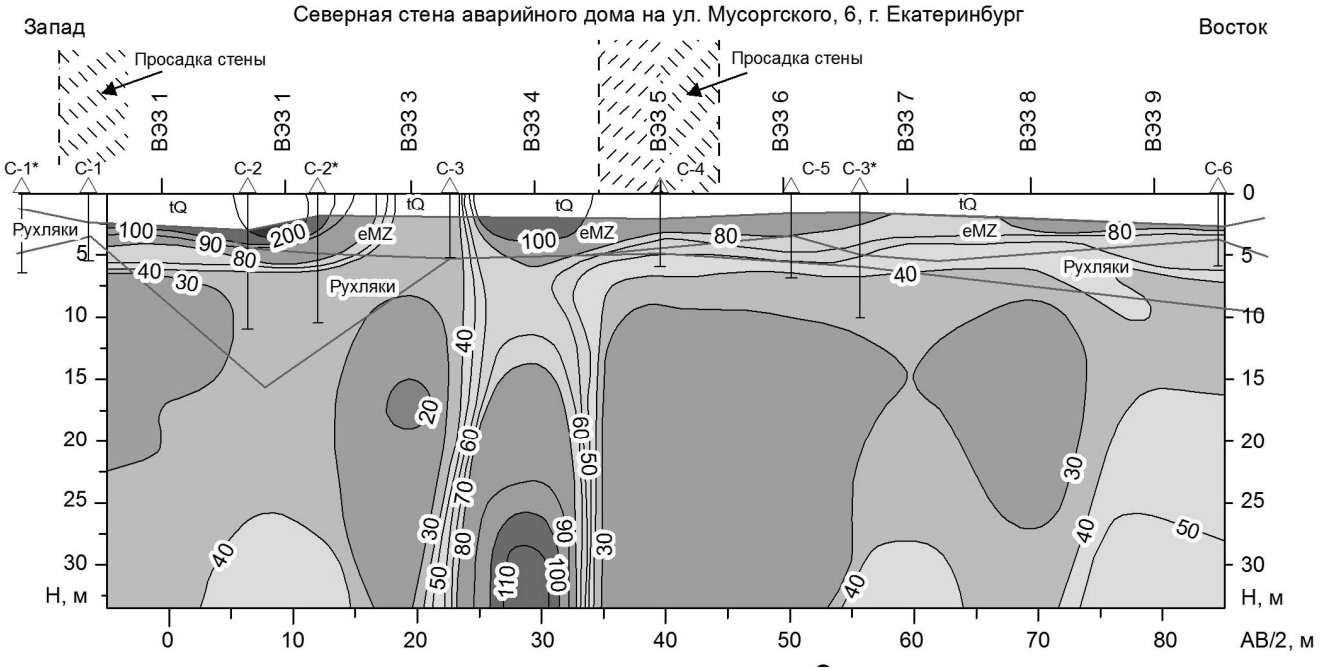


Рис. 1. Схематический разрез наблюденных кажущихся сопротивлений по данным ВЭЗ на профиле вдоль северной стены аварийного 9-этажного дома № 6 на ул. Мусоргского в Екатеринбурге.

Построил: Гуляев А.Н., оператор полевых наблюдений и автор обработки Щапов В.А., автор компьютерной графики Осипов В.Ю., Институт геофизики УрО РАН, 2010 г.

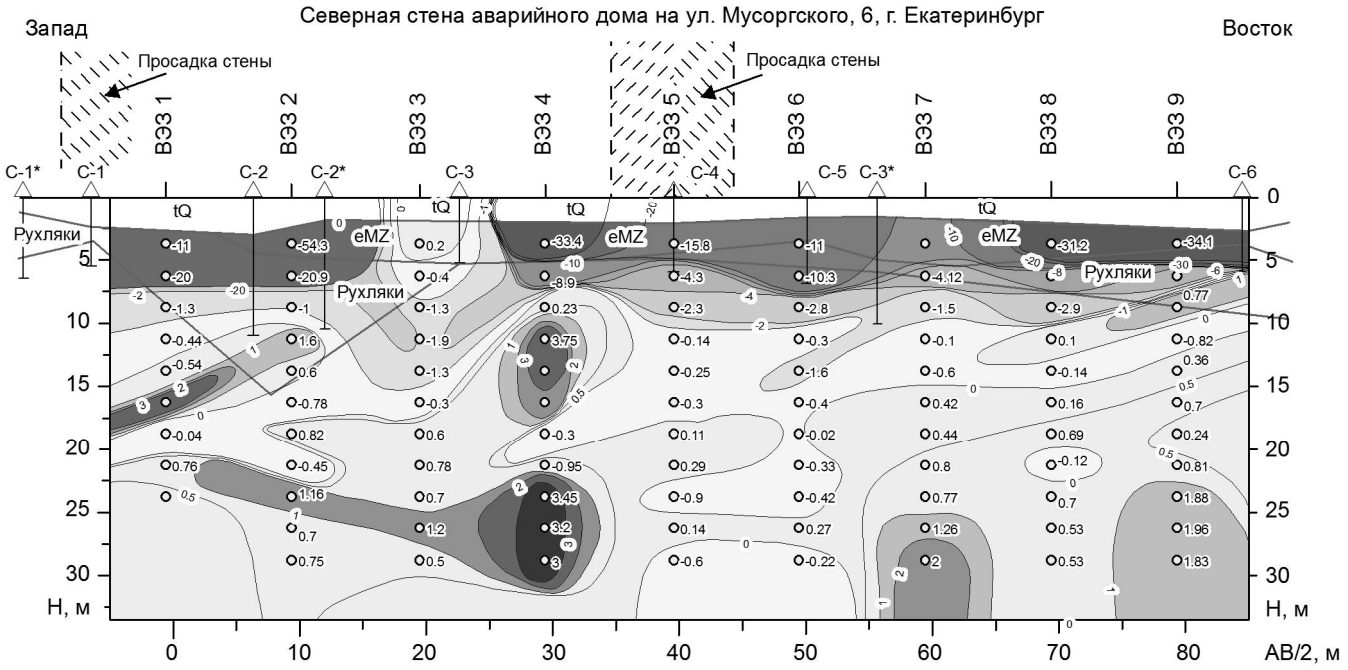


Рис. 2. Разрез градиентов кажущихся сопротивлений по полуразносам ВЭЗ. Характеризует распределение удельных сопротивлений в разрезе верхней части земной коры.

Построил: Гуляев А.Н., автор компьютерной графики Осипов В.Ю., Институт геофизики УрО РАН, 2010 г.

Если бы на площадке перед строительством дома и перед проведением инженерно-геологических изысканий были выполнены опережающие геофизические исследования, как это предусмотрено СП 11 -105 -97, частью первой, в частности электрозондирования, подобные выполненным нами, то полученная в результате их информация позволила бы в конечном итоге избежать повреждения дома можно путем применения своевременных инженерных мероприятий. Стоимость опережающих геофизических исследований обычно составляет порядка **2-5 %** от общей стоимости инженерно-геологических изысканий, а информация, своевременно получаемая в результате их проведения безусловно покрывает все расходы на опережающую геофизику [4].

Поэтому в условиях неоднородного геологического строения верхней части земной коры Среднего Урала мы настоятельно рекомендуем **выполнение опережающих геофизических исследований** на площадках намеченного строительства перед проведением инженерно-геологических изысканий с целью выявления неоднородностей строения верхней части земной коры и последующего их изучения буровыми скважинами, шурфами. Это позволит избежать повреждения возводимых инженерных объектов и обеспечит их безопасную эксплуатацию в будущем.

Литература

1. Геология СССР, том XII, часть 1, книга 2, М., Недра, 1969, 304 с.
2. Тектоническая карта Урала, главный редактор *Соболев И.Д.*, ПГО Уралгеология, Свердловск, 1986, 168 с.
3. *Буданов Н.Д.* Гидрогеология Урала, М., Наука, 1964, 304 с.
4. *Гуляев А.Н., Щапов В.А., Осипова (Дёмина) А.Ю.* О необходимости опережающих геофизических исследований при инженерно-изыскательских работах на Среднем Урале // Стройкомплекс Среднего Урала, №12 [144] декабрь 2010 года, С. 69-70.

****

УДК 550.837

ОПЫТНАЯ МАЛОГАБАРИТНАЯ АППАРАТУРА РЕГИСТРАЦИИ «ОМАР-2М» ДЛЯ МЕТОДА АМТЗ

В.А. Давыдов, т. 8-92220-17730, E–mail: davydov@mizarpro.com
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия.

Abstract. The function chart and technical characteristics of new equipment "OMAR-2m" for geophysical researches by methods AMT and VLF is presented.

В отличие от успешного развития в прошлом веке метода магнитотеллурических зондирований (МТЗ), применение метода АудиоМТЗ (АМТЗ) не носили массовый характер, из-за несовершенства измерительной техники и отсутствия эффективных средств записи быстропеременных процессов. На современном этапе развития электроники, возможно создание цифровой аппаратуры с необходимой точностью измерений и достаточным объемом памяти для записи сигналов в диапазоне частот от единиц герц до десятков килогерц. Такие широкополосные измерительные системы сейчас выпускают несколько зарубежных производителей геофизической аппаратуры (Phoenix, Metronix и др.). Отечественные аналоги подобных приборов не производятся серийно, существуют только опытные экземпляры для научных работ [1] и мелкосерийная аппаратура с урезанными частотными характеристиками [2].

В Институте геофизики УрО РАН разработана портативная аппаратура регистрации геофизических сигналов «ОМАР-2м» (рис.1) позволяющая выполнять исследования методами АМТЗ, радиокип СДВР (радиокомпарации и пеленгации сверхдлинноволновых

радиостанций) и др. В комплекте с электроразведочным генератором сигналов, аппаратура может выступать как универсальный приемник электромагнитных методов разведки.



Рис. 1. Аппаратура «ОМАР-2м» в варианте с ноутбуком ASUS EEE 701.

Функционально аппаратура состоит из аналогового приемного блока и цифрового регистратора сигналов. Приемный блок осуществляет согласование с датчиками, формирование АЧХ, усиление, индикацию уровня сигнала и детектирование (рис. 2).

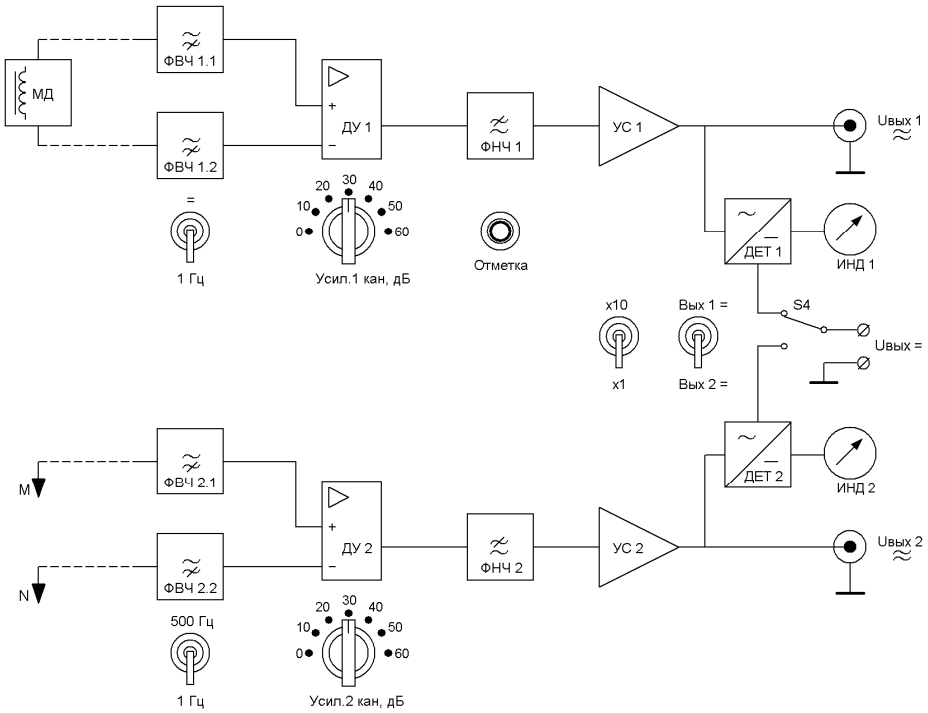


Рис. 2. Структурная схема аналогового приемного блока.
Принятые сокращения: МД – магнитный датчик, MN – заземляемые электроды, ФВЧ – фильтры высоких частот, ДУ – дифференциальный усилитель, ФНЧ – фильтр низких частот, УС – усилитель, ДЕТ – детектор, ИНД – аналоговый индикатор стрелочного типа.

Блок состоит из двух практически идентичных каналов, отличие заключается в ФВЧ с изменяемой частотой среза. В первом канале, ФВЧ (f_c = 1 Гц) можно отключать и проводить измерения постоянного напряжения, к примеру, естественного электрического поля (ЕП). В этом же канале установлена кнопка "Отметка", по нажатию которой вход замыкается на землю, что позволяет контролировать смещение нуля или создавать "нулевые" маркеры в записи. Во втором канале, частоту среза ФВЧ можно переключать с 1 Гц на 500 Гц, что требуется для разных вариантов подключения входных датчиков. В остальном, работа обоих каналов одинакова: ДУ осуществляет основное усиление сигналов с шагом 10 дБ, ФНЧ ограничивает полосу пропускания по высокой частоте до 50 кГц, УС служит для согласования с регистратором и дополнительного усиления, ДЕТ производит выпрямление переменного напряжения для аналогового встроенного индикатора (ИНД) и подключаемого цифрового тестера. Аналоговый блок разработан на отечественной элементной базе 140-серии, во входном каскаде использованы прецизионные дифференциальные усилители фирмы Analog Device AD622AN.

Регистратор производит аналого-цифровое преобразование и запись сигналов в цифровой форме. В качестве регистратора выступает портативный компьютер (ноутбук) (см. рис. 1) со звуковой картой, содержащей линейный аудио вход. В составе ноутбука имеется специальный аудио-процессор, с помощью которого осуществляется оцифровка, преобразование и запись сигналов. В настоящее время большое распространение получили 5-канальные аудио-процессоры с высоким разрешением (5.1 Channel High Definition Audio Codec). Они содержат 16/20/24-разрядные АЦП с независимыми частотами дискретизации 44,1/48/96 кГц, что позволяет в реальном времени оцифровывать сигналы частотой до 48 кГц. Результат запоминается на жестком диске или флэш-памяти ноутбука. Дальнейшая обработка сигналов производится с помощью специализированных компьютерных программ. Основные характеристики аппаратуры «ОМАР-2м» приведены в табл. 1.

Табл. 1. Технические характеристики аппаратуры «ОМАР-2м».

Количество каналов	2 дифференциальных
Входное сопротивление	4 Мом
Уровень собственных шумов	70 нВ/√Гц
Диапазон усиления каналов (с шагом)	0 ÷ 80 дБ (10 дБ)
Диапазон рабочих частот: аналогового приемного блока регистратора (ноутбук ASUS EEE 701)	 1 – 50 000 Гц 10 – 48 000 Гц
Разрядность АЦП	16
Частота дискретизации	до 96 кГц
Формат кодирования	импульсно-кодовая модуляция
Общий динамический диапазон сигналов	110 дБ
Длительность непрерывной записи	12 часов (до 32 ч)
Потребляемая мощность (без ноутбука)	< 300 мВт
Вес (с аккумуляторами)	3 кг

Приемный блок аппаратуры позволяет работать в течении 2 недель без подзарядки аккумуляторов. Мобильные ноутбуки нового поколения с мало потребляющими процессорами Intel® Atom™ (нетбуки) работают в автономном режиме до 10 часов.

Кроме регистрирующей электроники, важной составной частью аппаратуры АМТЗ являются датчики магнитного поля звукового диапазона частот. Они представляют собой многовитковые катушки, намотанные на сердечниках с высокой магнитной проницаемостью (феррит, μ-металл). Для линеаризации амплитудно-частотной характеристики (АЧХ) таких датчиков используют встроенную корректирующую электронику, питание на которую подается с внешнего пульта. Таким образом, активные датчики и приемная аппаратура являются частью единого согласованного тракта. Специально для аппаратуры «ОМАР-2м»

были спроектированы, изготовлены и опробованы несколько вариантов датчиков магнитного поля индукционного типа. Технические характеристики датчиков указаны в табл. 2.

Табл. 2. Индукционные датчики магнитного поля.

Датчик	АМД-50	ПМД-10	РМД-65
Коэффициент преобразования	50 мВ/нТл (63 Ом·м)	10 мВ/нТл (12,6 Ом·м)	65 мВ/нТл (82 Ом·м)
Рабочие частоты	10 – 48 000 Гц	10 – 16 000 Гц	12 650 Гц
Характеристика АЧХ	< 500Гц: линейн. >500Гц: плоская	резонансная (низкая добротность)	резонансная (высокая добротность)
Неравномерность АЧХ	<500Гц: 6 дБ/окт >500Гц: ± 3 дБ	<4кГц: 6 дБ/окт. >4кГц:-6 дБ/окт	нелинейная
Материал сердечника	Феррит 700НМ	Феррит 2000НМ	Феррит 700НМ
Вес	1,5 кг	2,5 кг	0,7 кг
Габариты	∅80 х 230 мм	∅80 х 300 мм	76х40х190 мм

Датчики АМД и ПМД, имеющие монотонные линейные АЧХ, изготовлены для применения в методе АМТЗ. Резонансные датчики РМД, с высокой избирательностью, служат для метода радиокип и настраиваются на частоту принимаемой СДВ радиостанции.

Кроме специально изготовленных датчиков, к «ОМАР-2м» можно подключить любые пассивные и активные преобразователи сигналов, с внешним питанием ± 6 В или + 12 В. При этом источник сигнала может быть, как низкоомным (сейсмоприемники, магнитные рамки) так и иметь достаточно высокое выходное сопротивление (электрические антенны, пьезокерамические преобразователи и т.д.).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Коноплин А.Д.* Аппаратура высокочастотного магнитотеллурического зондирования. // 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. 147.
2. *Сараев А.К., Головенко В.Б., Ларионов К.А. и др.* Аудиомагнитотеллурическая система АКФ-4М // Индустрия. № 3, 2003. – С. 33-34.

****

550.34

ВЫДЕЛЕНИЕ ТРУБКИ ВЗРЫВА НЕНОКСНОГО ПОЛЯ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ФОНОВЫМИ МИКРОСЕЙСМАМИ

Данилов К.Б., Французова В.И. arh-seismo@yandex.ru
Институт Экологических проблем севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия

Abstract. The article shows an example of the use of microseismic vibrations to separate tubes of the explosion. Investigations were carried out on one of the tubes explosion Arkhangelsk diamond province. The work is based on the method of microseismic sounding. The results showed a good informative value of the proposed method.

Известно, что существующие геофизические методы поиска трубок взрывов (электро и магниторазведка, гравиразведка) малоэффективны и поиск трубок взрыва требует бурения большого числа заверочных скважин, что делает процесс поиска достаточно дорогостоящим. В этой связи, для более эффективного изучения перспективных геофизических участков, требуется привлечение дополнительного независимого метода зондирования верхних слоев

земной коры [1], каковым является, по нашему мнению, метод микросейсмического зондирования (ММЗ).

В рамках этой проблемы произведены методические работы по адаптации метода ММЗ, разработанного в ИФЗ РАН Горбатиковым А.В. [2, 3], применительно к трубке взрыва С10 Ненокского поля Архангельской алмазоносной провинции (ААП) (рис.1). Отметим, что ранее метод был применен автором при обследовании ряда геологических объектов[3, 4, 5].



Рис.1. Тектоника района расположения Ненокского поля [6]
1 - Исследуемая трубка взрыва; 2 - трубки взрыва; 3 – разломы ограничивающие крупные структуры земной коры; 4 – разломы активные на неотектоническом этапе; 5 – прочие разломы; 6 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента.

ММЗ основан на том факте, что спектральные амплитуды на определенных частотах увеличиваются при прохождении низкоскоростных неоднородностей и уменьшаются – при прохождении высокоскоростных. Важным предположением для реализации метода является то, что вертикальная компонента смещений в микросейсмическом шуме представлена в основном вертикальной компонентой смещения фундаментальной моды волны Рэлея и что источники микросейсм распределены в пространстве достаточно равномерно. При этом сама неоднородность может находиться на определенной глубине, а соответствующие изменение интенсивности ощущаться на поверхности. О глубине залегания неоднородности можно судить из того, что волна наиболее ярко “реагирует” на неоднородность при ее залегании на глубине близкой к половине длины волны [2, 3].

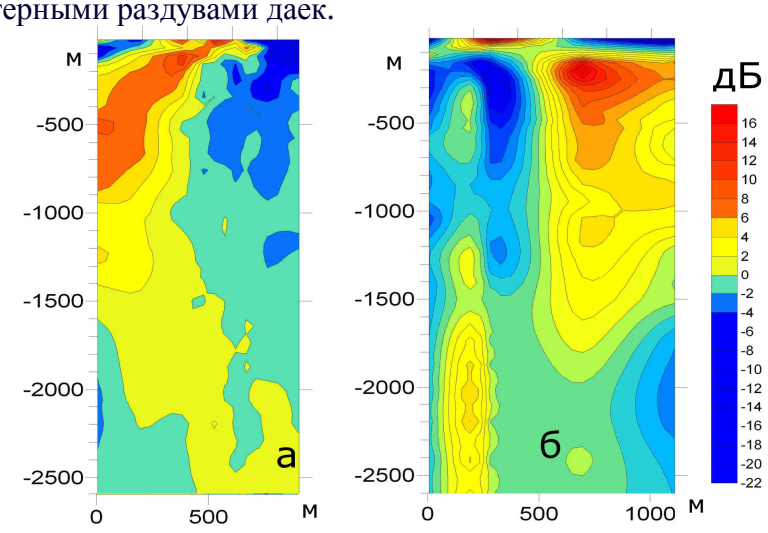
Измерения микросейсм производились с помощью двух комплектов широкополосных сейсмостанций. В качестве опорной использовалась станция с регистратором GSR-24 (24 разрядный АЦП) с широкополосным датчиком «CMG-3ESP» (частотный диапазон 0.03-30 Гц, чувствительность датчика 2*9924В*с/м), в качестве передвижной сейсмической станции - « УГРА» (16-ти разрядный АЦП) с широкополосным датчиком СМЗ-ОС (частотный диапазон 0.03-10 Гц, чувствительность датчика 3908 В*с/м).

В ходе полевых работ были произведена замеры микросейсмических колебаний вдоль двух профилей первый направлен с запада на восток, второй- с севера на юг.

Обсуждение результатов.

Результаты обработки данных замеров низкочастотных микросейсм в точках профилей представлены на рис. 3 а, б. Анализ диаграмм распределения относительной

интенсивности микросейсм по расстоянию и с глубиной показывает наличие трубки на участках от 550 до 880 м первого профиля (рис.3 а) и от 0 до 450 м второго (рис. 3 б). Трубка выражена высокоскоростной зоной. Так на рис. 3,а отчетливо выделяется круто падающая зона повышенных скоростей с внедрением линзы еще более плотных пород. По данным второго профиля зона трубки прослеживается крутопадающей полосой до глубины 1400 м с внедрением в нее линзы более низкоскоростных пород в центральной части (рис.3 б). Ее размеры увеличиваются при приближении к поверхности с некоторой асимметрией. В пределах этой зоны выделяются, характерные для трубок взрыва, корневая (с глубины 2500 м), диатремовая (выше 1700м), переходная - жерловая (выше 900 м) и кратерная (с глубины 100 м) части с характерными раздувами даек.



а – первые профиля; б – второй профиль;

Рис. 3. Распределение относительной интенсивности микросейсм вдоль профилей

В левой части первого профиля и в правой части второго прослеживаются низкоскоростные зоны вмещающих пород, наиболее выраженная в пределах глубин от 0 до 900 м (рис. 3 а, б). При этом в самом начале первого профиля на глубинах менее 150 м располагаются высокоскоростные породы. Согласно данным [7] низкоскоростная зона, возможно, является, контролирующей трубку, частью Верховского разлома.

Промежуточные зоны интенсификации микросейсм возможно отражают многофазный характер внедрения кимберлита, что подтверждается геофизическими данными [8].

Согласно известным данным, отмеченные нами, особенности расположения трубки относительно вмещающих пород хорошо согласуются с геофизическими данными. Так, выделенные нами, зоны с различными скоростными свойствами хорошо согласуются с картой аномального магнитной поля [9].

Таким образом, результаты обследования методом микросейсмического зондировании (ММЗ) эруптивных объектов Ненокского поля свидетельствуют о возможности получать дополнительную и независимую, качественную информацию о местоположении, структуре и других параметрах трубок. Тем самым определяются возможность эффективного использования этого метода в комплексных поисковых и заверочных работах при разведке кимберлитовых тел.

Используемая литература:

1. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-физических материалах. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, ОАО «ИПП Правда Севера», 2004. 268 с.
2. Горбатиков А.В. Пат. РФ № 2271554. // Бюл. изобр. 2006, № 7.

3. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование микросейсм с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66-84.
4. Горбатиков А.В., Ларин Н.В., Моисеев Е.И,Беляшов А.В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // Докл.АН.,2009, том 428, № 4, с. 526-530.
5. Французова В.И., Горбатиков А.В., Данилов К.Б. Структура верхней части осадочного чехла на профиле г. Архангельска // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Материалы Пятых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009, С. 502-506.
6. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий масштаб 1:1500000 // Главные редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин, Москва: ООО «ИПП Куна», 2010
7. Синицын А.В., Дауев Ю.М., Гриб В.П. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции// Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 74-83.
8. Губайдуллин М.Г.. Физико-геологические модели поисковых объектов // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы / Отв. ред. Юдахин Ф.Н. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 57-63.
9. Карта изолиний аномального магнитного поля. Масштаб 1:10000 // Годовой информационный геологический отчет по объекту «Поисковые работы на алмазы на Онежской площади (Архангельская область)» // ЗАО «Архангельские алмазы», г. Архангельск, 2008.

****

УДК: 538.953

ДАТЧИК И СИСТЕМА ИЗМЕРЕНИЙ ТЕПЛОВОЙ АКТИВНОСТИ МАТЕРИАЛОВ

Д.Ю. Демежко, e-mail: ddem54@inbox.ru, В.В. Дергачев, Е.Н. Рыбаков, А.В. Климшин
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

A novel method and sensor for measurement of thermal effusivity of solids are proposed. The method employs one-dimension temperature waves generated by heater on the surface of reference plate which opposite surface is placed on the sample. Attenuation of temperature variation in the reference plate determines thermal effusivity of the sample.

Предложен новый метод контактного измерения тепловой активности материалов и реализующие его датчики, система измерений и алгоритмы обработки. Метод 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 [1]. В его основе лежит решение нестационарного уравнения теплопроводности для задачи распространения гармонических температурных колебаний в бесконечной пластине, лежащей на поверхности полупространства [2]. Оно показывает, что относительное уменьшение амплитуды температурных волн A_1/A_0 в пластине с глубиной z определяется ее теплофизическими свойствами и тепловой активностью e_2 контактирующего с ней полупространства.

$$\frac{A_1(z)}{A_0(z=0)} = f(a_1, e_1, e_2), \qquad e_{1,2} = \sqrt{\lambda_{1,2}\,\rho_{1,2}\,C_{1,2}} = \lambda_{1,2} / \sqrt{a}_{1,2} \tag{1}$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, C – удельная теплоемкость, ρ – плотность соответственно материала пластины (индекс «1») и полупространства (индекс «2»). Таким образом, возбуждая на поверхности пластины с известными тепловыми

свойствами (эталонной) температурные колебания и измеряя характер их затухания с глубиной, можно оценить тепловую активность контактирующего с этой пластиной образца.

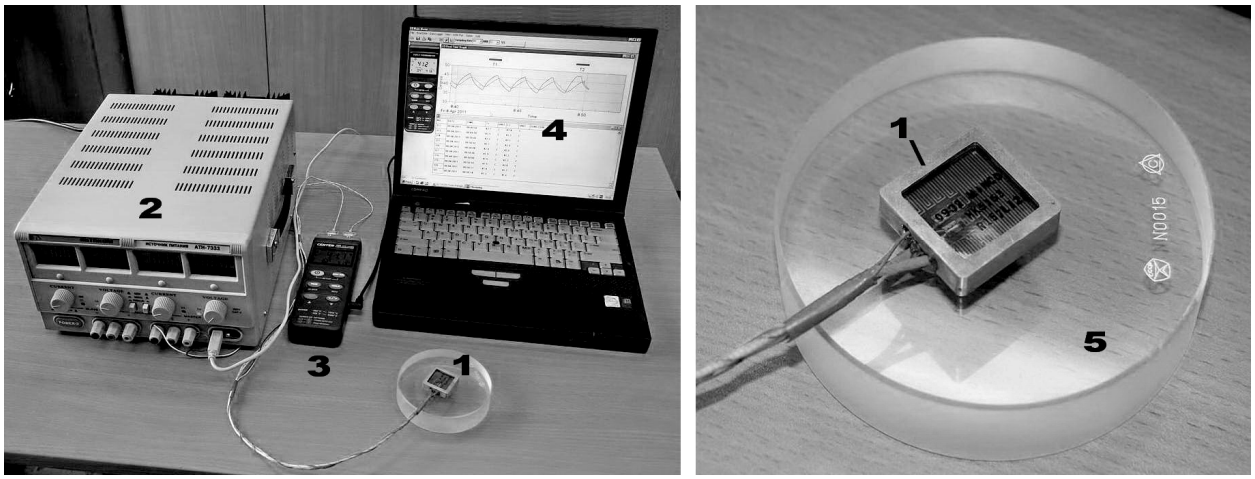


Рис.1. Система измерения тепловой активности твердых материалов. Обозначения – в тексте.

На рис. 1 приведен внешний вид системы для исследования тепловой активности твердых материалов, включающей датчик тепловой активности (1), генератор прямоугольных импульсов напряжения – программируемый источник питания АТН-7333 (2), двухканальный термометр термопар «Center-306»(3) и управляющий работой генератора и термометра компьютер (4). Эталонная пластина датчика тепловой активности толщиной 4 мм выполнена из керамики титаната бария (e_1 = 1680 Дж·м$^{-2}$·К$^{-1}$·с$^{1/2}$). Источником плоских температурных волн (нагревателем) служит нагревательная фольга «Minco» HK 5163 25X25 мм, Две термопары *К*-типа вмонтированы в пластину непосредственно под нагревателем и около рабочей поверхности датчика. Все конструктивные элементы датчика помещены в защитный металлический корпус.

При измерениях тепловой активности датчик располагается на ровной (отшлифованной) поверхности образца (на рис 1 в качестве образца использован диск из оптического стекла К8 (5)). Тепловой контакт обеспечивается с помощью минерального масла. Цикл измерений состоит из 5-10 периодов нагревания с одновременной записью температур двух термопар (дискретность отсчетов – 2 с). Обработка результатов измерений включает: удаление из записей линейных трендов, гармонический анализ, оценка амплитуд колебаний температуры двух термопар на основной гармонике и их отношения A_1/A_0.

На рис. 2 приведена зависимость отношения A_1/A_0 от значения параметра теплового контраста эталонной пластины с различными материалами $\varepsilon=(e_2-e_1)/(e_2+e_1)$. Период температурных волн – 128 с. Значения тепловой приведенных материалов рассчитаны по литературным данным о тепло-, температуропроводности и теплоемкости. Измерив отношение A/A_0 для других материалов и определив по этой зависимости тепловой контраст, тепловую активность исследуемого материала можно найти из соотношения $e_2=e_1(1+\varepsilon)/(1-\varepsilon)$.

Тепловая активность довольно редко выступает самостоятельным объектом исследований в теплофизических измерениях, где основное внимание традиционно уделяется теплоемкости, тепло- и температуропроводности. Между тем традиционные методы теплофизических исследований часто весьма трудоемки, требуют специальной подготовки образцов, а применяемая в них аппаратура – весьма дорога. Описанный метод измерения тепловой активности дешев, прост в реализации и эффективен, например, в комплексных теплофизических исследованиях. Так, в сочетании с измерениями теплоемкости калориметрическим методом этот метод позволяет рассчитать другие тепловые параметры: тепло- и температуропроводность.

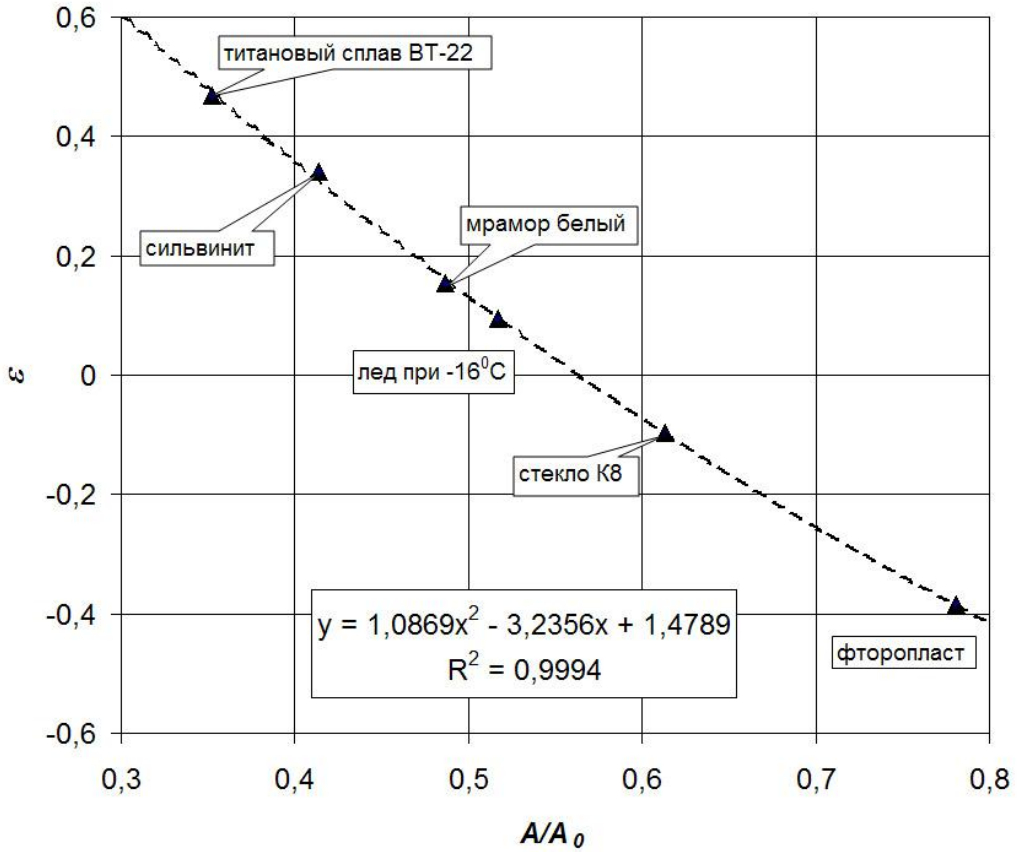


Рис.2 Зависимость отношения A_1/A_0 , измеренного датчиком тепловой активности на основе керамики титаната бария от теплового контраста с различными материалами.

Знание тепловой активности материалов может представлять и самостоятельный интерес. Тепловая активность чувствительна к изменению физико-механических свойств природных и искусственных материалов (размеров зерен, их формы, плотности, влажности, прочностных характеристик) и может применяться в целях неразрушающего контроля этих свойств [3-4]. Параметр, косвенно связанный с тепловой активностью (именуемый «кажущейся тепловой инерцией - *apparent thermal inertia – ATI*), исследуется в методах дистанционного инфракрасного зондирования Земли и планет [5-7] для оценки состава пород, их влагонасыщенности. Очевидно, что данные прямых измерений тепловой активности природных сред были бы полезны при интерпретации результатов дистанционных зондирований. Описанный метод может найти применение и в строительстве. Теплоизолирующие свойства ограждающих строительных конструкций традиционно оцениваются их теплопроводностью, хотя именно тепловая активность характеризует вынос тепла из отапливаемых помещений [8]. Использование датчиков неразрушающего контроля тепловой активности позволит не только оценивать эту теплофизическую характеристику, но и контролировать ее изменения в процессе эксплуатации здания.

Литература

1. Способ определения тепловой активности материалов и устройство для его осуществления /Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Дергачев В.В., Климшин А.В. Заявитель: ИГФ УрО РАН. Заявка № 2010130202 от 19.07.2010.
2. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, Екатеринбург, 2001, 144 с.
3. Mathews L., Chandler C., Dipali S., Adusumilli P., Lech S., Daskalakis S, and Mathis N. Monitoring blend uniformity with effusivity. / Pharm. Technol. 2002, 26, 80-84

4. Ghorab M.K., Chatlapalli R., Hasan S, Nagi1 A. Application of Thermal Effusivity as a Process Analytical Technology Tool for Monitoring and Control of the Roller Compaction Process. / AAPS PharmSciTech 2007; 8 (1) Article 23 (http://www.aapspharmscitech.org).
5. Price, J. C., Thermal inertia mapping: A new view of the earth /J. Geophys. Res., 1977, 82, 2582-2590.
6. Pratt D., Foster S.J., Ellyett C.D. A calibration procedure for Fourier series thermal inertia model /Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 1980. No 4. P. 529-538
7. 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
8. Dornelles, K.A. and Roriz M. Thermal Inertia,comfort and energy consumption in buildings: A case study in Sao Paulo State-Brasil. International /Journal for housing science and its applications. 2004, 28, part 2, p. 153-162.

****

УДК 550.831.017

ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОДИНОЧНЫХ ГЕОПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФУНКЦИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ

А.С. Долгаль[1], тел. (342) 216-10-08, факс. (342) 216-75-02, E-mail: dolgal@mi-perm.ru
А.Ф. Шархимуллин[2], тел. (342) 239-65-95, факс. (342) 239-65-95, E-mail: art-perm@mail.ru
1 – Учреждение Российской Академии наук Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия;
2 – Пермский государственный университет, г. Пермь, Россия

We suggest a new approach to a quantitative interpretation of gravity anomalies caused by single 3D objects on interval limitation settings of their dimensions, the occurrence depth and the anomalous density. The creation of the localization function, which describes the presence probability of the anomalous object in elementary geological volumes, makes by the synthesis of the set of feasible solutions for a gravity inverse problem. The application of this algorithm in practice permits to increase the probability of the revelation of sought geological objects in stated intervals of depths by prospecting and exploratory boreholes, which recommended on gravity data.

Keywords: anomaly, inverse problem, probability, localization, source.

Задача определения параметров одиночных возмущающих объектов, создающих локальные гравитационные аномалии, до сих пор является актуальной [1]. Ее решение широко используется на начальных этапах интерпретации материалов гравиметрической съемки и приобретает особую значимость при задании буровой скважины с целью подсечения конкретного геологического объекта.

Рассмотрим задачу определения параметров источника моногеничной аномалии силы тяжести - трехмерного возмущающего тела Ω^m, обладающего аномальной плотностью σ : $\sigma_{min} \le \sigma \le \sigma_{max}$, которое может залегать в интервале глубин h: $h_{min} \le h \le h_{max}$ и обладать некоторыми значениями горизонтальной m^x и вертикальной мощностей m^z, на которые также заданы интервальные ограничения: $m^x_{min} \le m^x \le m^x_{max}$, $m^z_{min} \le m^z \le m^z_{max}$, соответственно. Значения аномального гравитационного поля Δg заданы вдоль профиля (оси OX) на криволинейной поверхности $\Delta g = \Delta g(x, z)$ и осложнены региональным фоном $\Delta g_ф = Ax + B$ и помехами ε. Задается также требуемая точность решения δ (невязка наблюденного и модельного полей в евклидовой метрике).

Следует добавить, что с физико-геологических позиций количественная интерпретация моногеничной аномалии авторами рассматривается, как задача локализации ее источника (т.е. как получение наиболее достоверных сведений о пространственном положении объекта, без выявления особенностей его границы). Именно поэтому в представленной реализации метода в качестве базовой конфигурации выбрано тело простой

формы - четырехугольная призма. Двухсторонние ограничения на величину σ отвечают петроплотностным параметрам геологических тел в естественном залегании (точное значение σ всегда остается неизвестным !).

Для решения ОЗГ используется следующий алгоритм:

1. Случайным выбором геометрических параметров генерируется «стартовая модель» - прямоугольная призма, параметры которой отвечают заданным априорным ограничениям на глубину залегания и размеры аномалиеобразующего объекта.
2. Определяются значения плотности σ^* и коэффициенты фона *A*, *B*, минимизирующие невязку полей δ.
3. Если $\delta^*>3\delta$, то происходит переход к операции 1, т.е. генерируется новое начальное приближение; в противном случае – происходит уточнение геометрических параметров призмы методом случайного поиска, а также вычисление ее плотности σ^* и коэффициентов фона *A*, *B*.
4. Если достигнуто значение невязки полей, которое не превышает заданной величины δ, то полученные результаты являются одним из допустимых решений обратной задачи Ω^* и записываются в файл.

В результате многократного выполнения данного алгоритма мы получаем набор независимых частных решений ОЗГ (т.е. векторы геометрических Ω_1, Ω_2, …, Ω_N и плотностных σ_1, σ_2,…, σ_N параметров модельных источников). Этот набор является репрезентативной выборкой, при большом числе *N* характеризующей структуру множества $Q(\delta)$ допустимых решений ОЗГ.

Каждое частное решение представляется в виде совокупности элементарных объемов ω_α, образующих регулярное замощение некоторой части нижнего полупространства. Необходимо пояснить, что регулярным замощением плоскости называется представление этой плоскости некоторым числом правильных замкнутых многоугольников (элементов замощения) ω_α, плотно прилегающих друг к другу по целой стороне [2]. В данном случае элементами замощения могут являются прямоугольные призмы, а для конечноэлементного описания частных решений ОЗГ используется алгоритм В.В. Ломтадзе [3]. По аналогии с детерминистской оценкой достоверности решения ОЗГ [4] строится функция $\mu(\omega_\alpha)$, такая, что: $\mu(\omega_\alpha) = 1$, если $\omega_\alpha \subset \Omega^*$; $\mu(\omega_\alpha) = 0$, если $\omega_\alpha \notin \Omega^*$; при этом получается *N* вариантов пространственных распределений ее значений (бинарных матриц), отвечающих всем имеющимся решениям ОЗГ. Затем проводится объединение всех этих решений, сводящееся к суммированию *N* значений $\mu(\omega_\alpha)$, характеризующих одни и те же относительно малые области изучаемого объема геологической среды. Функция ν отвечает пересечению допустимых решений ОЗГ, каждое из которых представлено объединением конечного число элементов ω_α: $\Omega_1 \cap \Omega_2 \cap \Omega_3 \ldots \cap \Omega_N$.

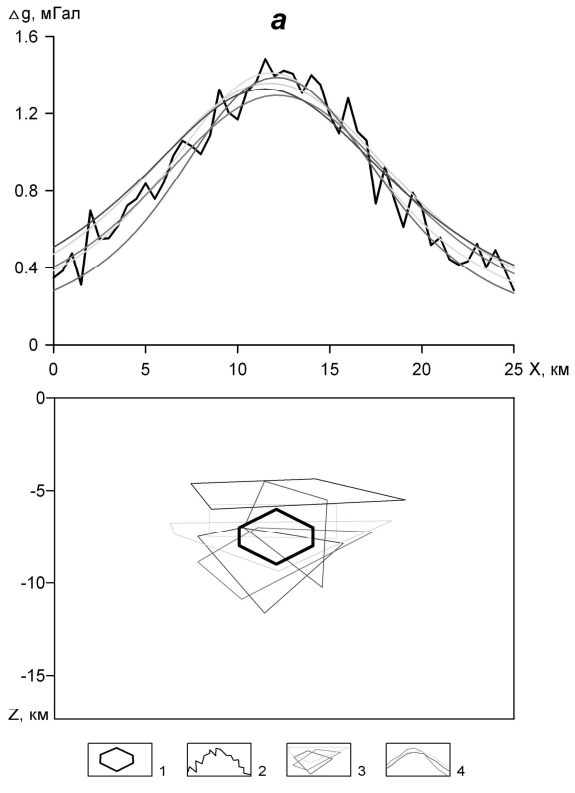
Эту функцию $\nu(\omega_\alpha)$ можно также рассматривать как частоту попадания элемента замощения ω_α во фрагмент моделируемой конфигурации Ω^* в серии решений ОЗГ, что позволяет естественным образом перейти к вероятностной оценке искомых геометрических параметров. Нормированная функция $\nu(\omega_\alpha)^* = \nu(\omega_\alpha)/N$, , названная авторами «функцией локализации», характеризует вероятность *P* присутствия аномалиеобразующего объекта в элементарном объеме среды ω_α, полученную в результате *N* равновозможных исходов эксперимента.

Рассмотрим модельный пример: имеется объект, имеющий форму правильного шестиугольника, расположенный в интервале глубин 6-9 км, его максимальная горизонтальная мощность составляет 4 км, избыточная плотность – 0.1 г/см^3. «Наблюденное» гравитационное поле, заданное в 51 точке профиля с шагом 500 м, имеет максимальную амплитуду 1.41 мГал и осложнено помехой, обладающей нормальным законом распределения с нулевым средним и среднеквадратическим отклонением (СКО) ±0.1 мГал.

Решение ОЗГ будем искать в классе четырехугольных призм, горизонтальная мощность которых может изменяться в пределах от 2 до 15 км, вертикальная мощность – от 0.5 до 5 км, предполагаемый интервал глубин залегания 2-12 км, избыточная плотность принадлежит интервалу 0.05 – 0.3 г/см^3. Выбрано пороговое значение невязки полей δ = 0.15 мГал (т.к. помимо помех расхождение наблюденного и модельного полей будет обусловлено несоответствием модельных представлений о форме аномалиеобразующего объекта), в качестве элемента замощения используется вытянутый вдоль оси OY параллелепипед, имеющий размеры 125×125 м в вертикальной плоскости.

Всего построено N=100 частных решений ОЗГ, графическое представление некоторых из этих решений дано на рис. 1.а. Рис 1.б иллюстрирует синтез частных решений ОЗГ, на нем, помимо пространственного распределения функции ν^* в разрезе показаны контуры областей D_1 и D_2. Область D_1 содержит всю совокупность полученных решений ОЗГ; область D_2 объединяет элементарные объемы геологического пространства, внутри которых наиболее высока вероятность присутствия искомого объекта. Принцип оконтуривания области D_2 близок к выбору значения доверительной вероятности при проверке статистических гипотез, т.е. несет в себе некоторые черты субъективизма: по пороговому значению $\nu^* \geq 0.6$ (что составляет 75% от ν^*_{max}) уверенно локализуется связная область D_2, с достаточной для практики точностью совпадающая с аномалиеобразующим объектом.

В настоящее время вычислительные возможности компьютеров возросли до такой степени, что появилась реальная возможность решения принципиально новых интерпретационных задач для многих геофизических методов, в т.ч. и для гравиразведки. Выявление закономерностей при рассмотрении конечного множества допустимых решений ОЗГ является эффективным способом повышения качества получаемых геологических результатов. Техническая реализация построения такого множества для данного алгоритма (при числе вариантов решений N = 100) не представляет каких-либо затруднений и требует не более 5-7 минут машинного времени.



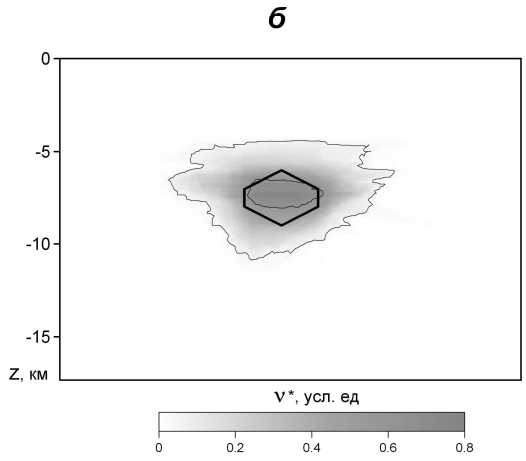


Рис. 1. *Результаты решения обратной задачи гравиметрии для правильного шестиугольника:*
а – частные решения;
б – синтез допустимых решений (показаны контуры областей D_1 и D_2):
1 – аномалиеобразующий объект;
2 – график исходного поля;
3 – подобранные возмущающие объекты;
4 – графики модельных полей

Практическое выполнение интерпретационных построений с применением функции локализации ν^* может существенно повысить вероятность вскрытия искомых

аномалиеобразующих объектов в заданных интервалах глубин поисковыми и разведочными скважинами, рекомендованными по гравиметрическим данным. Данный подход к повышению достоверности количественной интерпретации можно попытаться развивать на более сложные распределения масс, т.е. на присутствие в моделируемом разрезе нескольких геоплотностных неоднородностей. Функцию локализации ν^* можно применить также и для комплексной интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки при интервальном представлении априорных данных о плотности σ: $\sigma_{\min} \le \sigma \le \sigma_{\max}$ и намагниченности J: $J_{\min} \le J \le J_{\max}$ изучаемых объектов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 10-05-96023_р_урал_а) и программы исследований ОНЗ РАН (проект 09-Т-5-1031). Авторы выражают глубокую благодарность доктору физико-математических наук П.И. Балку за конструктивное обсуждение результатов исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Локальная интерпретация: от интерпретационных профилей к интерпретационным окнам. //Материалы 32-й сессии международного семинара им. Д. Г. Успенского. Пермь, 2007. С. 17-20.
2. Гольдшмидт В.И. Оптимизация процесса количественной интерпретации данных гравиразведки. М.: Недра, 1984. 184 с.
3. Ломтадзе В.В. Программное обеспечение обработки геофизических данных. Л.: Недра, 1982. 280 с.
4. Балк П.И.. Долгаль А.С. Детерминированный подход к проблеме достоверности результатов интерпретации гравиметрических данных //Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. № 1. С.334-338.

****

УДК 550.838.22

МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЙ ПОИСК ТЕХНОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ ОБЪЕКТОВ В УКРЫВАЮЩИХ СРЕДАХ

Ю.К. Доломанский, Л.А. Муравьев, А.Н. Ратушняк, Н.В. Федорова. mlev@mail.ru
Институт Геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург, Россия

Methodical aspects of multilevel magnitometric survey with absolute magnetometers for seaching of buried ferromagnetic objects are developed. As a consequence of experimental works and theoretical analyses magnetic anomalies characteristics form searching objects are investigated. For determination of iron objects parameters, device requirements, survey technology and software demands are defined. It’s allowed to make a model sample of multi-channel magnetometer as an aim of ISTC project #3753.

Проблема поиска погребенных железных объектов является важной как экологической, так и инженерной задачей. Наряду с электромагнитными методами (металлодетекторами), наземная магнитометрия является одним из основных средств обнаружения погребенных железосодержащих предметов. Несмотря существование высокочувствительных глубинных металлоискателей разных типов, магнитометрический метод поиска не теряет актуальности, хотя является более затратным.

Магнитометр, как поисковый прибор, обладает большей глубиной детектирования предмета, т.к. магнитное поле объекта убывает пропорционально кубу расстояния, а сигнал электронного металлоискателя – в шестой степени. За рубежом магнитная съемка высокой детальности с использованием наземных магнитометров является одним из основных методов поиска неразорвавшихся боеприпасов, метеоритов и других железных объектов [1, 2, 3].

В России исследованиями возможности применения магнитометров для целей поиска железных объектов занимается ряд организаций, в том числе сотрудники геологического факультета МГУ [4]. Интересная методика, так называемого «свободного поиска», предложена в работе [5].

Для отработки методики поиска нами использовались современные цифровые протонные магнитометры POS-1, разработанные и серийно выпускаемые в УРФУ[6]. Магнитометр конструктивно состоит из ядерно-прецессионного датчика POS, принцип измерения которого основан на эффекте динамической поляризации ядер и специального регистрирующего устройства DLPOS. Прибор измеряет абсолютную величину модуля индукции геомагнитного поля в диапазоне 20000 – 100000 нТл. Имеет чувствительность 0.001 нТл и среднеквадратическую погрешность наблюдений ± 0.02 нТл, систематическую погрешность ± 0.5 нТл. Общая технология магнитометрической съемки с применением магнитометров POS описана в [7].

Развитие технологии поиска захороненных железных объектов, до уровня, позволяющего проводить поиски в сложных условиях (объекты, заглубленные в грунте или находящиеся под водой, пересеченная местность, большой градиент магнитного поля) – стало целью проекта МНТЦ №3753, соисполнителем которого был Институт геофизики УрО РАН. Технология основана на методике многоканальной градиентометрической съёмки с помощью абсолютных модульных магнитометров.

На основе решения прямой задачи магнитометрии составлена база характеристик аномалий для модельных тел при различных направлениях векторов остаточной и индуцированной намагниченности. Поля ферромагнитных модельных объектов вычислялось с помощью программы трехмерного моделирования магнитных полей 3D_mag, разработанной В.В.Кормильцевым и А.Н.Ратушняком в Институте геофизики УрО РАН. В основу этой программы положено моделирование геофизических полей при помощи векторных интегральных уравнений [8]. Основными особенностями данной вычислительной интерактивной системы являются: графический интерактивный ввод данных и изменение параметров модели; вычисление магнитного эффекта модели с занесением результатов в базу данных с целью изучения закономерностей влияния изменений параметров на модель; внутренняя оценка качества модели; сопоставление моделей для оценки влияния различных аппроксимаций и определения методической погрешности вычислений; экспорт результатов расчетов поля модели в графические форматы с последующей визуализацией.

Экспериментальные работы проведены на специально созданном на территории геофизической обсерватории Арти полигоне. Это место достаточно удалено от промышленных электромагнитных помех, а также характеризуется спокойным геомагнитным полем с отсутствием сильных магнитных градиентов, вызванных геологическими объектами.

Площадка для проведения работ выбрана размером 20 на 15 метров. Границы ее закреплены на местности и обозначены пикетами. Территория выбрана на ровном и свободном от деревьев пространстве. Непосредственно на поверхности земли были расположены 10 железных тел цилиндрической формы, различных размеров и весов. Позиционирование датчика магнитометра проводилось с помощью меток на веревках с точностью до 10 см (рис. 1, слева).

Съемка выполнена на двух высотах 0.5 и 1.5 м по сети 0.5 на 0.5 м. Магнитное поле от самого большого объекта – цилиндра весом 15 кг – измерено на шести высотах от 0.5 до 3 м с шагом 0.5 м. Дополнительно выполнена детальная магнитная съемка по сети 0.2 на 0.2 м от двух наибольших цилиндров (рис. 1, справа). Погрешность измерения составила для нижнего датчика 3 нТл, для верхнего 1.2 нТл. Она обусловлена, прежде всего, неточностью позиционирования датчика.

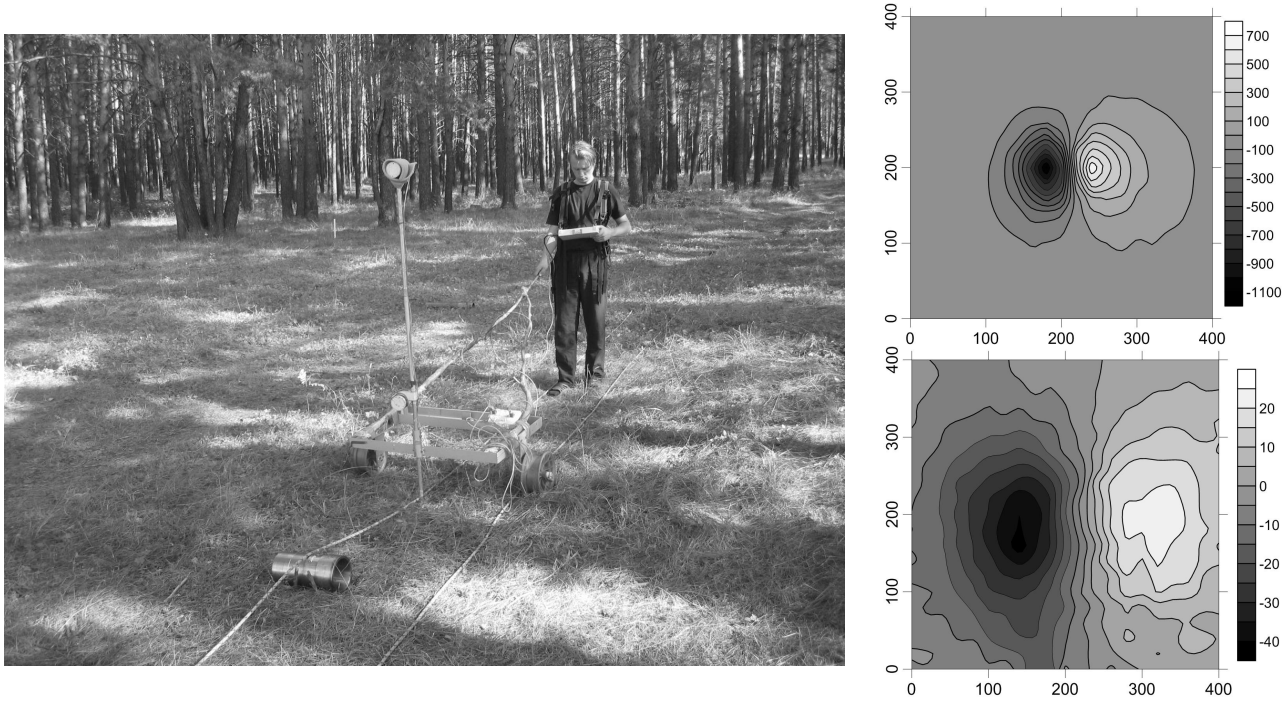


Рис. 1 Слева: измерительное устройство с магнитометром. Справа: аномалия модуля магнитной индукции от одного из экспериментальных объектов на высоте съемки 0.5 м (вверху) и на высоте съемки 1.5 м (внизу). Обозначения осей – сантиметры, шкала – нанотеслы.

Параметры аномалий (амплитуда, расстояние между минимумом и максимумом и др.) сведены в таблицу и составили базу данных характеристик аномалий от экспериментальных тел с различными векторами намагниченности, как по величине, так и по направлению.

Выполнение работ имеющимся оборудованием позволило сформулировать рекомендации к техническому заданию на разработку многоканального магнитометра. Быстродействие магнитометра должно обеспечивать не менее 2 отсчетов магнитного поля в секунду для ускорения процесса поиска объекта в пешеходном варианте. Кроме того, необходимо для работы в условиях сложного рельефа местности разработать переносную конструкцию, в которой будет предусмотрена возможность изменения расположения датчиков: вертикально или горизонтально.

Для того, чтобы провести более корректное сопоставление измеренных данных с результатами физико-математического моделирования, с помощью компонентного магнитометра MIPA (разработка Ю.Г.Астраханцева) выполнено качественное определение соотношения между индуцированной и остаточной намагниченностью для всех экспериментальных объектов.

Для решения обратной задачи магнитометрии был использован метод автоматизированного подбора гравитационных и магнитных аномалий с последующим построением эквивалентных семейств ограниченных областей и границ раздела, разработанный в Институте геофизики УрО РАН [9], в дальнейшем получивший название - метод Цирульского.

Метод автоматизированного подбора магнитных или гравитационных аномалий состоит из двух основных этапов. На первом - наблюденное поле аппроксимируют в рамках выбранного класса модельных сингулярных источников. Наиболее удобным в качестве модельного класса сингулярных источников является класс однородно намагниченных пластин. Доказано, что аномальное поле произвольного источника может быть сколь угодно точно аппроксимировано суммой полей небольшого числа сингулярных источников.

Использование таких мало параметрических классов модельных источников позволяет устойчиво находить интегральные характеристики аномальных тел, такие как магнитный момент, координаты центра, направление и угол падения и др. Поиск минимума функционала от этих параметров осуществляется методом нелинейного программирования, при этом варьируются все параметры, но число источников остается фиксированным. Если на какой-либо итерации достигалась заданная точность подбора, то процесс подбора останавливается. В противном случае происходит изменение числа параметров функционала, а именно добавляется еще один сингулярный источник и производится поиск минимума вновь построенной целевой функции. На втором этапе интерпретации проводится вычисление поверхности возмущающих объектов эквивалентных сингулярным источникам.

Программный комплекс опробован при интерпретации магнитных аномалий, как над отдельными массивами, так и для протяженных профилей. В процессе выполнения работ модернизировались существующие компьютерные технологии и их новые возможности использовались на практике.

В результате экспериментальных работ и теоретического анализа исследованы характетистики магнитных аномалий от объектов поиска, сформулированы требования к прибору, технологии проведения съемки и программному обеспечению для нахождения параметров образующих магнитные аномалии железных объектов. Это позволило коллаборатораам по проекту (лаборатории квантовой магнитометрии УрФУ и ВНИИТФ, г. Снежинск) создать макетный образец многоканального магнитометра для решения задачи поиска.

Работа поддержана проектом МНТЦ №3753, руководитель проекта к.ф.м.н. Сагарадзе Д.А. Авторы выражают благодарность заведующему геофизической обсерваторией Арти к.г.-м.н. О.А. Кусонскому.

Литература

1. Geophysical exploration instruments: Booklet // San Jose, USA, Geometrix, 1988. 148 p.
2. Breiner S. Application Manual for portable magnetometers. San Jose, Geometrics, 1973, 58 c.
3. Stanley, J.M., Cattach, M.K. Developing geophysical techniques for detecting unexploded ordinance. First Break, vol.22, september 2004, p.55-61.
4. Булычев А.А., Горбунов А.А., Золотая Л.А., Лыгин И.В., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Муравьев Л.А. Геофизическая разведка неразорвавшихся боеприпасов. // Тезисы докладов второй международой научно-практической конференции «Инженерная геофизика» Геленжик, 2006. С-Пб., 2006. С.53-55
5. Станюкович А.К. Ружин Ю.Я. Методы обнаружения локальных ферромагнитных объектов в грунте при помощи цифровых магнитометров. // Препринт ИЗМИРАН №73 (827) М.: ИЗМИРАН, 1988. 27 с
6. Сапунов В.А., Савельев Д.В., Денисова О.В., Киселев С.Е., Денисов А.Ю., Сабанин А.А. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры: возможности и перспективы в области геологоразведки// Геологической службе России 300 лет. Международная геофизическая конференция: Тез. докл.- С.- Петербург, 2000.- С.290-292.
7. Муравьев Л.А. Возможности высокочувствительных магнитометров POS при проведении геомагнитных съемок. Уральский геофизический вестник 2007 №10
8. Кормильцев В.В., Ратушняк А.Н. Моделирование геофизических полей при помощи объемных векторных интегральных уравнений. Екатеринбург: УрО РАН. Изд. 2-е. 2000. 98 с.
9. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

****

УДК 550.834.3(571.1)

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ НА РАЗНЫХ ГЛУБИННЫХ УРОВНЯХ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ СРЕДНЕГО УРАЛА

В.С. Дружинин, Н.И. Начапкин, В.Ю. Осипов
тел. (343)2678882 ,факс (343)2678872. e-mail: druvs@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Abstract. On the basis of constructed volumetric density models are considered tectonic structure of the top part lithosphere Middle Ural at four deep levels.

1. Тектоническое районирование Уральской складчатой области включает такие структурные подразделения как поднятия и прогибы, различающиеся по возрасту, составу и проявлением процессов эндогенной активизации. Обычно оно проводится по геолого-геофизическим данным, характеризующим верхнюю часть разреза. Согласно тектонической схеме, составленной И.Д. Соболевым (1966). И.Д.Соболевым и С.А.Автонеевым (1980), исходя из развиваемой ими концепции развития Урала, в пределах Уральской складчатой системы выделены 9 структурных подразделений первого порядка. Такое дробное разделение затрудняет решение многих важных вопросов региональной геологии и минерагении.
2. Основой тектонического районирования, по-нашему мнению, является выделение структур первого порядка, имеющих глубинные корни, т.е. проявляющие специфические отличительные особенности на разных глубинных уровнях верхней части литосферы и сохраняющие эти особенности вдоль простирания Уральского складчатого пояса.
3. Для решения этой задачи была взята объёмная геофизическая модель верхней части литосферы (до глубины 80 км), составленная по методике, изложенной в статьях [1-2]. Она была разбита на четыре сейсмогеологических этажа, из которых три принадлежат земной коре. Первый этаж ($К_0$-$К_{01}$) характеризует складчато-геосинклинальные палеозойские и допалеозойские комплексы Урала (на ВЕП – осадочные Pz – R и дорифейские комплексы, подошвой которых является поверхность древнего кристаллического фундамента); второй ($К_{01}$ - $К_2$) – структуры нижнего мегакомплекса верхней коры; третий ($К_2$ - М) – структуры нижней коры до поверхности основного сейсмогеологического разреза М; четвертый (М-80) – верхи верхней мантии до первого уровня регионального изостатического выравнивания.
4. Связь приповерхностных и глубинных структур отчётливо проявляется при сравнении схем тектонического районирования на разных сейсмогеологических этажах. Наблюдаемые расхождения обусловлены некоторыми смещениями контуров основных структур указанных подразделений и различиями в процессах магматизма и метаморфизма, которые меняются с глубиной.
5. По особенностям глубинного строения обосновано выделение трёх мегазон в пределах Уральской складчатой системы: Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Восточно-Уральская и двух мегаблоков соседних поднятий платформ: Пермско-Башкирский восточной окраины ВЕП и окраинные мегаблоки Западно-Сибирской платформы (плиты) и Северного Казахстана. Они соответственно делятся на блоки, не всегда коррелируемые по площади исследования. Разделение перечисленных структур на более мелкие подразделения возможны с учётом имеющейся геолого-геофизической информации по приповерхностным структурам. Выделенные мегазоны прослежены до глубины 80 км; только они могут считаться, как было указано выше, структурами первого порядка.
6. Нижняя кора и верхи верхней мантии, особенно на отдельных участках центральной мегазоны существенно отличаются от тектонического районирования по верхней коре.

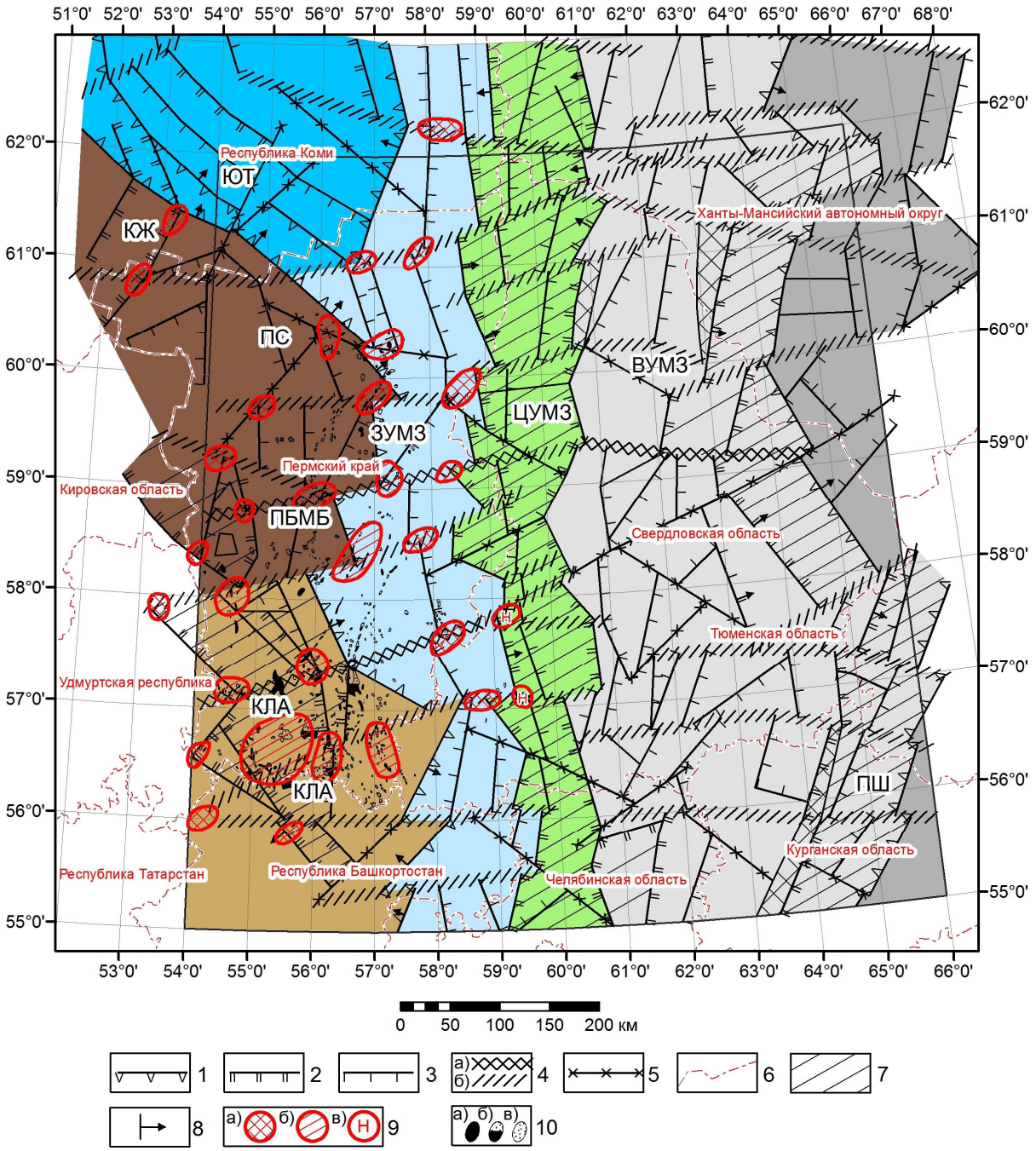


Рис. 6. Схема тектонического районирования первого сейсмогеологического этажа верхней части литосферы

Условные обозначения: 1 - Границы геоблоков, совпадающие с зонами глубинных разломов; 2 - Западно-Уральская мегазона (ЗУМЗ), Восточно-Уральская мегазона (ВУМЗ); 3 - Контуры блоков, входящих в состав мегазон и совпадающих с глубинными разломами; 4 - Основные субширотные дислокации I порядка (а), второго порядка или менее надежно I порядка (б); 5 - Глубинные разломы диагонального простирания; 6 - Административные границы субъектов Российской Федерации; 7 - Активные структуры верхней части литосферы: КЛА - Калтасинский рифт-авлакоген, ЦУМЗ - Центрально-Уральская мегазона - основной рифт Уральской складчатой системы, ПШ - рифтовая структура по восточной границе Уральской складчатой системы; 8 - Направление простирания звеньев активных структур; 9 - Предполагаемые новые перспективные участки для постановки детальных поисковых работ, включая глубокие горизонты (а), участки с известной нефтеносностью, на которых должны быть детально обследованы глубокие горизонты (верхняя часть нижнерифейских доломитов) и палеозойские толщи (б), перспективные участки, возможно приурочены к надвигам (в); 10 - Месторождения углеводородов: нефтяные (а), нефтегазовые (б), газовые (в).

7. Выделено и прослежено три динамически активных структурных подразделения континентальной коры: Калтасинский авлакоген, расположенный между древними поднятиями: Татарским и Пермско-Башкирским мегаблоками восточной окраины ВЕП. Возможно, на западе он сочленяется с Казанско-Кажимским авлакогеном с-с восточного простирания; Центрально-Уральская мегазона, соответствующая, в основном, Тагило-Магнитогорскому прогибу и Центрально-Уральскому поднятию прослежена на всём протяжении Урала. Пограничный шов, расположенный на восточной границе Уральской складчатой системы и соседними с востока мегаблоками Западно-Сибирской платформы и Казахстана.
8. Наличие продольной (широтной) зональности проявлено по верхней части литосферы. Субширотные дислокации и диагональные глубинные разломы, наряду с зонами разломов, разграничивающие основные структурные подразделения, создают достаточно сложную разломно-блоковую модель геологической среды.
9. На примере платформенной Восточной окраины ВЕП показаны новые подходы к прогнозированию поисков месторождений углеводородов. Выделены новые перспективные участки для постановки поисковых детальных геолого-геофизических работ и внесены коррективы относительно перспективности Западного склона Урала (рис.1).

Литература

1. 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 Института геофизики УрО РАН. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН. 2008. – С. 76-80.
2. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. (Институт геофизики УрО РАН), Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Плесовских И.Л. (ОАО «СибНац»). Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской геосинеклизы //Отечественная геология № 1, 2009. – С. 104-112.

****

УДК 550.83

ОЦЕНКА ПРОГНОЗА НАСЫЩЕННОСТИ И ПРОДУКТИВНОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ МЕТОДОМ КСАЭ

В.В. Дрягин, Г.В. Иголкина, Д.Б., Иванов, М.А. Бабуркина, З.С. Мезенина
(343) 267-95-92, vvdryagin@mail.ru; (343) 267-97-27,galinaigolkina@yandex.ru
Учреждение Российской академии наук Институт геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия

Frequency analysis and analysis of AE activity before and after acoustic stimulation can improve the quality of interpretation and predict saturation and the productivity of reservoirs.

Физические основы метода каротажа сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) сводятся к анализу сейсмической обстановки в прискважинной части пласта в расширенном диапазоне частот упругого поля и сопоставления его результатов с промысловыми данными разработки месторождения.

Исследования сейсмоакустической эмиссии в прискважинной области пласта обусловленной естественными процессами, а также вызванными искусственными видами воздействия на него, позволяет выявить закономерности свойств эмиссии однозначно связанными с наличием углеводородов [1]. При этом акустическая эмиссия отражает подвижность нефти в поровом пространстве и связь с наличием нефти и возможностью ее извлечения.

Акустическая эмиссия может быть условно разбита на 2 вида – дискретную и непрерывную. К дискретной относится АЭ, сигналы которой состоят из отдельно различимых импульсов, к непрерывной – АЭ, сигналы которой представляют собой непрерывное волновое поле или регистрируются как единый непрерывный сигнал шумового типа.

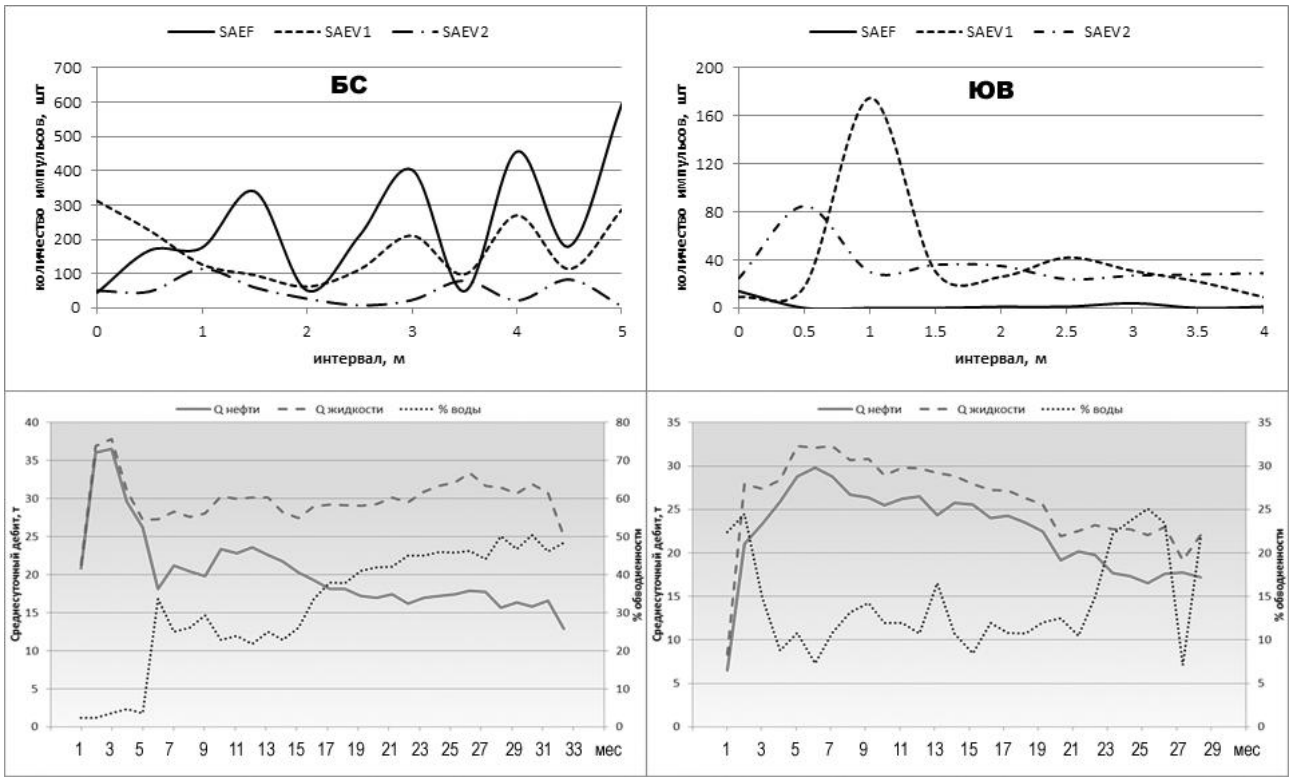


Рис. 1. Анализ активности сейсмоакустической эмиссии и результаты эксплуатации объектов. Левые графики: пласт БС; правые графики: пласт ЮВ.

Анализ активности сейсмоакустической эмиссии [2] показал, что она может отличаться для различных объектов. При этом реакция среды на мощное акустическое воздействие (АВ) проявляется в различном характере активности эмиссии, что свидетельствует о сильной неоднородности пласта коллектора по ФЕС. На рис. 1 (верхние графики) представлены графики изменения активности эмиссии. Шаг по глубине равен 0,5 м, исходя из методики проведения работ каротажа сейсмоакустической эмиссии в цикле каротаж-воздействие-каротаж. Обозначения на графиках: SAEF – запись естественной САЭ; SAEV1, SAEV2 – записи САЭ после АВ. Для пласта БС активность сейсмоакустической эмиссии SAEF преобладает над SAEV1 и SAEV2, т.е. после проведенного акустического воздействия произошел спад активности. Для пласта ЮВ наблюдается обратная ситуация - увеличение активности САЭ после проведенного АВ.

Импульсный характер дискретной САЭ анализировался с помощью преобразования Гильберта-Хуанга (ННТ). В его основе лежит совокупность эмпирического метода декомпозиции [3] нелинейных и нестационарных сигналов и Гильбертов спектральный анализ. ННТ в целом представляет собой частотно-временной анализ данных (сигналов) и не требует априорного функционального базиса. Функции базиса получаются адаптивно непосредственно из данных процедурами отсеивания. На рис. 2 представлен пример результатов преобразования Гильберта-Хуанга для одной точки записи до и после проведенного акустического воздействия (для пласта БС и пласта ЮВ).

При акустическом воздействии на пласт происходит не только изменение активности САЭ, но так же происходит изменение частотного состава дискретных импульсов. Так в работе [4] отмечается, что вибросейсмическое воздействие ведет к активизации в

нефтепродуктивном пласте затухающих геодинамических процессов разного масштаба, а усиление высокочастотной сейсмической эмиссии нефтепродуктивного пласта имеет наибольшую интенсивность в диапазонах 10-11 кГц и 2-3 кГц.

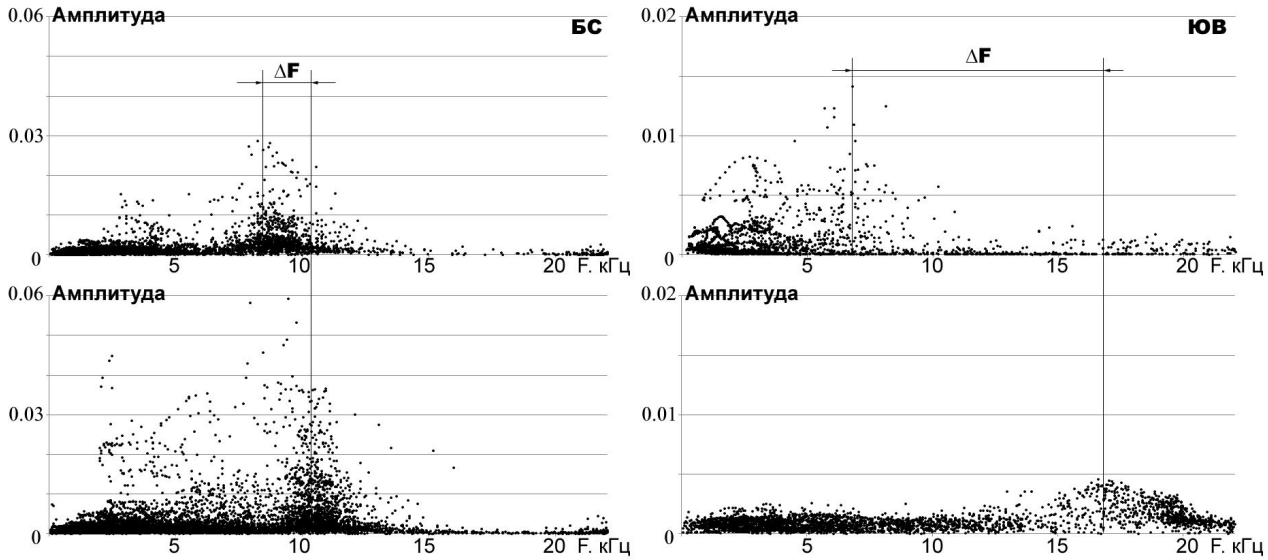


Рис. 2. Распределение частот. Верхние графики – естественная САЭ, нижние графики – вызванная САЭ. Левые графики – пласт БС, правые графики – пласт ЮВ.

Для пласта БС в пределах интервала исследований наблюдается малое изменение «доминантных частот» на разных глубинах. Для записей естественной сейсмоакустической эмиссии величина «доминантной частоты» составляет ~ 8400 Гц, а для записей после первого и второго АВ ~ 10200 Гц.

Для пласта ЮВ1 для записей естественной сейсмоакустической эмиссии величина «доминантной частоты» составляет ~ 5800 Гц, а для записей после первого и второго АВ ~8300 Гц и ~ 6100 Гц соответственно.

После проведенных исследований, приведенные интервалы были перфорированы. Соответствующие показатели эксплуатации приведены на рис. 1 (нижние графики). Увеличение и последующий рост обводнения пласта БС, спустя непродолжительное время с момента начала эксплуатации связано с уменьшением активности САЭ, до и после проведенного АВ. При этом сохраняется достаточно стабильная продуктивность. Для пласта ЮВ наблюдается достаточно стабильный процент обводнения и постепенное снижение продуктивности.

Анализ изменения активности эмиссии в совокупности с изучением «доминантных частот» служит дополнительным источником информации при интерпретации данных каротажа сейсмоакустической эмиссии и позволяет добиться лучшей подтверждаемости результатов. В качестве примера, в таблице 1 приведены результаты переинтерпретации для различных объектов. Обозначения: «+» - совпадение результатов КСАЭ с прогнозом притока; «-» - несовпадение результатов КСАЭ с прогнозом притока; «*» - частичное совпадение.

Метод КСАЭ более чувствителен к расчленению пласта по неоднородности коллекторских свойств по сравнению с другими методами ГИС. Метод производит изменения ФЕС в процессе каротажа, и вследствие этого изменения динамики активности САЭ в процессе исследований, что позволяет прогнозировать продуктивность выбранного интервала перфорации пласта.

Таблица 1. Результаты переинтерпретации данных КСАЭ

№№	Индекс пласта	% воды	Характер насыщенности				
			ГИС откр ствола	КСАЭ			
				Первичная интерпретация		Переинтерпретация	
1	ЮВ	55	Неясно	Нефть	-	Нефть+вода	*
2	БС	2	Нефть	Нефть	+	Нефть	+
3	БС	3	Нефть	Нефть	+	Нефть	+
4	БС	68	Нефть	Вода	-	Вода+нефть	+
5	БС	9	Нефть	Вода	-	Нефть	+
6	БС	8	Нефть	Нефть+вода	-	Нефть	+
7	ЮВ	25	Нефть	Нефть	+	Нефть	+
8	ЮВ	19	Нефть	Нефть	+	Нефть	+
9	ЮВ	20	Нефть+вода	Нефть	+	Нефть	+

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН-1 на 2009 - 2011 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *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.
2. ГОСТ 27655-88. Акустическая эмиссия. Термины, определения и обозначения.
3. *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.
4. *Алексеев А.С., Геза Н.И., Глинский Б.М. и др.*, 2004, Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками - Новосибирск: Изд-во ИВМиМГ СО РАН.

****

УДК 550.83

ЛАБОРАТОРНАЯ УСТАНОВКА ИССЛЕДОВАНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ КЕРНОВ НАСЫЩЕННЫХ ПОРОД

В.В. Дрягин[1], К.К. Лауфер [2], И.А. Иванов [2], А.В. Госс [2], Д.Б. Иванов [1],
(343) 267-95-92, vvdryagin@mail.ru;
[1] Учреждение Российской академии наук Институт геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия;
[2] ООО «НПФ «Интенсоник», Екатеринбург, Россия

Laboratory-scale plant for researching into informative parameters of core samples acoustic emission irradiated by acoustic field was constructed; it gives possibility to model fluid saturation in conditions close to the reservoir's.

В соответствии с основной задачей лабораторных исследований: идентификации параметров естественной и наведенной акустической эмиссии (АЭ) образцов кернов, была разработана конструкция устройства исследования акустической эмиссии керна в условиях максимально приближенных к пластовым условиям. Система управления устройством предусматривает создание и контроль горного, гидростатического давления и температуры керна, давления и потока флюида в керне, а также управление и контроль параметров силового акустического воздействия (АВ), и контроль параметров акустической эмиссии на

входе и выходе керна. Все контролируемые параметры регистрируются в реальном времени, отображаются на дисплее и записываются в память.

Исследования проводятся при предельном и непредельном нефтенасыщении для коллекторов различных классов проницаемости и различных термобарических условий. Эксперименты проводятся при различных параметрах и режимах акустического воздействия: в различных диапазонах частот АВ при фиксированных частотах акустического поля и частотной модуляции; в широком диапазоне интенсивности излучения акустического поля; при различном времени облучения кернов; параметры термобарических условий при проведении экспериментов должны соответствовать условиям залегания пластов БС и ЮВ Тевлинско-Русскинского и Ватьеганского месторождений.

Расположение основных узлов установки УИК-АЭ приведено на рис. 1а. Блок осевого излучателя с емкостью для охлаждения (1) выполнен в виде съемной конструкции, для обеспечения возможности удобного отсоединения верхней части установки и освобождения доступа к кернодержателю. Такая конструкция позволяет устанавливать и извлекать керны с минимумом затрат на монтаж и демонтаж установки в целом.

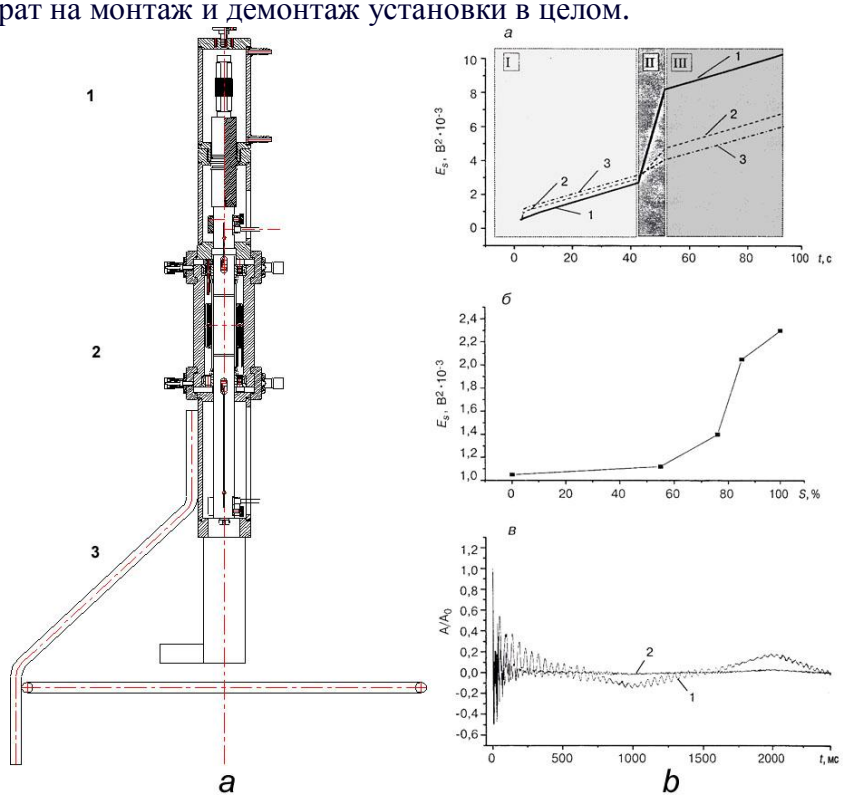


Рис. 1 – а: установка исследования кернов УИК-АЭ общий вид;

b: рисунок из работы [1] результаты лабораторных исследований акустической эмиссии кернов. Зависимость энергии АЭ, инициированной слабым импульсно-волновым воздействием, для кернов с различным насыщением: а – накопленная энергия АЭ для нефте-, водонасыщенных и сухих кернов; I – при наложении механической нагрузки; II – при импульсно-волновом воздействии; III – после воздействия; б – зависимость энергии сигналов АЭ от нефтенасыщенности кернов (S, %); в – нормированная автокорреляционная функция временного ряда АЭ для нефте- и водонасыщенных кернов при волновом воздействии; керны: 1 – нефтенасышенные; 2 – водонасыщенные; 3 – сухие.

Акустический излучатель выполнен в виде стержневого электроакустического преобразователя. Для обеспечения оптимальных условий передачи упругой энергии от излучателя к керну, оба эти узла имеют длину равную половине длины волны колебаний на частоте работы излучателя и закреплены в серединных узловых точках. Верхний волновод-толкатель имеет функциональное дополнительное назначение, связанное с приемом упругих колебаний эмиссионного происхождения из керна и отведения из него флюида. Приемник

упругих колебаний установлен в нижней части верхнего волновода-толкателя, в специальной нише и ориентирован своей рабочей поверхностью в плоскости параллельно оси волновода. В качестве приемника колебаний используется трехкомпонентный вибропреобразователь, особенностями которого является сочетание высоких значений осевой чувствительности, собственной частоты и ударной стойкости, а также низкий уровень собственного шума. Датчик, установленный указанным способом, позволяет измерять колебания в продольном направлении и в двух поперечных составляющих. В волноводе-толкателе находится сквозной канал для протекания флюида, в верхней части установлен штуцер для подключения к гидравлической системе, а нижней части, на контакте с керном установлен рассекатель потока, для обеспечения равномерного распределения потока по поверхности керна.

Узел кернодержателя предназначен для поддержания керна в термобарических условиях приближенных к пластовым условиям, с возможностью насыщения флюидом заданного состава и его сменой в процессе проведения эксперимента. Суть самого эксперимента заключается в том, что непрерывно производится измерение акустической эмиссии при изменении пластовых условий, состава насыщающего флюида, а также параметров и режимов облучения керна силовым акустическим полем.

Силовая установка источника питания предназначена для питания акустического излучателя напряжением высокой частоты в соответствии с заданным законом регулирования режима работы установки исследования керна УИК-АЭ. Система обеспечивает синхронизацию режима излучения акустического поля в керн и считывания информации с измерительных датчиков акустической эмиссии, датчиков давления в узлах гидравлической системы и температуры керна.

АВ приводит к инициации сложных и энергоемких процессов в насыщенном поровом пространстве [2]. Такие процессы не могут не сопровождаться изменением его внутренней энергии. Следствия этих изменений будут отражаться в генерации акустических колебаний (АЭ) в результате локальной динамической перестройки состояния насыщенного порового пространства связанного с изменением его фильтрационно-емкостных свойств.

В работе [3] отмечается увеличение коэффициента проницаемости под действием акустического поля. Корреляция САЭ с Кпр существует и становится больше после облучения насыщенного порового пространства силовым акустическим полем [4]. В случае скважинных исследований, источником АЭ служит область продуктивного пласта, подвергнутая облучению таким силовым акустическим полем, параметры которого (мощность и частота), эффективно влияют на изменение ФЕС. Причем изменения происходят как в ближней зоне пласта, так и в удаленной. Из этого следует, что источник акустической эмиссии может находиться в пределах и за пределами закольматированной зоны пласта, что особенно важно для оценки истинного насыщения продуктивного пласта.

Лабораторные исследования в работе [1] показывают два основных момента, первое – после инициирования импульсно-волновым воздействием энергия акустической эмиссии нефтенасыщенного образца превосходит эмиссию водонасыщенного и сухого образца в два раза, второе – при увеличении нефтенасыщенности керна выше 80% происходит скачкообразное, примерно в два раза увеличение энергии эмиссии (рис.1b). В качестве образцов горных пород использовались искусственные керны с проницаемостью до 0,150 мкм^2 и пористостью до 30%.

Выводы:

- Разработана и изготовлена специализированная установка исследования керна УИК-АЭ для изучения энергоинформативных параметров акустической эмиссии представительных образцов кернов при облучении их силовым акустическим полем с возможностью моделирования флюидонасыщенности в условиях максимально приближенных к пластовым условиям. Установка включает в себя: кернодержатель с гидравлической системой обеспечения давления и потока флюида в керне, систему управляемого виброволнового воздействия на керн и систему регистрации сигналов

акустической эмиссии в процессе проведения экспериментов. Разработан метод специальных исследований влияния акустического поля на фильтрационно-емкостные свойства насыщенной пористой среды. Метод включает в себя подготовку керна и исследования акустической эмиссии, начиная с предельной насыщенности нефтью, текущей и остаточной.

- Интерпретационные модели нефтенасыщенности и фильтрационно емкостных свойств по параметрам вызванной АЭ по материалам лабораторных и промысловых исследований выполнены на сегодняшний день в объеме промысловых исследований и сопоставления с результатами собственных лабораторных исследований кернов и результатов аналогичных исследований других авторов. Полученных данных достаточно для положительной оценки результативности метода САЭ в решении поставленной задачи.
- Полноценный набор данных для построения петрофизических моделей будет получен после получения всей представительной коллекции образцов кернов для исследований с объектов и месторождений, в которых проводились скважинные исследования по методу КСАЭ.

Установка разработана и изготовлена в ООО «НПФ «Интенсоник» по заданию ООО «ЛУКОЙЛ – Западная Сибирь».

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН-1 на 2009 - 2011 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кузнецов О.Л., Дыбленко В.П., Чиркин И.А., Шарифуллин Р.Я., Волков А.В*. Особенности аккумулирования энергии механических напряжений и аномальное сейсмоакустическое излучение в нефтенасыщенных породах // Геофизика, №6, 2007г. С. 8-15.
2. *Митрофанов В.П., Терентьев Б.М., Злобин А.А*. Петрофизическое обоснование акустического стимулирования процессов вытеснения нефти водой // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений.-1998. №9.С. 22.27.
3. *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.
4. *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.

****

УДК 550.831

О ПРИЛОЖЕНИЯХ МОДУЛЯ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ЗАДАЧЕ АЛЕКСИДЗЕ

Дубовенко Ю.И..
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина
тел.: 038(44) 424-2052, dubovenko@igph.kiev.ua

Gravity transformations are performed by the solution of the Alexidze problem. By its help the efficient method of unique and stable solution for iterative specification of a magnetic field transformations is given, providing the additive presentation of a magnetic potential. Its convergence is postulatued

Трансформации региональных аномалий поля силы тяжести $g(x)$ во внешнем пространстве y^+ с адекватной точностью целесообразно осуществлять, решая нелинейную граничную задачу Алексидзе [1] для уравнения Лапласа, в граничных условиях которой стоят сами

значения силы тяжести, являющиеся значениями модуля градиента потенциала силы тяжести (МГПСТ) $g(x)=|\mathrm{grad}W(x)|$. Обобщенно постановка задачи Алексидзе такова: найти потенциал $W(x)$, $x\in y^+$, удовлетворяющий внутри замкнутой области $\bar{y}^+ = y^+ \cup \partial y$ уравнению Лапласа $\Delta W(x)=0$, $x\in y^+$, а в точках границы ∂y Ляпунова области y^+ и на ∞ – условиям:

$$\begin{cases} \sum_{k=1}^{3}\left(\dfrac{\partial W(x)}{\partial x_k}\right)^2 = g^2(x),\ x_i\in\partial y \\ \lim\limits_{|x|\to\infty} W(x)\to 0 \end{cases}, \qquad (1)$$

где $g(x)$ – задана, y^- – ограниченная область пространства $R^{(3)}$ с тяготеющими массами, y^+ – ее неограниченное дополнение без тяготеющих масс, ∂y – поверхность измерений – граница областей y^- и y^+.

Ее решение, в силу избранной однородной слоистой модели среды, определяет потенциал простого слоя с искомой плотностью, распространенной на контактной поверхности типа Ляпунова. Эта плотность определяется как решение уравнения силы тяжести, аналитическое выражение которого является следствием свойств МГПСТ $|\mathrm{grad}W(x)|$, а конкретный вид зависит от избранной модели Земли. В плоском случае эта задача решена итерационно. Точность ее решения существенно зависит от обусловленности задачи, параметров метода (числа и расположения фундаментальных решений), приближений направления искомого градиента, направления внешней нормали, вдоль которой вычисляют производные в граничных условиях (учет векторной природы поля). Однако, ее решение на простых моделях среды при определенных ограничениях на решение – успешно.

Задача (1) ориентирована на аналитическое продолжение поля вне источников аномальных масс при заданной с некой точностью модели среды и погрешностях измерений. На параметры среды наложено ограничение в виде кусочной непрерывности и дифференцируемости по Фреше ради изображение приращений решений задачи линейной комбинацией приращений параметров модели (выделение главной линейной части искомого решения).

Основное априорное предположение о поведении искомого решения обратной задачи (линейная независимость оператора решения и его производных) обеспечивается одним из методов [2]. Указанных ограничений достаточно для численной сходимости к точному решению. Решение задачи неоднозначно из-за конечного вертикального разрешения, неадекватного выбор модели задачи и/или начальных приближений решения, что свойственно природе обратных задач с производными в граничных условиях. Точность дискретизации задачи зависит и от способа вычислений производных.

Нюансы численного моделирования таковы: осцилляция интегральных ядер операторов обратной задачи и существенная зависимость их визуализации от избранного способа гриддинга. Нивелировать осцилляцию можно, задействовав конструкции типа интеграла Шварца для полосы [3], а нюансы графической визуализации нуждаются в экспериментальном исследовании и выборе адекватного инструментария.

При всей сложности численной реализации задачи Алексидзе, очертим круг ее применений: уточнение фигуры Земли и аналитические трансформации гравимагнитных полей.

Остановимся детальнее на восстановлении магнитного потенциала с помощью задачи Алексидзе. Если магнитный потенциал изобразить как сумму $V(x)=U(x)+T(x)$ нормального $U(x)$ для данной эпохи и аномального $T(x)$ магнитных потенциалов, то восстановить магнитный потенциал $V(x)|_{x=0}$ по заданным значениям модуля его градиента $Z(x)=|\mathrm{grad}V(x)|$, $x\in\partial y$ упрощенно можно по алгоритму, в котором последовательно вычисляем:

1. производные $V_j^{(i+1)}(x)=\dfrac{\partial U(x)}{\partial x_i}+\dfrac{\partial T_{i+1}(x)}{\partial x_j}$, $V_{jk}^{(i+1)}(x)=\dfrac{\partial^2 U(x)}{\partial x_i\partial x_k}+\dfrac{\partial^2 T_{i+1}(x)}{\partial x_j\partial x_k}$, где

$$\frac{\partial T_{i+1}(x)}{\partial x_j} = -\frac{1}{4\pi}\int_{\partial y}\frac{x_j-\xi_j}{|x-\xi|^3}\delta_{i+1}(\xi)dS_\xi,\ \frac{\partial^2 T_{i+1}(x)}{\partial x_j \partial x_k} = \frac{3}{4\pi}\int_{\partial y}\frac{(x_j-\xi_j)(x_k-\xi_k)}{|x-\xi|^5}\delta_{i+1}(\xi)dS_\xi;$$

2. направляющие косинусы $\cos(n_{i+1}, x_k) = V_k^{(i+1)}(x)/Z_{i+1}(x)$;

3. следующее приближение модуля градиента магнитного потенциала

$$Z_{i+2}(x) = Z_{i+1}(x) - \omega^2\sum_{k=1}^{3}\cos(n_{i+1}, x_k)\cdot x_k,\ x\in\partial y;$$

4. дежурное приближение аномального магнитного потенциала:

$$T_{i+2}(x) = Z_{i+2}(x)\cos(n_{i+1}, m) - \gamma(x)\cos(\nu, m),\ x\in\partial y; \qquad (2)$$

5. следующее приближение магнитного потенциала: $V^{(i+2)}(x) = U(x) + T_{i+2}(x)$.

В качестве нормального потенциала целесообразно взять аномальное поле однородно намагниченного шара: аномальный потенциал $T(x)$ отразит поле реальных объектов, неучтенных в этой модели. Кроме данных $Z(x),\ x\in\partial y$ (по-сути, ΔT_a) известны уравнение физической поверхности ∂y Земли, вектор единичной нормали $m(x) = \cos(x_k, m_x),\ k = \overline{1,3}$ к ∂y почти в любой ее точке, и нормальное поле $U(x)$, поэтому в любой точке x замкнутой области $\bar{y}^+$ можно вычислить нормаль $\nu(x) = \cos(\nu, x_k) = \frac{1}{\gamma}\frac{\partial U(x)}{\partial x_k}$ к эквипотенциальной поверхности $U(x) = Cx$, проходящей через точку x, и $\cos(\nu, m) = \sum_{k=1}^{3}\cos(\nu, x_k)\cos(x_k, m)$, $\frac{1}{\gamma(x)} = |\mathrm{grad}V(x)|$.

Если поверхность Земли ∂y – множество Ляпунова, магнитный потенциал $V(x), x\in y^+$ данной эпохи восстанавливается *однозначно* по напряженности $Z(x),\ x\in\partial y$ магнитного поля этой эпохи.

Так, на *i*-м шаге определим $\cos(n_i, m) = \sum_{k=1}^{3}\cos(n_i, x_k)\cos(x_k, m)$ и граничное условие

$$F_i(x) = Z(x)\cos(n_i, m) - \gamma(x)\cos(\nu, m) \qquad (3)$$

для определения i-го приближения плотности $\delta_i(x)$ потенциала простого слоя $T_i(x)$ из линейного интегрального уравнения Фредгольма

$$\delta_i(x) + \int_{\partial y}K(x,\xi)\delta_i(\xi)dS_\xi = 2F_i(x),\ x\in\partial y$$

с ядром $K(x,\xi) = \frac{1}{2\pi}\frac{\partial}{\partial m_x}\frac{1}{|x-\xi|} = -\frac{1}{2\pi}\frac{\cos(u,m)}{|x-\xi|}$, где $u = x-\xi$. Далее вычисляем приближение

$$T_i(x) = \frac{1}{4\pi}\int_{\partial y}\frac{\delta_i(\xi)}{|x-\xi|}dS_\xi,\ V_i(x) = U(x) + T_i(x),\ Z_i(x) = \sqrt{\sum_{k=1}^{2}\left(\frac{\partial V_i(x)}{\partial x_k}\right)^2},\ x\in\bar{y}^+, \qquad (4)$$

и i+1-е приближение направляющих косинусов: $\cos(n_i, x_k) = \frac{1}{Z_i(x)}\frac{\partial V_i(x)}{\partial x_k},\ k = \overline{1,3}$.

Последовательность $\{T_i(x)\}$ из (4) сходится в себе, как следствие теоремы: если квадрат $\varepsilon^2(x)$ отношения модулей градиентов аномального и нормального потенциалов пренебрежимо мал по сравнению с $\varepsilon(x)$, то последовательность решений $\{T_i(x)\}$ граничных задач

$$\Delta T_{i+1}(x) = 0,\ x\in\bar{y}^+,\ \lim_{|x|\to\infty}T_{i+1}(x)\to 0,\ \frac{\partial T_{i+1}(x)}{\partial m_x} = F_{i+1}(x),\ x\in\partial y \qquad (5)$$

сходится к аномальному потенциалу $T(x), x\in y^-$ при $\|T(x)\|_C << \|U(x)\|_C$.

Впрочем, последнее условие необязательно, ибо граничное условие $\frac{\partial T_{i+1}(x)}{\partial m_x} = F_{i+1}(x)$,

$x \in \partial y$ проще, чем условие (3). Для сходимости последовательности $\{T_i(x)\}$ достаточно, чтобы $Z(x) < \gamma(x)/\cos(v,m)$, $x \in \partial y$. Эта схема восстановления магнитного потенциала $\{T_i(x)\}$ экономичнее по обьему вычислений, чем схема [4].

Качество численного решения (среднеквадратичное отклонение параметров модели задачи (5) и входных данных от начального приближения) на текущей итерации контролируется по критерию невязки при дополнительном условии минимума разрешающей способности. Оно зависит от меры обусловленности задачи и выбора начальных приближений решения. Все решения получены для модели шара и нуждаются в проверке на полевых данных.

1. *Дубовенко Ю.І.* Задача Алексідзе для відновлення потенціалу сили тяжіння // Геофіз. журн. – 2009. – **31**, № 6. – С. 132-139.
2. *Алексидзе М.А.* Решение граничных задач методом разложения по неортогональным функциям. – М.: Наука, 1978. – 351 с.
3. *Дубовенко Ю.І.* Відновлення контактної границц в шаруватому середовищі // Геофіз. журн. – 2002. – **24**, № 6. – С. 36-41.
4. *Якимчик А.И.* О способе решения интегрального уравнения Фредгольма второго рода // Докл. НАН Украины. – 2000, № 12. – С. 156-159.

****

УДК 550.831

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ 4D НАБЛЮДЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Дубовенко Ю.И., Черная О.А.
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина
тел.: 038(44) 424-2052, oksana_chornaya@mail.ru

Introduced technique of 4D gravity monitoring is modified to be suitable for measurements on the short profiles. It is necessary to take into account gravity variations dependance from the weak intensive geophysical factors by the P. Dvulit's approach. A proper monitoring methodics is advisable to borrow from the quasiperiodic variations technique by the G. Sobakar. The interpretation procedure is supplied with the density calculation being presented by the solution of the indicators classification problem. Also it is useful to include into monitoring the additional vertical gravity gradient measurements to restore the upper part of geological cross-cut.

В работах [1, 2] представлены основания и области применения непрерывного гравиметрического мониторинга, являющегося модификацией высокоточных мелкомасштабных гравиметрических исследований на специально подготовленном изучаемом участке земной поверхности. Вкратце основные положения 4D гравимониторинга сводятся к следующему.

4D гравитационный мониторинг – ряд периодически повторяемых непрерывных на протяжении фиксированного времени микрогравиметрических измерений и превышений рельефа по данным GPS, а также их обработка с учетом влияния окружающей среды и сферы применений. Величину временного отрезка определяют требуемое качество (мера неопределенности) измерений и характер динамики (амплитуда и частота) поля. Физическая основа мониторинга – непрерывная связь динамики гравиполя и параметров среды: ундуляциям рельефа отвечают вариации силы тяжести, а пространственное распределение вариаций вертикальной производной V_z потенциала *коррелирует* с плоскостным распределением плотностей.

Классическая схема измерений на регулярной сети и перерасчет поля на основе интеграла Пуассона пригодны для региональных исследований. В локальных условиях (короткие профиля), где чаще применяют гравимониторинг [3], она имеет ряд недостатков [4]. Интер-

претировать измерения на коротких профилях лучше на основе интегральных уравнений с быстро убывающими ядрами [4]:

$$S_{n+1}^{+}(x)=v(x)-\frac{1}{2\zeta_n(x)}\int_{-\infty}^{\infty}S_n^{+}(\xi)\left(\operatorname{ch}\frac{\pi(\xi-x)}{2\zeta_n(x)}\right)^{-1}d\xi+S_n^{+}(x),$$

$$S_{n+1}^{-}(x)=v(x)-\frac{1}{2\zeta_n(x)}\int_{-\infty}^{\infty}S_n^{-}(\xi)\left(\operatorname{th}\frac{\pi(\xi-x)}{2\zeta_n(x)}\right)^{-1}d\xi+S_n^{-}(x)$$

$$\zeta_0(x)=S_0^{+}(x)+S_0^{-}(x)=v(x),\quad \zeta_0(x)=S_0^{+}(x)+S_0^{-}(x),\quad n=\overline{0,\infty}.$$

С учетом этих соотношений вполне можно применять методику [3] интерпретации гравианомалий (известны фон, *плотности* и *положения* на поверхности границ тяготеющих тел, имеющих общие контакты), состоящую из 3 процедур для восстановления плотности:

1. пространственный анализ Δg в VECTOR разделяет аномалии от тяготеющих тел и определяет *эффективные глубины* их залегания и *квазиплотности* – нулевое приближение.
2. решение плоской обратной задачи в GRPR2 дает *истинные глубины* и *плотности* тяготеющих тел – 1-е приближение модели.
3. пространственная плотностная модель среды в ADG-3D – окончательное решение.

Мы вместо VECTOR используем комплекс [5], а вместо GRPR2 – комплекс программ из [4].

Необоснованное упрощение моделей среды ради снижения неоднозначности искажает результат вычислений (геометрию источников, распределение плотности), особенно, в неоднородной среде. Надежное количественное истолкование возможно при заданной геометрии тяготеющих тел (по данным сейсмики) и комплексной интерпретации поля силы тяжести и деформаций рельефа.

Важно учитывать зависимость вариаций гравитационного поля от флуктуаций малоинтенсивных геофизических факторов. Учитывать эти эффекты при решении прямых задач гравиметрии на исследуемых территориях (считаем, что вследствие длительного мониторинга участка приблизительно известно его строение) можно путем внесения соответствующих поправок[3] [6] .

Следует различать слабоамплитудные аномалии и квазипериодические вариации силы тяжести. Для измерения последних создана своя методологическая (физико-химически и энергетически неоднородная модель Земли), методическая (вариации максимальны при пересечении разновозрастных тектонических структур и в областях контрастных современных вертикальных движений) и метрологическая (наблюдения на сети оптимальной плотности и конфигурации несколькими приборами, сравнение градиентов вариаций и наблюденных аномалий) база [7]. Эту методику целесообразно распространить и на 4D гравимониторинг. Вариации силы тяжести следует учитывать в интерпретации результатов 4D гравиметрии с целью введения соответствующих поправок в гравитационные съемки разных лет, в долговременную прецизионную топосьемку, уточнения реологии участка и др.

Согласно проведенным численным экспериментам, предлагается дополнить изложенную методику следующими положениями. Плотность в начальной модели среды предполагается задавать не функциональной зависимостью, как обычно, а определять как результат решения задачи классификации признаков по типу [8]. Вкратце алгоритм классификации тел по плотности в конечном слое выглядит следующим образом.

Изучаемый разрез разбит на n слоев, в каждом из которых определено m блоков, внутри каждого блока плотность принимается постоянной. На этом множестве $\Sigma=\{\sigma_1,...,\sigma_n\}$ из n слоев, каждый из которых описан m плотностями, нужно классифицировать блоки, т.е. расчленить множество на k непересекающихся множеств плотностей. Решаем задачу, исходя из

[3] за влияние аномальных атмосферных масс, снеговых масс, уровня грунтовых вод, лесистости и изменений рельефа вследствие техногенной деятельности.

того, что каждому образу в пространстве плотностей соответствует компактное множество. Определив диаметр множества Σ через $d(\Sigma)=\frac{1}{2}\sum_{i,j=1}^{n}\rho(\sigma_i,\sigma_j)\Big/c_n^2$, где $\rho(\sigma_i,\sigma_j)$ – расстояние между блоками, а мера компактности множества Σ – кучность $Q(\Sigma)=n/d(\Sigma)$, распределим множество на *k* блоков. Пусть каждому блоку отвечает центральная точка, к которой относим искомую плотность (точечное распределение масс):

1. в каждом блоке определяем пару точек, расстояние между которыми минимально, и объединяем их в группу, остальные (*n* – 2) точки считаем отдельными группами; имеем (*n* – 1) группу точек;

2. любую из групп, состоящих из 1 точки, объединяем с той группой, при объединении с которой кучность $Q(\Sigma_1,...,\Sigma_{n-2})=\sum_{i=1}^{n-2}Q(\Sigma_i)$ максимальна (из групп $\Sigma_1,...,\Sigma_{n-2}$ после объединения состоит множество Σ, если Σ_j состоит из 1 точки, то $Q(\Sigma_j)=0$); в итоге получим *s* групп (*k* < *s* < *n*), каждая из которых состоит не менее чем из 2 элементов;

3. из *s* групп выбираем 2 группы Σ_u и Σ_v, кучность объединения $Q(\Sigma_u\cup\Sigma_v)$ которых в сумме с кучностями всех остальных (*s* – 2) групп максимальна: $l, j\in\overline{\{1,s\}}$, $l\neq j$,

$$Q[u,v]=Q(\Sigma_u\cup\Sigma_v)+\sum_{i=1}^{s}Q(\Sigma_i)-Q(\Sigma_u)-Q(\Sigma_v)=\max\left[Q(\Sigma_l\cup\Sigma_j)+\sum_{i=1}^{s}Q(\Sigma_i)-Q(\Sigma_l)-Q(\Sigma_j)\right].$$

Эти группы Σ_u и Σ_v объединяем, количество групп становится (*s* –1); объединение продолжаем, пока число групп не станет равным: получим (*s* – *l*) компактных подмножеств, которые содержат блоки с минимально различными плотностями в каждом слое.

Каково же число блоков в слое? Производим объединение пар групп, пока не получим одну пару. Вычисляем разницу кучностей $\Delta Q_i=Q_{i+1}[u,v]-Q_i[u,v]$, $i=\overline{1,s-2}$, среди них выбираем наименьшую. Шаг, на котором ΔQ_i (градиент увеличения суммарной кучности групп) минимальна, соответствует наименее целесообразному объединению, и объединение останавливается: если $\Delta Q_l=\min\Delta Q_i[u,v]$, $i=\overline{1,s-2}$, то число классов на множестве *A* равно (*s* – *l*).

Также полезно включить в мониторинг измерения вертикального градиента силы тяжести V_{zz}, поскольку доказана [9] его целесообразность при восстановлении слабо дифференцированной по плотности верхней части разреза. Поскольку вертикальный градиент – функция плотности и формы тела, то очаг разуплотнения под более плотным объектом создаст на поверхности его отрицательную аномалию. Зная распределение поля вертикального градиента силы тяжести, можно выявить очаг разуплотнения и определить его параметры.

Максимальный учет априорной информации о среде осуществляем, выбирая надлежащие модели среды [4] (звездные области известной плотности внутри компактных множеств в банаховом пространстве данных) и внедряя в функционалы типа невязки в регуляризирующих алгоритмах [10] дифференциальные стабилизаторы, собственные функции которых совпадают о собственными функциями исходных операторов [11].

Изложенные соображения проверены на модельных примерах, но требуется их экспериментальная проверка на полевых материалах.

1. *Дубовенко Ю.И., Черная О.А*. О роли 4D гравитационного мониторинга геологической среды в решении геоэкологических задач: XI Уральская молод. науч. школа по геофизике, 15-19 марта 2010 г., Екатеринбург. – Сб. тез. – Екатеринбург, 2010. – С. 101-103.

2. *Dubovenko Yu., Chorna O*. On the role of 4D gravity monitoring of geological media // Геофиз. журн. – 2010. – **32**, № 4. – С. 41-46.

3. *Болотнова Л.А*. Эколого-геологическое изучение состояния геологической среды урбанизированных территорий: геофизический аспект / В. В. Филатов, Л. А. Болотнова // IX геофиз. чтения им. В.В. Федынского. 1-3 марта 2007 г.: тез. докл. - Г., 2007. - С. 43-44;

4. *Дубовенко Ю.И*. Определение контактной границы по значениям производных

логарифмического потенциала на существенно ограниченных множествах: Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук. 04.00.22. К., 2005. - 19 с.
5. *Legostaeva O.V., Starostenko V.I., Yegorova T.P.* Automatized system of 3-D gravity modelling: the main principles and software // Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Geodesy, Annales Geophysicae, Part I, Supplement I.-1998.-V.16.-P.26;
6. *Двуліт П.Д.* Методи врахування впливу геофізичних факторів на варіації гравітаційного поля Землі. – Дис. ... д-ра техн. наук: 05.24.01. / Львівська політехніка. – Львів, 1999. – 225 с.
7. *Собакарь Г.Т.* Квазипериодические вариации силы тяжести Земли, их природа и научно-прикладное значение // Геофиз. сб. АН УССР. – Вып. 46. – 1972. – С. 31-42.
8. *Литвинов А.Я.* Компактно группирующий алгоритм классификации геологических обьектов // Моделирование процесса анализа геолого-геофизической информации на ЭВМ. – Под ред. Г.И. Каратаева. – Минск, 1973. – С. 50-52.
9. *Сусин О.А., Антонов Ю.В., Слюсарев С.В.* Теоретические и практические аспекты микрогравиметрических исследований (Δg и V_{zz}-измерений) при решении геоэкологических задач // Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану геологічного середовища: Матер. II Міжн. наук. конф., Київ, 8-10.10.2001 р. – Київ, 2001. – С. 48-51.
10. *Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г.* Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. – М.: Наука, 1983. – 200 с.
11. *Черная О.А.* Исследование обратных задач теории логарифмического потенциала для тел, близких к заданным: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук: 04.00.22. / ИГФ НАНУ. – Киев, 1999. – 26 с.

****

УДК 550.347.095.25

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ВКМ

А.И. Дубянский
тел. 8-(473)- 255-78-44, E-mail: dub@geophes.vsu.ru
Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В статье рассмотрены результаты оценки по значениям сейсмических скоростей характера динамичебского режима формирования горных пород кристаллического фундамента ВКМ

Оценка динамического режима, который существовал в период формирования и развития структурно-формационных комплексов пород, является важным фактором в прикладном и научном смысле. Характер направленности и знак динамического воздействия определяет зоны, перспективные на различного рода полезные ископаемые и позволяет реконструировать развитие тектонических процессов в геологическом прошлом. Среди многих геолого-минералогических факторов, зависящих от активности тектонических процессов, следует назвать петрофизические, в числе которых важнейшими при решении данного вопроса являются скорости распространения упругих волн.

Определения на керновом материале показали, что в породах одного состава, о чем свидетельствует практически постоянная плотность и определения по шлифам, скорости Р-волн изменяются в очень широких пределах [1]. Вполне вероятным объяснением этого факта является различная степень контактной упругости между зернами минералов, которая прямо зависит от характера динамического воздействия в период формирования горной породы.

Представляется возможным получение оценки режима компрессионного воздействия на структурно-формационные комплексы пород докембрийского фундамента

Воронежского кристаллического массива. Этому способствует хорошая изученность территории бурением и большим объемом петрофизических определений. В качестве основного типа пород были рассмотрены скоростные и плотностные свойства гнейсовых образований, которые в эрозионном срезе докембрийского фундамента ВКМ получили преобладающее развитие. Они составляют более 70 % территории региона, а в нижнеархейских блоках до 85% [2]. Кроме этого, как показано в работе [3], для гнейсов ВКМ характерно отсутствие корреляционной связи между скоростью продольных волн и плотностью. Для получения данных о характере динамического воздействия на участках отсутствия гнейсовых образований использовались скоростных параметры других типов пород. С целью учета влияния на Vp вещественного состава рассматривались отношения значений скоростей к плотности, которые определялись вдоль профилей ГСЗ.

Рассматриваемая территория в поле значений Vp/σ схематически разделяется на зоны с повышенными и пониженными значениями отношения скорость-плотность по отношению к среднему уровню, который составляет 2.2. В пределах мегаблока КМА выделяется центральная часть, сформированная в режиме тектонического растяжения, к которой приурочены основные железорудные месторождения (рис. 1).

Практически со всех сторон зона разгрузки напряжений окружена зонами с повышенными значениями Vp/σ. В геологическом плане в эти зоны на западе попадают Шептуховская и Сумская, на юге – Двуреченская и Россошанская, на востоке – Курско-Бесединская, Ливенская и Касторненская купольно-кольцевые структуры архея.

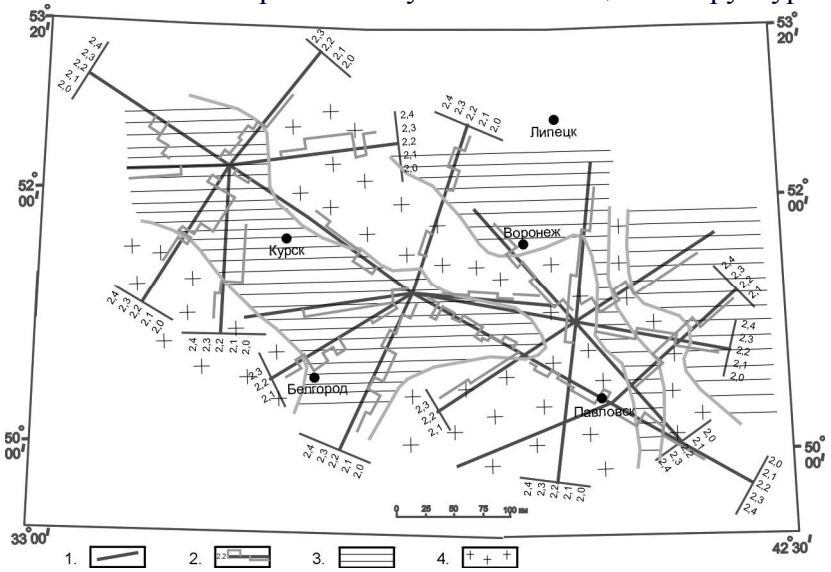


Рис. 1. Схема пространственного распределения на уровне эрозионного среза докембрийского фундамента ВКМ зон относительного «сжатия» и «растяжения». *1 – профили ГСЗ; 2 – графики Vp/σ; 3 – зоны, в которых Vp/σ меньше 2.2; 4 – зоны, в которых Vp/σ больше 2.2.*

Лосевская шовная зона по знаку аномалий Vp/σ разделяется на северную и южную части, границей которых является Воронежско-Курский разлом коромантийного заложения. В северной части отмечается область растяжения , в южной – сжатия.

В восточной части исследуемой территории синклинорные структуры этапа эпикратонного прогибания, представленные флишоидной углеродисто терригенно-сланцевой формацией в поле значений Vp/σ представлены в целом пониженными величинами. Хоперский мегаблок четко выделяется лишь южнее Воронежско-Курский разлома. В западной его части две относительно узкие субмеридиональные области растяжения соответствуют синклинорным структурам, разделенным зоной повышенных значений отношения скорость-плотность.

Таким образом, формирование синформных образований в докембрии связано с режимом тектонического растяжения, а положительные структуры архея и в том числе купольно-кольцевые структуры – в режиме сжатия.

Схемы пространственного распределения скоростей полученные по данным глубинных сейсмических исследований для различных уровней земной коры региона, показали, что примерно до 6км аномалии скорости продольных волн совпадают с зонами сжатия -растяжения. С увеличением глубины корреляция приповерхностных и глубинных аномалий нарушается, что свидетельствует о существовании различных геодинамических режимов формирования и развития внутренних структур земной коры. геодинамических режимов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дортман Н.Б., Васильева В.И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. «Недра». –Москва, 1964. –326 с.
2. Афанасьев Н.С., Кривцов И.И. Петрофизика, эволюция и металлогения земной коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / Вест. ВГУ. Геология. 2002. –№1. С. 210-221.
3. Афанасьев Н.С. Корреляция плотности и скорости распространения продольных волн в горных породах ВКМ / Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976. –С. 119-122.

****

УДК 528.029.67:685.34.016.2:550.836.2

ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ В ПЛАНЕ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В.И. Дубянский
тел. 8-(473)- 220-85-88, E-mail: vdb20062@yandex.ru
Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Abstract: In article the original method and preliminary results of optical modeling of the thermal fields connected to mafite intrusions of Khoper megablock (VKM) is described. The received data on evolution of a thermal field in spatial dimensions allow to apply new approaches to classification of intrusive objects, their associations in magmatic systems, and also to reveal localization of sources of the most intensive magmatic activity.

Кристаллический фундамент Хоперского мегаблока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) пронизан многочисленными интрузиями базит-ультрабазитового и в меньшей мере гранитоидного состава. С западной стороны мегаблок четко ограничен Лосевско-Мамонской шовной зоной, в пределах которой магматические образования проявляются в значительно меньшей степени и характеризуются в основном гранитоидным составом. С интрузиями мафитового ряда связаны месторождения сульфидного никеля и платиноносные формации [1]. Геометрическое распределение этих интрузий на площади Хоперского мегаблока представляет собой пёструю картину состоящую из цепочек и скоплений интрузивных тел разного размера в плоскости кристаллического фундамента (рис. 1а). Здесь традиционно рассматривается приуроченность интрузий к системе ортогональных разломов и узлам их пересечения. С другой стороны, геометрия распределения магматических объектов на поверхности Земли таких как вулканы, интрузии, островные дуги и подводные горы в определенной степени отображает тектоно-фические и магматические процессы их образования. Например, самоорганизация диссипативных систем приводит к образованию полигональных структур

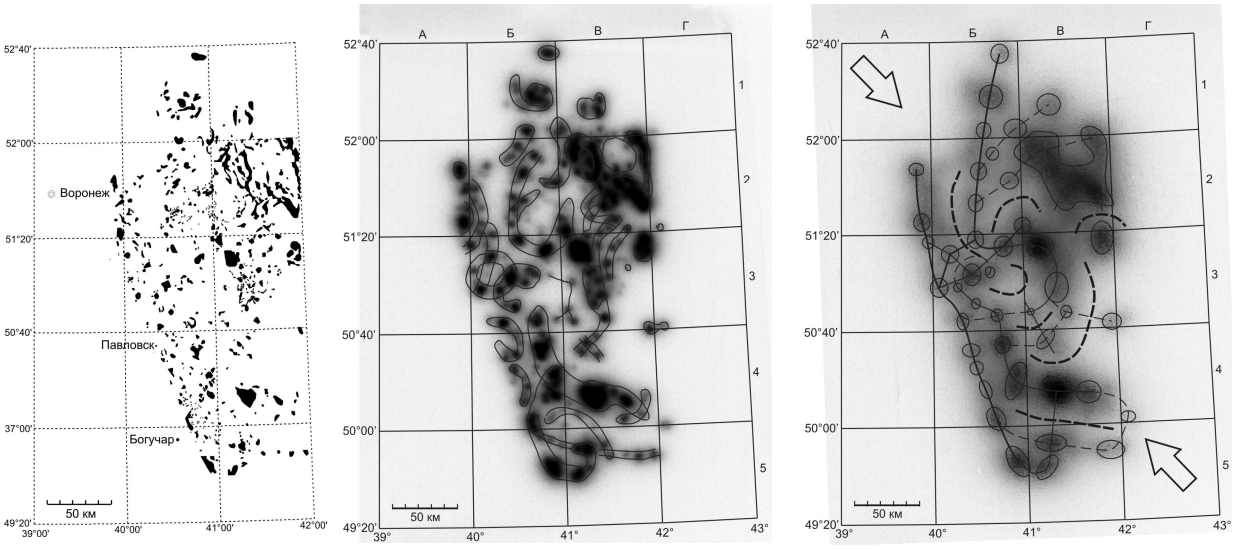
конвекции в виде ячеек Бенара [2]. Порции магмы в восходящем тепловом потоке при этом локализуются или в центрах ячеек или в их узлах, создавая на поверхности эквидистантное распределение интрузивных тел.

Для установления объективных закономерностей распределения интрузий на площади Хоперского мегаблока ВКМ, выявления зон магматической активности (ЗМА) на поверхности фундамента, палео-магматических очагов внутри земной коры и, возможно, мантийных плюмов, применялась методика оптико-цифрового моделирования теплового поля остывающих интрузий и его распределения в плане и объёме вмещающей среды.

Идейное содержание метода моделирования заключается в том, что тепловое поле или, в общем случае, любое потенциальное поле излучамое каждым интрузивным телом суммируется в окружающем пространстве и естественным образом объективно отображает геометрию и интенсивность реальных энергетических связей между ними. В данном контексте изображение каждого интрузивного тела на геологической карте рассматривается как сигнал потенциального геологического поля (геосигнал), который излучает в пространство тепловое поле или его модель. Восстановление теплового поля базит-гипербазитовых интрузий Хоперского мегаблока ВКМ проводилось методом оптико-цифрового моделирования [3].

Для этой цели на плоский экран монитора ЭВМ выводилась упомянутая геологическая карта интрузий (М 1:200000), на которой отображались только интрузивные объекты в виде негатива, т. е. прозрачных геосигналов на нейтральном черном фоне. По аналогии с оптической голографией такое изображение можно назвать «геограммой» [3, 4].

На рис.1а показана геограмма интрузий в виде позитива (для удобства восприятия при печати).



а б в

Рис.1. Результаты оптического моделирования теплового поля интрузий Хопёрского мегаблока ВКМ.

а – геосигналы мафит- ультрамафитовых интрузий; б – изображение теплового поля интрузий в ближней зоне, где оконтурены зоны магматической активности; в – изображение теплового поля в средней зоне, где обозначены энергетические максимумы, линии их связи и осевыз линии ЗМП, стрелками указаны направления современных напряжений в земной коре (по Кашубину, 2002).

Каждый светящийся элемент экрана монитора представляет собой элементарный диффузионный излучатель, который создаёт в пространстве перед экраном световое поле с точностью до постоянной соответствующее температурному. Изменение глубины регистрации светового потока от нуля до максимального значения позволяет получить

картину пространственного распределения теплового поля интрузий от начальной температуры до минимальной, которая приближается к фоновому значению. Цифровая фоторегистрация оптического аналога ТП проводилась в последовательных сечениях Z_i = const в плоскостях параллельных геограмме. На рис. 1б демонстрируется распределение теплового поля (ТП) базит-гипербазитовых интрузий в ближней зоне. Дискретное распределение геосигналов интрузий трансформировалосъ в локальные зоны магматической активности (ЗМА) в виде интенсивных изометрических пятен, объединенных температурным полем в магматические системы, которые в плане могут быть аппроксимированы дугообразными, вихревыми и кольцевыми формами. При этом учитывается:1- близкие по размеру и интенсивности ЗМА; 2- близкие к одинаковым расстояния между ЗМА; 3- наличие объединяющего ЗМА теплового (потенциального) поля; 4-наличие разделяющих ЗМА зон отсутствия интрузий, которые обозначаются как зоны магматической пассивности (ЗМП).

Средняя стадия эволюции объединенного ТП интрузий демонстрирует развитие процесса интеграции локальных ЗМА в пределах однозначно выделяемых субмеридиональных полос повышенного энергетического фона (рис. 1в) см. квадраты Б-1, Б-2, Б-3, Б-4). В квадрате Б-3 обнаруживается сложный узел стыковки квазилинейных и спиральных магматических систем, разделенных спиралевидными ЗМП. Протяженность линейных систем в плане составляет от 50 км до 300 км. На изображении ясно выделяются интенсивные пятна магматических очагов в северо-восточной и юго-восточной областях исследуемой площади. Вертикальные сечения восстановленного энергетического поля отображают глубины порядка 25-35 км. Выявленные особенности распределения теплового поля позволяют сделать предположение, что в указанном диапазоне глубин и промежутке времени активной интрузивной деятельности доставка магматического материала происходила по ослабленным зонам и каналам, имеющим соответствующую глубину заложения и распределение на площади, показанное на Рис.4 кружками и соединяющими их линиями. Плоская форма разломов глубокого заложения подверглась искажению в пределах квадрата Б-3, где за счет разносторонних тангециальных напряжений субдуцирующих блоков земной коры [1] или процесса надвига с востока Волго-Уральского протоконтинента [2], возник крутящий момент в направлении движения часовой стрелки. В этом процессе принимали участие три консолидированных блока Земной коры, проявленные в виде устойчивых во времени ЗМП серповидной формы.

Завершающая стадия эволюции обобщенного ТП интрузий приводит к его концентрации в области наибольшего прогрева, которые маркируют положение основных магматических очагов (плюмов) Хоперского мегаблока. Глубина наиболее интенсивного плюма в квадрате В-2, очевидно, относится к верхам мантии или подошве коры (40-45 км). Менее интенсивные плюмы в квадрате В-4 и В-3, Б и В-5 предположительно расположены выше границы М, в низах земной коры.

Рассмотренный выше метод моделирования теплового поля интрузий позволил получить дополнительную важную информацию о тектоно - магматических особенностях строения территории Хоперского мегаблока ВКМ. При этом оказалось возможным: автоматически и, следовательно объективно, выявить системные энергетические связи интрузивных образований между собой и глубинными источниками магматизма, сделать вывод о наличии этажности в структурировании земной коры за счет резкого увеличения раздробленности снизу вверх от глубины порядка 25-30 км; сделать вывод о характере тектонических напряжений в земной коре, способствующих образованию разломов глубокого заложения и тектоно-магматических структур вихревого типа; выявить глубинные магматические очаги и подтвердить существование их связей с определенными комплексами интрузивных пород.

Литература:
1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Геодинамические и минерагенические ряды в общей модели эволюции докембрийской литосферы (на примере ВКМ). Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI Международной конференции 20-24 сентября 2010 года.- Воронеж: Научная книга, 2010.- Т.2.-С.319-326.
2. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС. 2001. 312 с.
3. Дубянский В.И. Способ определения теплового поля от интрузивных массивов. А.С. СССР, № 1809055 А1. Описание изобретения. Бюлл. № 14. 15.04.1993 г.
4. Денисюк Ю.Н. Голография и ее перспективы. //Проблемы оптической голографии.- М. «Наука», 1981. С. 5 – 12.
5. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Корчагин И.Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. – Киев: Наукова думка, 1989. 192 с.
6. Минц М.В. Глубинное строение Рязано-Саратовского и Восточно-Воронежского внутриконтинентальных коллизионных орогенов: профиль 1-ЕВ, 2450-3500 км. Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVIМеждународной конференции 20-24 сентября 2010 года..- Воронеж: Научная книга, 2010.- Т.2. – С. 62-63.

****

УДК 550.361

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНАХ СИЯП И НОВОСИБИРСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

А.Д. Дучков, С.А. Казанцев, Д.Е. Аюнов, М.Е. Пермяков.
Тел/факс 383-3302591, DuchkovAD@ipgg.nsc.ru
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия.

Annotation

In this report authors discuss the results of a temperature monitoring in holes of Semipalatinsk Test Nuclear Site (Kazakhstan) and around the powerful vibrator (Novosibirsk range). Within the limits of STNS our observations have revealed the abnormal heated-up sites. We assume that these sites mark the gasification zones in cavities of the underground nuclear explosions. Temperature monitoring near the operating vibrator has revealed the seismothermic anomalies. Interpretation these anomalies allow to study process for thermal dissipation of the elastic waves near the vibrating source.

В 2009-2010 г. в рамках интеграционного проекта СО и УрО РАН нами организован мониторинг температуры (Т) в наблюдательных скважинах Семипалатинского испытательного ядерного полигона (СИЯП) и в грунтах, подстилающих 40-тонный низкочастотного вибратор (Новосибирский полигон). В докладе кратко представлены полученные при этом основные результаты. Запись температуры во всех экспериментах осуществлялась с применением автономных измерителей температуры (АИТ), разработанных и изготовленных в ИНГГ СО РАН [1]. В качестве датчиков использовались терморезисторы и цифровые приборы DC18B20 и ADT7410. Прибор последнего поколения ADT7410 (уровень чувствительности - $0{,}008^0$C) сочетает в себе температурный датчик и амплитудно-цифровой преобразователь (сигма-дельта АЦП). Отличие этих устройств от термисторов или металлических датчиков состоит в том, что на их выходе температура выдается сразу в ^{0}C. Обмен данными и управление осуществляется посредством интерфейса SPI (ADT7310) или I2C (ADT7410). Напряжение питания 2.7…5.5 В. Выпускается ADT7410

в 8-выводных корпусах SOIC. При помещении ADT7410 в термокосу к нему добавляют еще одну микросхему (микроконтроллер) и тогда для связи, например, 10 таких устройств (датчиков) достаточно трёх проводов. В этом заключается заметное преимущество цифровых датчиков перед термисторами. В новой конфигурации измеритель осуществляет периодический опрос датчиков, запись данных в память и их передачу в компьютер. При этом процессор сам выбирает для опроса каждый датчик по его индивидуальному номеру. Благодаря этому число датчиков в косе можно значительно увеличить при минимальном количестве проводов. В то же время в целях гидроизоляции термокосу с цифровыми датчиками приходится помещать в защитную трубку.

СИЯП. Значительная часть подземных ядерных взрывов (ПЯВ) проведена на территории полигона в скважинах, пробуренных в горных породах, содержащих углистые материалы. Высокие температуры в момент взрыва приводили к подземной газификации углей. До настоящего времени этот процесс не затих. Наоборот, имеются признаки его активизации. Для изучения и прогнозирования процессов, протекающих в котловых полостях ПЯВ, сотрудниками полигона пробурены наблюдательные скважины глубиной до 70 м. В одной из этих скважин мы организовали автономный мониторинг температуры (8-10 измерений в сутки), а в других - регулярный термокаротаж. По разным причинам мы пока располагаем коротким рядом мониторинговых наблюдений (5 месяцев в 2009-2010 гг.). Этих данных недостаточно для обоснованных выводов. Можно только отметить, что в июне-ноябре 2010 г. во всем интервале измерений (6о м) зарегистрирован рост Т примерно на 0.2-0,3 ^{0}С. Результаты термокаротажа наблюдательных скважин показаны на рис. 1. Очевидно, что по температурному режиму исследованные скважины можно разделить на две группы: «холодные» и «горячие». В «холодных» скважинах (1010/2, 1086/1, 1053/1, 1267/1) на глубине 20 м температура пород составляет 8.1-8,7 ^{0}С, а геотермический градиент (Г) в интервале 30-70 м - 14-15 мК/м. Такие очень низкие значения Т и Г характерны для этого региона и на больших глубинах [2]. В «горячих» скважинах (1061/1 и 1234) зафиксированы по всему разрезу более высокие температуры (на глубине 20 м - 9,5-10 ^{0}С). В этих скважинах температура быстрее нарастает с глубиной. Геотермический градиент здесь (в интервале 20-40 м) достигает 50-60 мК/м. Таким образом, термокаротаж наблюдательных скважин позволил выявить в пределах СИЯП аномально разогретые участки горных пород. Наиболее вероятно, что эти аномалии Т вызваны подъемом к поверхности нагретого газа из зон подземной газификации. Этот процесс достаточно подробно теоретически и экспериментально обоснован в работе [3] на примерах проявлений геотермальной активности в эпицентральных зонах ПЯВ СИЯП.

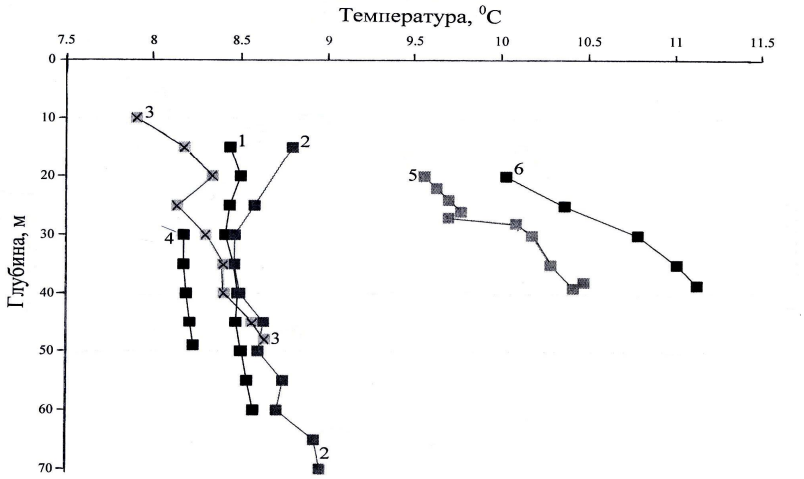


Рис. 1. Результаты термокаротажа наблюдательных скважин площадки Балапан: графики 1-6 принадлежат скв. 1010/2, 1086/1, 1053/1, 1267/1, 1234 и 1061/1, соответственно. Измерения выполнены 17.06. и 04.11. 2010 г.

Виброполигон. Одним из малоизученных экспериментально физических явлений является тепловая диссипация упругих волн в реальных средах. С одной стороны, очевидно,

что хорошо известный в сейсмике эффект поглощения сейсмических волн согласно закону сохранения энергии должен быть связан, прежде всего, с выделением и рассеянием тепла. Но с другой – прямое экспериментальное измерение этого явления во многих случаях встречает значительные трудности технического порядка. Так, при использовании сейсмических воздействий сейсморазведочного энергетического уровня в высокодобротных консолидированных средах сейсмотермический эффект (СТЭ), характеризуемый нагревом среды, согласно расчетам столь ничтожен, что не поддается прямым температурным измерениям современными средствами. Его измерение в настоящее время возможно либо при весьма мощных сейсмических воздействиях, например, вблизи промышленных взрывов или очагов землетрясений, либо в рыхлых низкодобротных средах. Между тем, изучение СТЭ имеет не только фундаментальное значение, но может найти и вполне практическое применение именно в таких средах. Так, при генерации сейсмических волн вибрационными источниками отношение величины тепловых потерь к полезной упругой энергии возбужденных волн в ближней зоне может служить, во-первых, объективным показателем, диссипативных характеристик верхней части разреза, обычно сложенной рыхлыми отложениями, и, во-вторых, характеристикой сейсмической эффективности самого источника колебаний. Впервые регистрация СТЭ была выполнена Л. Л. Худзинским [4]. Для дальнейшего исследования физики процесса преобразования части упругой энергии в тепловую с сентября 2010 года нами организованы наблюдения температуры в ближней зоне 40-тонного низкочастотного (8-10 Гц) вибратора ГС СО РАН, расположенного на полигоне Быстровка вблизи г. Новосибирска. Разрез под вибратором сложен суглинками, перекрытыми 40-сантиметровым почвенным слоем. В качестве температурных датчиков использованы восемь терморезисторов, размещенных в грунте около платформы вибратора и под ней. Датчики связаны проводами с автономным измерителем температуры (АИТ), размещенным около вибратора. Вибратор работал в ночное время по 9 часов каждую неделю. Рабочий сеанс вибратора включал пять часовых периодов непрерывного воздействия на грунт, разделенных часовыми паузами. АИТ фиксировал показания датчиков Т постоянно с 30-минутной периодичностью, записывая большую часть времени климатические изменения температуры грунта. Во время работы вибратора опрос датчиков осуществлялся через 20 секунд. На рис. 2 приведены результаты наблюдений температуры грунта вокруг платформы вибратора на глубине 1, 2, 3 метра (датчики № 2, 4 и 8 соответственно) за период с 20 сентября по 18 октября 2010 года. На них отражены как сезонные вариации температуры, так и её аномалии, которые представляют собой еженедельные увеличения температуры, приходящиеся на сеансы работы вибратора. Во время работы вибратора

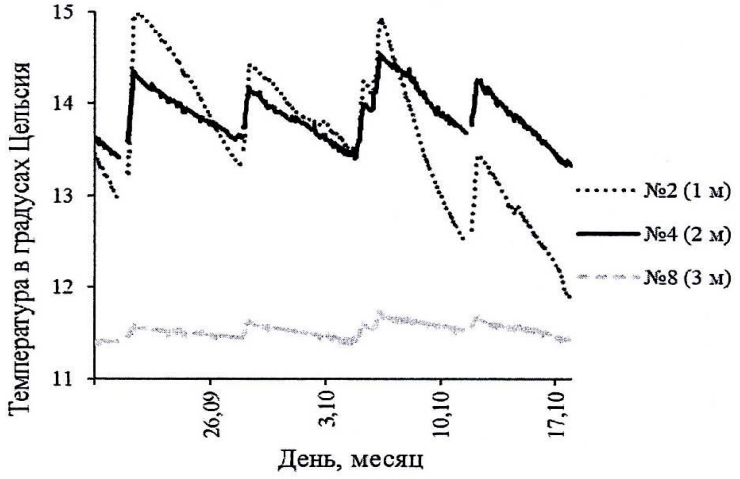


Рис. 2. Фрагменты мониторинга температуры датчиками № 2, 4, 8, расположенными возле платформы вибратора на глубинах 1, 2 и 3 метра, соответственно. Период измерений 20.09-18.10. 2010 г. Период опроса датчиков – 20 сек во время работы вибратора (периоды резкого роста Т) и 30 мин в остальное время.

все датчики фиксируют разное по амплитуде ступенькообразное возрастание температуры, связанное с сейсмотермическим эффектом. На глубине 1 м (датчик №2) за счет СТЭ

температура вырастает в среднем на 1,1^{0}С (разброс 1-2^{0}С). Датчик № 4, расположенный на глубине 2 метра, фиксирует суммарный рост температуры за одну серию порядка 0,6^{0}С. Несколько меньшая (порядка 0.2^{0}С) аномалия, регистрируется датчиком № 8, погруженным на расстоянии 1 метр от края платформы на глубину 3 м. В последующие дни эта аномалия рассеивается до начала следующей серии сеансов через неделю. Таким образом, организованная в зоне действия вибратора система мониторинга Т позволила четко обнаружить сейсмотермические аномалии в грунтах. Можно примерно оценить, что при данной точности измерительной аппаратуры, термические аномалии от работающего вибратора ощущаются примерно в пределах полусферы с центром в центре плиты и радиусом 3-4 м. Интерпретация этих аномалий позволит в дальнейшем оценить, какая доля упругой энергии, образующейся при работе сейсмического вибратора, преобразуется в тепловую энергию.

Исследования поддержаны Интеграционным проектом СО РАН (с УрО РАН) № 125 «Изучение вариаций геотемпературного поля по данным непрерывного мониторинга температуры в скважинах и донных осадках» и Междисциплинарным интеграционным проектом РАН №16.8 (2009-2011 гг.).

Список литература

1. Казанцев С.А., Дучков А.Д. Аппаратура и результаты мониторинга температуры геологических объектов // Тепловое поле земли и методы его изучения. Сборник научных трудов. Отв. ред. Ю.А. Попов. - М.: РГГРУ, 2008. – С. 102-107.
2. Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса // М.: Изд-во РУДН, 1996. - 289 с.
3. Бусыгин В.П., Андреев А.И., Косолапов С.А. Термический режим дневной поверхности в эпицентральной зоне подземных ядерных взрывов // Физика Земли. – 1999. - №11. С.68-74.
4. Худзинский Л. Л. Результаты температурных исследований под плитой виброисточника// Докл. РАН. 1990. Т. 314, № 4. С. 834 – 837.

****

УДК 622.7.016.3: 543.22

РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД НА EDXRF СПЕКТРОМЕТРАХ РЛП-21 И РЛП-21Т

Ефименко С.А.[1], 8-71063-22276, glavgeof@kazakhmys.kz
Портнов В.С.[2], Турсунбаева А.К.[2],Маусымбаева А.Д.[2], 8-7212-567862, umo@kstu.kz
[1] -ТОО «Корпорация Казахмыс», г. Жезказган, Казахстан
[2] – Карагандинский государственный технический университет, г. Караганда, Казахстан

Methods of definition of maintenances of the basic and accompanying industrial elements in polymetallic copper and sulphides, leaden and sulfide and oxidized copper- bearing sandstones of deposit Zhezkazgan are developed. The use of modern spectrometers provides the simultaneous analysis on 34 elements (RLP-21). Design features of the spectral sensor RLP-21T can define in addition the maintenance of "easy" elements – Al, Si, S, P without use of the vacuum pump or inert gas. The method of definition of rhenium in deposit ores is considered.
Key words: spectrometer, maintenance, guality control,ore mining

Разработаны методики определения содержаний основных и сопутствующих промышленных элементов в полиметаллических медно-сульфидных, свинцовых и сульфидно-окисленных медистых песчанниках месторождения Жезказган. Использование современных спектрометров обеспечивает одновременный анализ на 34 элемента (РЛП-21). Конструктивные особенности датчика спектрометр РЛП-21Т позволяют дополнительно определять содержание «легких» элементов — Al, Si, S, P без использования вакуумного

насоса или инертного газа. Рассмотрена методика определения рения в рудах месторождения.

Ключевые слова: спектрометр, содержание, управление качеством, добыча руд

Управление качественными и количественными показателями требует организации постоянного, оперативного и высокоэффективного мониторинга за элементным составом руд и валовым содержанием в рудах всего списка основных и сопутствующих промышленных элементов. Вопросы экологии окружающей среды требуют организации эффективного мониторинга за содержаниями в рудах и промышленных продуктах обогатительного и металлургического производств корпорации экологически вредных элементов.

Руды месторождения медистых песчаников Жезказган характеризуются полиметаллическим составом (промышленные элементы: основные – Cu, Pb, Zn; сопутствующие – Ag, Re, Cd, S); четырьмя технологическими сортами: медные сульфидные, комплексные (Cu-Pb, Cu-Pb-Zn), свинцовые (Pb, Pb-Zn, Zn) и смешанные (сульфидно-окисленные); отсутствием явно выраженных контуров рудных тел; горизонтальным и пологим залеганием рудных тел.

Задача по определению содержаний сопутствующих (Ag, Re, Cd, S) и экологически вредных элементов была успешно решена, благодаря тесному сотрудничеству ТОО «Корпорация Казахмыс» с ТОО «Физик» (Алматы) – разработчиком и производителем современных лабораторных энергодисперсионных рентгенофлуоресцентных спектрометров (EDXRF) РЛП-21 и РЛП-21Т, которое обеспечило геофизическую службу ПО «Жезказганцветмет» этими приборами для анализа проб руд рентгенорадиометрическим методом (РРА).

Спетрометр РЛП-21 позволяет одновременный РРА на 34 элемента (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, In, Sn, Sb, Ta, Hg, Bi, W, U, Th). РЛП-21 – это датчик, спектрометрическое устройство (СУ), персональный компьютер и принтер. В датчике размещаются: СУ, блок возбуждения (4-6 изотопных источников америций-241), промежуточная мишень (Cs или Ba), блок управления, Si–Li полупроводниковый детектор (ППД) площадью 100мм^2, механизм перемещения турели с пробами, сосуд Дюара. СУ выполнено в виде отдельной платы, включающей: микропроцессор DS5002FP, программируемую логическую интегральную схему (ПЛИС) типа FPGA, набор технических средств для работы ППД. Время анализа пробы – 415 сек.

Спектрометр РЛП-21 обеспечивает: а) III категорию точности (точность рядового химанализа) по ОСТ 41 – 08 – 205 – 04 для: Ag (в 19, имеющихся в наличии, ГСО); Zn (17); Pb (16); Cu и Fe (13); Cd (11); Ba (10); Mn (8); Sr (7); Se (6); As, In и Mo (4); Ni и Sb (3); Bi, Ga, Y, Rb, Nb, Th, U (1). Точность РРА на Ag на ГСО-4822 ДВГ (0,40 ppm) и ГСО-8076 (0,67 ppm) – IV категория; б) низкие пределы обнаружения элементов (по критерию 3σ): Ag 1,2 ppm (ГСО-3029; C(Ag) = 2,1 ppm), Cd – 1,35 ppm (ГСО-4822 ДВГ; C(Cd) = 5,0 ppm); Zn 0,0058% (ГСО-2887; C(Zn) = 0,011%), Pb 0,0084% (ГСО-2887; C(Pb) = 0,037%).

Спектрометр РЛП – 21 оснащен: а) универсальной методикой, позволяющей вести анализ по принципу «объекты анализа разные – градуировка одна»; б) идентификатором аналитических линий элементов в аппаратурных спектрах с расширенными возможностями (идентификация линий производится по 14 параметрам с использованием всех линий K- и L-серий элементов) и без проблем справляется с тестом на ГСО-3596, содержащем As и Pb, линии которых AsKα и PbLα имеют одинаковую энергию 10,5 кэВ: аттестованные содержания – C(As) = 1,21%; C(Pb) = 0,56%; фактические – C(As) = 1,21%; C(Pb) = 0,57% (тест на ГСО-3597 с C(As) = 4,96% и C(Pb) = 0% также положителен: «ложной» аномалии свинца от мышьяка нет: C(As) = 3,92% и C(Pb) = 0,009%).

РЛП–21 оснащён программным обеспечением, позволяющим реализовать: а) 4 режима обработки вторичных градуировочных гамма-спектров: разложение (из исходного спектра выделяются линии K- и L-серий элементов), метод моментов (в разложенный спектр вписываются Гауссы с параметрами градуировки, полученными методом моментов), метод

Гаусса (в разложенный спектр вписываются Гауссы с параметрами градуировки, полученные логарифмированием спектра и вписывания прямой линии) и нелинейный метод (в исходный спектр вписываются Гауссы с параметрами градуировки, полученными методом минимизации); б) высокоэффективный, точно рассчитанный под специфику решаемых аналитических задач, способ учета эффекта матрицы – упрощенный вариант метода фундаментальных коэффициентов (анализ руд с любых месторождений, проб промпродуктов обогатительных фабрик и металлургических заводов ведется по единой градуировке); в) 3 метода расчета коэффициентов полиноминальной функции от содержаний определяемых элементов (плоскость 1, плоскость 2 и поверхность 1), чем обеспечивается оптимальный учет соотношения линий в сериях при изменении вещественного состава руд; г) высокоэффективный учет взаимного влияния элементов: проблемы разделения линий элементов с соседними атомными номерами (Cu, Zn, например) не существует; д) визуальный (на экране монитора) контроль порядкового номера измеряемой пробы.

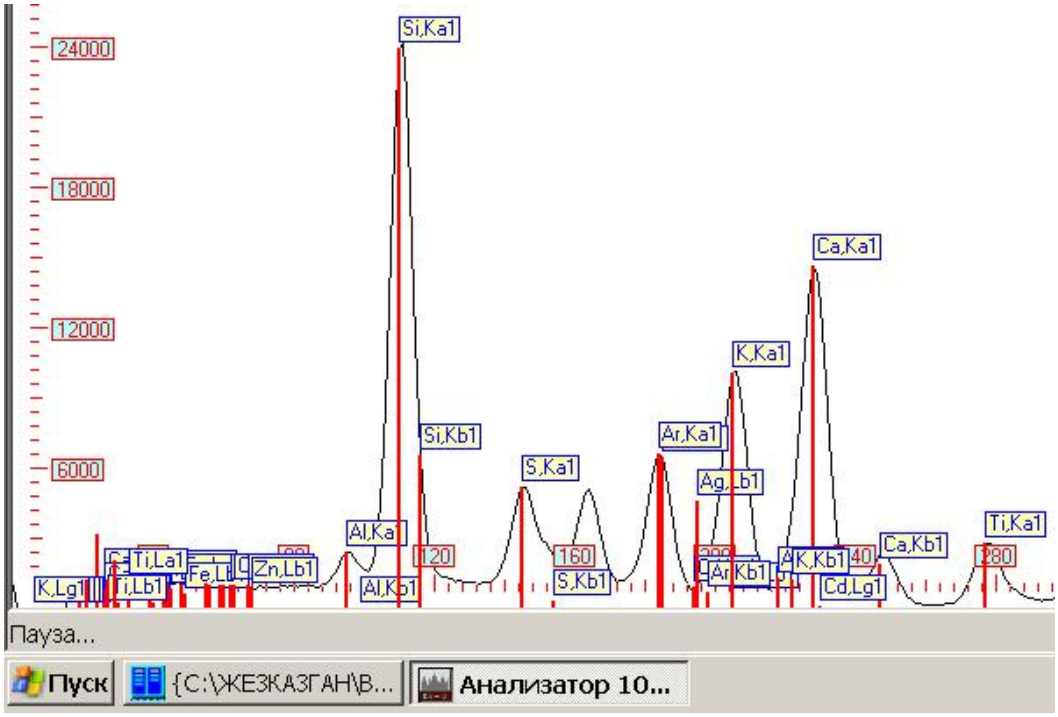


Рисунок 1. Фрагмент спектра пробы полиметаллической руды в области легких (Al, S, Si) элементов

Спектрометр РЛП-21Т (3-я модификация) обеспечивает РРА на 27 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, Sn, Sb, Bi, W) в режиме «полиметаллы» и на 25 элементов (Cu, Pb, Zn, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Ni, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sb, Bi, W плюс оценка содержаний S, Si, Al) в режиме «легкие элементы». РЛП-21Т – это: рентгеновская трубка (5 Вт), ППД (детектор PIN-диод площадью 5÷20 мм^2 и толщиной 300÷500 микрон) с термоэлектрическим охлаждением; кюветы металлические, цельнотянутые, диаметром 25мм; излучение подается на кювету сверху.

Последняя модификация РЛП-21Т (трубка 50 Вт, SDD детектор площадью 25мм^2) обеспечивает проведение РРА на 34 элемента: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, P, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, Ar, Sc, U, Th в одном режиме. Диапазон энергий от 1,49 кэВ (Al Kα) до 23,0 кэВ (Cd Kα). Спектр пробы полиметаллической руды в области легких элементов приведен на рисунке. Для определения легких элементов Al, Si, S, P не требуется ни вакуумный насос, ни инертный газ. Такую возможность обеспечивает специальная конструкция зондового устройства датчика.

Рений входит в число сопутствующих элементов в рудах месторождения Жезказган, запасы по которым утверждены. Так как тесной корреляционной связи рения с каким-либо из элементов не установлено, то весьма актуальной является проблема прямого анализа проб руд месторождения на рений, в том числе и методом РРА. Причем не в объединенных пробах, а в каждой секционной пробе керна разведочных скважин, как это имеет место с серебром и кадмием. Негативными факторами для решения проблемы методом рентгеноспектрального анализа (РСА) являются сравнительно низкие концентрации рения (0,5÷5,0ppm) в рудах; необходимость работать с линиями L – серии рения; наличие в рудах месторождения элементов, аналитические линии которых накладываются на линии рения, при том, что кларковые содержания этих элементов многократно превышают кларк рения.

В специальной литературе нет информации о проведении прямого РРА на рений с использованием лабораторных EDXRF спектрометров. Объяснение тому простое – данная аналитическая задача методически трудноразрешима: на линию ReLa1 (8,651 кэВ) накладывается линия ZnKa1 (8,637 кэВ); на линию ReLβ1 (10,008 кэВ) накладываются линии WLβ2 (9,961кэВ), HgLa1 (9,989 кэВ), PbLs (9,667 кэВ) и GeKa (9,886 кэВ); на линию ReLγ1 (11,683 кэВ) накладывается линии AsKβ1 (11,724 кэВ), SeKα1 (11,376 кэВ), HgLβ1 (11,821 кэВ) и HgLβ4 (11,651 кэВ).

Для реализации на практике задачи определения рения методом РРА требуется EDXRF спектрометр со специальными возможностями. В качестве базового спектрометра была использована последняя (четвертая) модификация спектрометра РЛП-21Т с рентгеновской трубкой мощностью 50 Вт и дрифтовым полупроводниковым детектором (SDD) площадью 25мм2 с разрешением 150 эВ по линии 5,9 кэВ при загрузке 100 кГц. Время формирования импульса 1,6 мкс. Сигнал оцифровывается. Анализ вторичных гамма – спектров, полученных на спектрометре РЛП-21Т, показал, что для проведения РСА руд месторождения Жезказган на следует ориентироваться только на этот спектрометр, который позволяет уверенно выделять пик линии ReLβ1 на фоне мешающих излучений линий WLβ2, HgLa1, PbLs и GeKa. При этом, в обработку спектров включены все 19 линий L – серий Pb, W, Ta, а также 5 линий К – серий элементов с Z = 29÷35. Положительно решена и проблема «двойных наложений». В частности, на линию ReLγ1 попадает один из пиков «двойных наложений».

Мощная рентгеновская трубка и специальные средства поддержания загрузки спектрометрического тракта на постоянном (90000 имп/с) уровне обеспечивают высокую чувствительность РСА к содержаниям рения.

****

УДК 622.014.2: 550.835.41

ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ РУД СРЕДСТВАМИ ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ОПРОБОВАНИЯ РУД В ТОО «КОРПОРАЦИЯ КАЗАХМЫС»

Ефименко С.А.[1], 8-71063-22276, glavgeof@kazakhmys.kz
Портнов В.С.[2], Турсунбаева А.К.[2], Маусымбаева А.Д.[2] 8-7212-567862, umo@kstu.kz
[1] -ТОО «Корпорация Казахмыс», г. Жезказган, Казахстан
[2] – Карагандинский государственный технический университет, г. Караганда, Казахстан

Maintenance of geophysical service of corporation with modern spectrometers allows to define in one mode 34 elements in energy range from 1,49 keV (AlK_2) to 23,0 keV ($Cd\ K_2$) and in addition to define the maintenance of "easy" elements - Al, Si, S, P. Definition of element and total structure of ores and industrial products of concentrating mills provides ecological monitoring and technologies of conducting mining works as much as possible limiting hit lead - and zink containing complex and lead ores in commodity copper and - sulphide ore. Factors of adverse ecological influence on inhabitancy and factors of a direct industrial damage are defined.

Key words: element structure, polymetallic ores, mining, spectrometers

Обеспечение геофизической службы корпорации современными спектрометрами позволяет в одном режиме определять 34 элемента в диапазоне энергий от 1,49 кэВ (AlK) до 23,0 кэВ(Cd K) и дополнительно определять содержание «легких» элементов - Al, Si, S, P. Определение элементного и валового состава руд и промпродуктов обогатетльных фабрик обеспечивает экологический мониторинг и технологии ведения горнодобычных работ максимально ограничивающих попадание свинец- и цинкосодержащих комплексных и свинцовых руд в товарную медно-сульфидную руду. Определены факторы неблагоприятного экологического влияния на среду обитания и факторы прямого производственного ущерба.
Ключевые слова: элементный состав, полиметаллические руды, добыча, спектрометры.

В состав ТОО «Корпорация Казахмыс» (Kazakhmys LLC) входят четыре филиала: ПО «Жезказганцветмет», ПО «Балхашцветмет», ПО «Карагандацветмет» и ПО «Востокцветмет». Основной объем добычи руды на сегодня обеспечивают шахты и карьеры ПО «Жезказганцветмет», разрабатывающих месторождение медистых песчаников Жезказган. Месторождение характеризуется полиметаллическим типом оруденения (основные промышленные компоненты: Cu (84,4%), Pb (10,1%), Zn (5,5%); сопутствующие промышленные компоненты: Ag, Re, Cd, S, Os; второстепенные компоненты: Co, Ni, Mo, Sn, Sr, Zr, Bi, As, Sb, Te, Se, Ga, In, Tl, Ge, Pd, Pt, Hg) и четырьмя технологическими сортами руд: медные сульфидные, комплексные (Cu – Pb, Cu – Pb – Zn), свинцовые (Pb, Pb – Zn, Zn) и смешанные (сульфидно – окисленные).

В столь сложных геологических условиях, стратегическое значение приобретают технологии ведения горнодобычных работ, максимально ограничивающие попадание свинец- и цинксодержащих комплексных и свинцовых руд в товарную руду сорта «медная сульфидная». Последствия такого попадания выливаются в непоправимый экологический и существенный производственный ущерб.

Факторы неблагоприятного экологического влияния на среду обитания:

1. Запыление атмосферы и окружающих территорий соединениями Pb, Zn и Cd, находящимися в виде пыли в составе отходящих газов металлургического производства (примерный состав оборотной пыли: Cu-12÷55%, Pb-6÷39%. Zn-1÷5%, Fe-2÷4%).
2. Запыление атмосферы и окружающих территорий соединениями Pb, Zn и Cd с зеркал хвостохранилищ (Pb, Zn и Cd, поступающие на обогатительные фабрики в составе исходной медной руды в количествах, превышающих регламент расхода реагентов, частично переходят в хвосты и накапливаются в хвостохранилищах).
3. Вдыхание обслуживающим персоналом соединений Pb, Zn и Cd вместе с пылью и газами на рабочих местах (комплексы крупного дробления шахт и обогатительных фабрик, основные цеха металлургического производства).
4. Загрязнение почв и вод соединениями Pb, Zn и Cd, смываемыми с хранилищ отвальных шлаков металлургического производства (примерный вещественный состав отвальных шлаков Жезказганского медьзавода: Cu-0,45%, Pb-2%, Zn-3%, Fe-14%).

Факторы прямого производственного ущерба:

1. Снижение марки и цены Cu концентрата, отгружаемого обогатительными фабриками (в марке КМ-0 содержание Pb не должно превышать 2,5%, Zn – 2,0%);
2. Снижение (в несколько раз) срока службы выпускных шпуров печи из-за осаждения Pb на футеровке шпуров.
3. Снижение срока службы настыли печи (в процессе плавки Pb осаждается на подине печи, образуя легкоплавкие эвтектические соединения с другими металлами, которые в свою очередь осаждаются на настыли печи, плавятся при каждом перегреве печи и разрушают защитный слой на настыли).
4. Внеплановые чистки фильтров на уловителях отходных газов металлургического производства из-за забивки последних свинцовой пылью.

Экологический мониторинг на шахтах и карьерах ПО «Жезказганцветмет» осуществляет геофизическая служба Рудоуправления по двум направлениям: рентгенорадиометрическое опробование забоев, уступов, руды в навале отбитой горной массы, буровых шламов из шпуров – РРОЗ; рентгенорадиометрический анализ истертых вагонных, забойных, керновых проб, проб бурового шлама скважин – РРАП [1]

Контроль за добычей свинец- и цинксодержащих комплексных и свинцовых руд на шахтах посредством РРОЗ выполняется с 1977 года. В контексте контроля за Pb РРОЗ стало эффективным с 1980 года (переход на аппаратуру РРК-103 «Поиск», РРОЗ на Cu и Pb) и высокоэффективным с 1998 года (переход на аппаратуру РПП-12, РРОЗ на Cu, Pb, Zn) [2]

Контроль за добычей посредством РРАП выполняется с 1971 года: аппаратура БРА-6 (1971г; Cu), БАРС-3 (4 элемента: Cu, Pb, Zn, Fe), РАЛ-М1М (1990г; 8 элементов: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, Ba, As), РЛП-21 (1998г; 13 элементов: Cu, Pb, Zn, Fe, Ba, As, Mn, Sr, Ti, Ca, Y, Rb, K), РЛП-21 (2000г; 21 элемент: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, Sr, Ba, Mn, Ti, Rb, Ca, Ni, Co, Cr, As, Zr, Se, Mo, W, Sn, Sb, Bi, V, Y, Nb, Pd, K); РЛП-21 (2006г; 34 элемента: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, In, Sn, Sb, Ta, Bi, W, U, Th) [3]

С приходом в ПО «Жезказганцветмет» - разработчика и производителя ядерно-геофизической аппаратуры и современного программного обеспечения ТОО «Физик» (г. Алматы) ситуация с экологическим мониторингом посредством технических средств ядерно-геофизических технологий опробования и анализа руд коренным образом изменилась в лучшую сторону. Характеристики спектрометров РПП-12 и РЛП-21, а также результаты экологического мониторинга руд, приведены в литературе [4]. Наличие столь мощной аналитической базы позволило развернуть эффективный экологический мониторинг за рудами всех месторождений, разрабатываемых корпорацией.

Месторождение Таскура по запасам меди было оценено, как мелкое и тщательного изучения валовых содержаний сопутствующих компонентов в рудах и вмещающих породах на стадии разведки и подсчета запасов произведено не было. Переработка этих руд производится на обогатительных фабриках г. Жезказгана. Оценка возможных экологических рисков от присутствия в перерабатываемых рудах сопутствующих компонентов сделана не была. В процессе ежедневного (с 01.05.2008г) мониторинга на спектрометрах РЛП-21 истертых проб керна разведочных скважин и проб товарной руды, во всех пробах руд и пород месторождения установлены повышенные содержания стронция. Корреляция между содержаниями стронция и меди отсутствует. В ряде проб установлены промышленные содержания тантала (до 220 ppm). Промышленно значимых содержаний других сопутствующих элементов не обнаружено. Проводимые исследования подтверждают тот факт, что руды месторождения являются бедными на серебро. Коэффициент корреляции между медью и серебром $К_{Cu(Ag)}$ = 0,975. Коэффициент удельного содержания серебра Куд = $С_{Ag}$ (ppm)/$С_{Cu}$ (%) = 5,04.

С помощью спектрометра РЛП-21 ведется (с 2001 года) мониторинг элементного и валового состава промпродуктов Сатпаевской обогатительной фабрики № 3 (СОФ-3). Для этих целей строятся динамические ряды содержаний в концентрате, исходной руде и отвальных хвостах по данным РРА среднесуточных проб [5] Cu, Zn, Pb, Cd, Fe, As, Ti, Bi, W, Cu+Pb+Zn, Ag.

Новые возможности для повышения эффективности экологического мониторинга в ТОО «Корпорация Казахмыс» открываются с внедрением в экспресс-лаборатории геофизической службы ПО «Жезказганцветмет» лабораторных EDXRF спектрометров РЛП-21Т четвертого поколения, позволяющих проводить РРАП на полиметаллы и легкие элементы в процессе одного измерения. Данная модификация включает: миниатюрную рентгеновскую трубку мощностью 50 Вт; дрифтовый полупроводниковый детектор (SDD) площадью 25мм^2, с разрешением 150 эВ по линии 5,9 кэВ при импульсной загрузке детектора 100 кГц; промежуточную мишень из теллура. РЛП-21Т обеспечивает проведение РРАП на 34 элемента: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S,

P, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, Ar, Sc, U, Th в одном режиме. Диапазон энергий от 1,49 кэВ (AlKα) до 23,0 кэВ (CdKα). Один из новых спектрометров РЛП-21Т имеет дополнительный режим измерений: «РРАП на Re». В этом режиме РЛП-21Т позволяет определять 19 элементов: Re, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, Ge, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W. С внедрением РЛП-21Т список элементов, определяемых в процессе РРАП, расширился [6].

Таким образом, огромная медная корпорация Казахстана стала работать с использованием ядерно-геофизических технологий в качестве основного инструмента не только геологического, но и экологического мониторинга горных работ, что позволило:

а) минимизировать не только прямой экономический ущерб от попадания комплексных руд в сорт «медная сульфидная», но и существенный экономический и экологический ущерб от такого смешивания;

б) существенно расширить список элементов, входящих в информативную базу экологического мониторинга руд на всех разрабатываемых месторождениях;

в) решить аппаратурный аспект проблемы геологического мониторинга не выходя за рамки программы Республики Казахстан по импортозамещению.

Литература

1. Ефименко С.А. Ядерно-геофизические методы исследования руд месторождений ТОО «Корпорация Казахмыс» // Н.34 Научно-техническое обеспечение горного производства: Труды Института горного дела им. Д.А.Кунаева: Том 76. Алматы: 2008. с. 196-203.
2. Ефименко С.А. Применение ядерно-геофизических технологий опробования руд в ТОО «Корпорация Казахмыс» // Горный журнал Казахстана. 2009. №13. Ефименко С.А. Ядерно-геофизические методы исследования руд месторождений ТОО «Корпорация Казахмыс» // Н.34 Научно-техническое обеспечение горного производства: Труды Института горного дела им. Д.А.Кунаева: Том 76. Алматы: 2008. с. 196-203.
3. Ефименко С.А. Рентгенорадиометрический лабораторный прибор РЛП – 21 / С.А. Ефименко, А.Н. Лезин // Приборы и техника эксперимента – 2009. – №1. – С. 180 – 181.
4. Ефименко С.А., Портнов В.С. Ядерно-физические технологии опробования медных и полиметаллических руд месторождений Казахстана. – Караганда, Издательско-полиграфический Центр Казахстанско-Российский университет. – 2010. – 550 с.
5. Ефименко С.А., Портнов В.С., Турсунбаева А.К., Маусымбаева А.Д. Опробование медных руд месторождений Казахстана рентгенорадиометрическим методом // Красноярск: Журнал СФУ. Сер. Техн. и технол. 2009. Т. 2. Вып. 4. С. 345 – 358.
6. Ефименко С.А., Портнов В.С. Ядерногеофизические технологии опробования руд в ТОО «Корпорация Казахмыс» // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф Уро РАН, 2009, С. 179–183.

****

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО ОБОБЩЕНИЮ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ В ДЕГТЯРСКО-ПОЛЕВСКОМ РАЙОНЕ

Жданов С. А. – Уральская геофизическая экспедиция,
Пыжьянов Ю.Б. – ОАО УГСЭ, г. Екатеринбург

Based on generalization work of field materials for GIS and statistical editing for Degtyarsko-Polevskoj area of Sverdlovsk region the results are given, where are defined the characteristics of ore fields, defined the peculiarities of resistivity variations near ore bodies based on CHysovskoe deposit of pyrites ores.

Docuterm: geophysical research hole, apparent resistivity

По результатам работ обобщения полевых материалов ГИС и статистической обработки по Дегтярско-Полевской площади Свердловской области даны характеристики рудных полей, определены особенности изменения удельного электрического сопротивления вблизи рудных тел на примере Чусовского месторождения колчеданных руд.
Ключевые слова: Геофизическое исследование скважин, кажущееся электрическое сопротивление.

Результаты работ обобщения материалов

В 80-годах 20 столетия в Дегтярско-Полевском районе перед геологами и геофизиками стояла задача решения дальнейшей перспективы этого бывшего когда-то крупнейшего меднорудного района. Решением этого вопроса была вызвана необходимость обобщения и переинтерпретации геологических и геофизических материалов ранее проведенных полевых работ. В частности, была сделана работа по обобщению и переинтерпретации материалов ГИС по Дегтярско-Полевскому району с использованием материалов как УГЭ МИНГЕО СССР, так и УКГЭ МИНЦВЕТМЕТСССР.

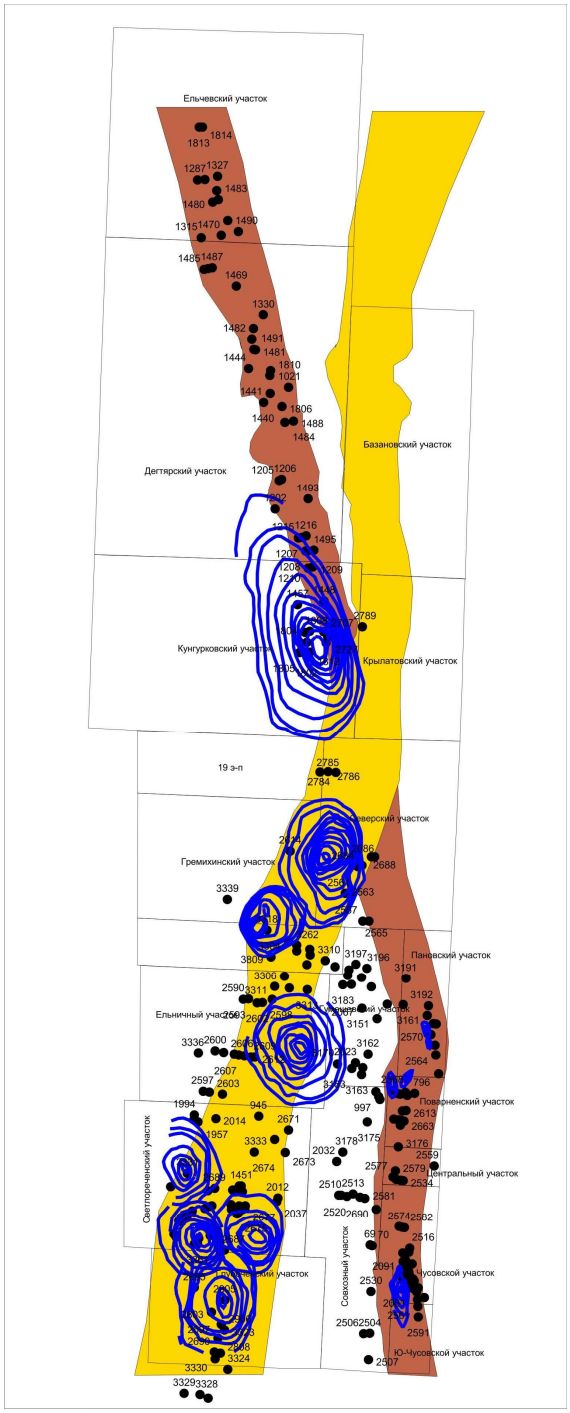


Рис. 1 Схема интерпретации геофизических материалов в Дегтярско-Полевском районе.

При выполнении работы по обобщению материалов ГИС (комплекс методов: КС, ГК, МСК, МЭП, ПС, токовый каротаж и БКЗ) составлены карты изученности масштаба 1:10000 по каждому участку и каталог исследованных скважин, который включает перечень геофизических методов по 667 скважинам, пробуренных на 19 условно выделенных участках работ, находящихся на территории Ревдинского и Полевского районов Свердловской области (рис.1). Всего в районе на 3 листах масштаба 1:50000 пробурено около 1400 скважин глубже 100 метров, 400 из них – “докаротажного” периода.

В Дегтярско-Полевском районе в конце 20 века эксплуатировалось 3 месторождения меди: Дегтярское, Зюзельское и Гумешевское. В геологическом строении рудное тело Дегтярского месторождения представляет вытянутую в субмеридиональном направлении линзу длиной в несколько километров, вмещающими породами которой являются сланцы кварц-серицит-хлоритового состава, приурочено к зоне Серовско-Маукского глубинного разлома. Зюзельское месторождение меди состоит из серии локальных рудных тел, залегающих среди сланцев кварц-серицит-хлоритового состава. Гумешевское месторождение меди приурочено к скарновой зоне, по контакту кварцевых диоритов и мраморов. Разведано Чусовское месторождение и выявлен ряд рудопроявлений.

В геологическом строении Дегтярского, Зюзельского и Гумешевского месторождений наблюдаются существенные различия. Общим является вытянутость рудных зон в

субмеридиональном направлении, приуроченность к зонам развития окварцевания, тектоническим разломам и нарушениям. На картах физических локальных аномалий Δg, ΔZ и ρ_K, зона к которой приурочены Дегтярское, Чусовское месторождения и ряд рудопроявлений: Поварненское, Пановское, Центральное, Южно-Чусовское, Станционное отмечается вытянутостью изолиний в субмеридиональном направлении – зонами минимума по Δg, хорошо проводящими по ρ_K и цепочками аномалий ΔZ от 200-200 γ, к которым приурочены тела ультрабазитов. Рудные зоны отмечаются пониженными значениями ΔZ.

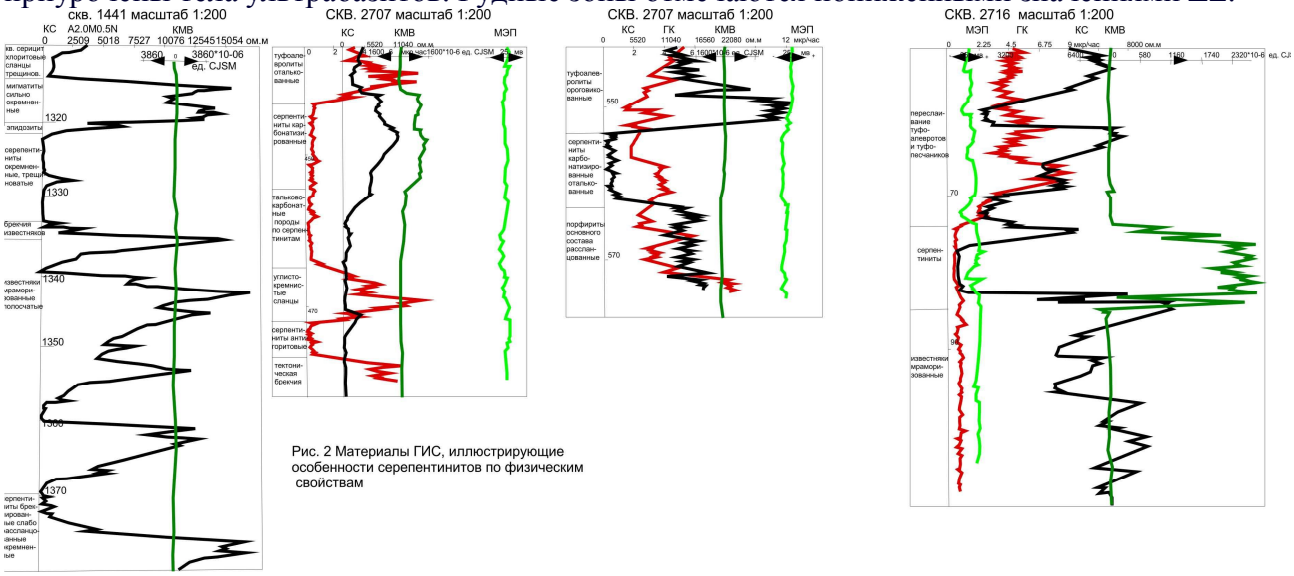


Рис. 2 Материалы ГИС, иллюстрирующие особенности серпентинитов по физическим свойствам

В юго-западном направлении прослеживается другая зона, в которой находится Зюзельское месторождение и рудопроявления: 12 э.п., Кунгурковское, Ельничное, Светлореченское, Глубоченское, где нет гипербазитов. В физических полях зона выделяется пониженными значениям по Δg, цепочками положительных аномалий по ΔZ, локальными хорошо проводящими зонами по ρ_K.

При анализе материалов ГИС, была использована попытка выделить в геолого-геофизических разрезах реперы и уже к ним привязывать геологию отдельных участков, выявить общие закономерности. Для этой цели были использованы серпентиниты, мраморы, углистые сланцы, которые комплексом ГИС уверенно выделяются, используя описание керна. Но оказалось, что серпентиниты отличаются между собой по физическим свойствам, кажущееся сопротивление варьирует от десятков ом.м до нескольких тысяч ом.м, γ-активность не для всех серпентинитов является пониженной, по магнитному каротажу могут как повышенные значения χ (магнитная восприимчивость), так и ничем не отличаться от мраморов, известняков в разрезе (Рис.2).

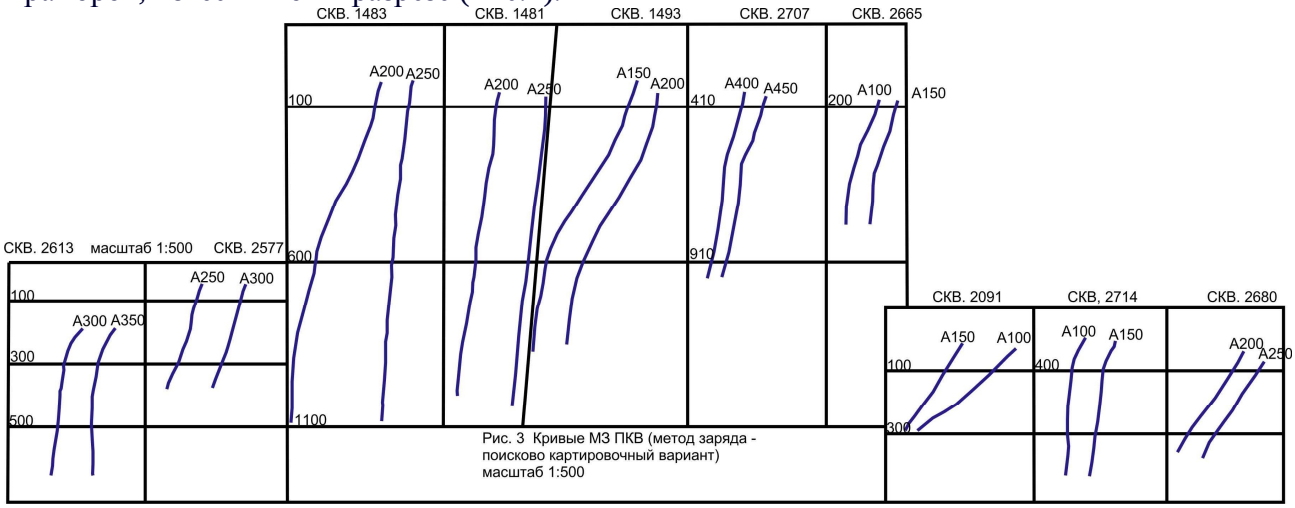


Рис. 3 Кривые МЗ ПКВ (метод заряда - поисково картировочный вариант) масштаб 1:500

Также выявились такие факты, что например, кривые приведенного потенциала МЗПКВ в скважинах, начиная от Дегтярского месторождения и по всей полосе субмеридионального

простирания до Кладовского участка, имеют характерных вид кривых, на них наблюдается вынос тока на устье скважины для разных заземлений (от 50 м до 350 м). Такой тип кривых присущ, как лежачему боку Дегтярского месторождения, так и висячему для Поварненского, Чусовского участков. (Рис.3) Для этих скважин наблюдается общее в геологическом строении, наличие серпентинитов, углистых сланцев, кварц-серицитовых сланцев. Эти факты, наблюдаемые по отдельным участкам, позволили объединить группы участков и выделить общие черты и закономерности. Для группы участков: Ельчевский, Дегтярский, Крылатовский, Поварненский, Пановский, Чусовской, Южно-Чусовской, Центральный – это наличие в лежачем и висячем боку серпентинитов, мраморов, среди которых развиты зоны ороговикования, тектонических брекчий, углистых сланцев. На северо-востоке зона этих участков, протянувшихся в субмеридиональном направлении, граничит с Верхисетским гранитным массивом, на северо-западе с Ревдинским габбровым массивом, горные породы резко отличаются между собой по физическим свойствам, в частности по плотности: граниты – 2.65-2.70 г/см^3, габбро – 2.95-3.05 г/см^3.

Факт выноса тока на устье скважины можно объяснить наличием линейного проводника имеющего субмеридиональное простирание и секущее положение относительно основного восточного падения горных пород.(Рис.3) В описании керна этих скважин характерно наличие тектонических зон в серпентинитах, мраморах, известняках, зон ороговикования. То есть в электрическом поле уверенно выделяется тектоническая зона. При составлении сводного плана электрических зарядов, оказалось, что изолинии для Дегтярско-Чусовской зоны имеют форму эллипсов, вытянутых в субмеридиональном направлении, тогда как для Зюзельской зоны ничего такого не наблюдается, хотя в разрезе находятся сланцы одного состава. Форма изолиний зарядов имеет изометричную форму. (Рис.1)

При сопоставлении всех этих зон построений с материалами наземной геофизики убедительно прослеживаются общие черты присущие Дегтярско-Чусовской зоне и другой Зюзельской зоне, для которой характерно наличие серий локальных аномалий. Характерным для выделения этих двух зон является заряд по скв. 2727 на Кунгурковском участке, общая вытянутость изолиний в субмеридиональном направлении и характерная оттяжка изолиний на юго-запад, что соответствует направлению Зюзельской зоны. (Рис.1)

По имеющимся скважинам Дегтярско-Полевского района была сделана выборка определения $\rho_k^{ср}$ для гидротермально изменённых пород для участков: Дегтярский, Ельчевский, Пановский, Кунгурковский, Ельничный, Северский, Светлореченский, Поварненский, Чусовской. Осреднение кривой КС проводилось по площади, снимались значения ρ_k^{min} и ρ_k^{max} и мощности гидротермально изменённых пород. Был произведён подсчёт $\rho_{ср.взв}$ по участкам с учётом данных МЭП, то есть гидротермально изменённые породы условно были разбиты на две группы: первая группа – аномалии больше или равны 10 mV, вторая группа – меньше 10 mV. По результатам этой работы составлена таблица.

Название участка	1 группа (в ом.м)	2 группа (в ом.м)
Ельчевский	2700	3300
Дегтярский	2400	5800
Кунгурковский	10000	14300
Ельничный	1200	5000
Северский		6000
Светлореченский	2000	10000
Поварненский	1500	10000
Чусовской	3000	6000
Пановский	3000	5000

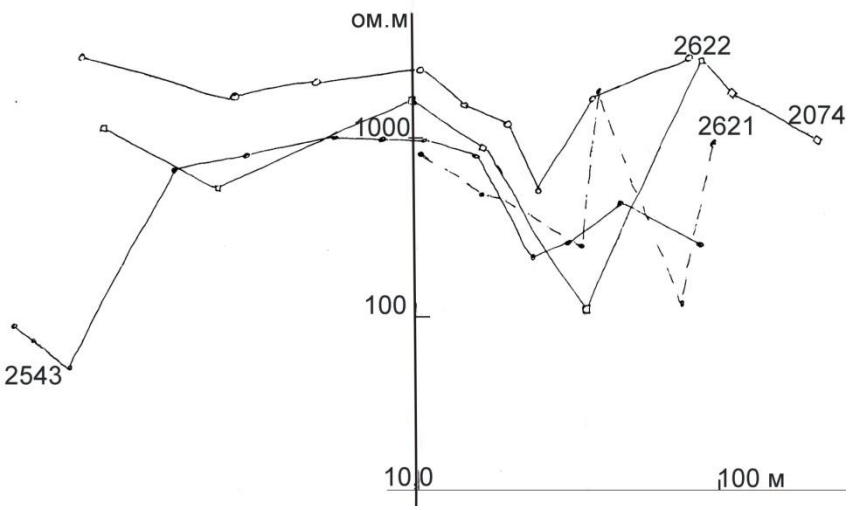


Рисунок 4 Графики изменения сопротивления при приближении к рудному телу, для скважин, которые пересекли рудное тело

Что сразу бросается в глаза, глядя на таблицу, так это высокие сопротивления $\rho_{ср.взв}$ для Кунгурковского участка по сравнению с другими и другое, что $\rho_{ср.взв}$ для второй группы для участков (Поварненский, Светлореченский) равно $\rho_{ср.взв}$ для первой группы Кунгурковского участка. Это позволило высказать мысль, что гидротермально изменённые горные породы, имеющие интересующую нас сульфидную минерализацию изменяются от единиц ом.м для рудного тела до 1000 ом.м, границы за которой маловероятно оруденение.

В дальнейшем при обработке метода КС на Чусовском месторождении по рудным скважинам была установлена закономерность уменьшения сопротивления при приближении к рудному телу. Её можно описать формулой: $\rho = \rho_0 e^{-k\frac{R}{R_0}}$ - уравнение прямой на полулогарифмических бланках. Сопротивление ρ откладывается по оси X в логарифмическом масштабе, а R(м) – расстояние до рудного тела в линейном масштабе. ρ_0 в данной формуле верхняя граница изменения гидротермально изменённых пород. Смотрите рис. 4.

Для Чусовского месторождения $\rho_0 = 3000$ ом.м, $\rho_{ср.взв} = 6000$ ом.м для второй группы пород, $R_0 \approx 140$ м - расстояние с которого наиболее заметно изменение сопротивления горных пород. Это точка перегиба на графиках.

При обобщении рассматриваемых материалов высказаны соображения по вопросу возникновения серпентинитов (смотрите рис.2, где показаны материалы ГИС, по которым видно, что серпентиниты, пересеченные скважинами имеют разные физические свойства), по некоторым процессам рудообразования.

Образование минералов пирита, халькопирита (или точнее солей сероводородной кислоты FeS_2, CuS) проходило из окислов этих металлов при наличии восстановительной среды. Последнее обеспечивалось наличием окиси углерода CO, которая может возникать при воздействии высокой температуры на известняк, $2CaCO_3^{+t^\circ C} \leftrightarrow 2CaO + 2CO + O_2^{\uparrow}$, эта реакция равновесная и управляет процессом реакции: давление и температура, или при наличии окиси кремния SiO: $CaCO_3 + SiO \leftrightarrow 2CaO + 2C + SiO_2$.

При поступлении окисей CuO, Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3, SO_2 могут происходить следующие реакции $CuO + CO = Cu + CO_2^{\uparrow}$ и $Fe_2O_3 + 3CO = 2Fe + 3CO_2^{\uparrow}$, а при поступлении с больших глубин H_2S при условии наличия катализатора Al_2O_3 следующая реакция
$SO_2 + 2H_2S = 2H_2 + 3S$ и $SO_2 + 2CO = 2CO_2 + S$, эта реакция происходит при температуре около 500^0C. Далее $Cu + Fe + 2S = CuFeS_2$ и $Fe + 2S = FeS_2$.

Образовавшиеся соединения являются трудно растворимыми не только при нормальных условиях, но и при высоких температурах и давлениях и выпадают в осадок: цементируясь окисью кремния SiO_2, которая образуется по приведенной выше реакции. В случае недостатка окиси углерода и сероводорода происходит следующая реакция $CuO + SiO = Cu + SiO_2$ (самородная медь).

Образование серпентина в этих случаях происходит в результате следующей реакции

$CaO + MgO + 2CO_2 = 6CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + 4H_2O \leftrightarrow Mg_6[Si_4O_8][OH]_8 + 6CaCO_3 + 6CO_2$

Последняя реакция тоже является равновесной и процессом равновесия управляет давление и температура. В заключении следует отметить, что приведённые выше реакции достаточно известны и вряд ли стоило на них подробно останавливаться, если бы не регулирующая роль при их течении давления и температуры.

Рассмотрение совместного влияния этих факторов приводит к существенным практическим выводам. В отдельности, каждый из факторов влияет следующим образом. По принципу М-Шателье увеличение температуры сдвигает равновесие в сторону эндотермической реакции, а давление сдвигает равновесие в сторону меньшего числа молей. Или другими словами на лицо два противоречащих друг другу фактора, если высокая температура способствует процессу рудообразования, то высокое давление ему препятствует. Таким образом, на больших глубинах влияние фактора давления превосходит влияние температуры, и процессы рудообразования происходить не могут.

В зонах, где имеются глубинные разломы, трещины, по мере движения с глубоких горизонтов к поверхности давление падает значительно быстрее, чем температура с определенной глубины и влияние температуры начинает преобладать над давлением и начинается процесс рудообразования. Более проницаемые перекрывающие сверху породы способствуют процессам рудообразования на более глубоких горизонтах, чем при плохо проницаемых породах, но как в том, так и другом случаях существует предельная глубина рудообразования.

Заключение

Результаты обобщения геолого-геофизических материалов по Дегтярско-Полевской площади позволяют судить о разной геологической ситуации для месторождений Зюзельское, Дегтярское, Чусовское, что подтверждается материалами геофизических работ.

Изучение природы горных пород серпентинитов, особенно серпентинитов, образованных по карбонатным породам позволяет судить о возможно более глубоких горизонтах рудообразования для Дегтярско-Чусовской полосы (300-500 метров), относительно Зюзельской (до 300 метров), может привести и к дальнейшему изучению геологической природы Среднего Урала и привести к новым открытиям рудных проявлений медного колчедана.

Установленная закономерность уменьшения сопротивления при приближении к рудному телу позволяет установить границы гидротермально измененных пород, в которых возможно обнаружение рудного тела.

Список литературы

1. Отчет о результатах переинтерпретации геофизических материалов по Дегтярско-Полевскому району. Авторы Жданов С.А., Пыжьянов Ю.Б. г. Свердловск, 1984 г.

****

УДК 551.242.5(470.53)+550.838

БЛИЗКИЕ К ЛИНЕЙНЫМ СТРУКТУРЫ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА НА ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО КРАЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Р.Г. Ибламинов[*], Л.А. Гершанок[*], М.С. Чадаев[**], Г.В. Простолупов[**], В.А. Гершанок[*]

[*]ГОУ ВПО «Пермский государственный университет», г. Пермь, Россия,

(342) 2-396-832, E-mail: riaminov@psu.ru

[**] Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, г. Пермь, Россия, (342) 216-10-08, E-mail: tms@mi-perm.ru

Performed a analysis of magnetic field as a criteria for the study of deep geological of the eastern part of the Perm region, including the Central Urals Uplift and Uralian Foredeep. The

reflection of the structural geological forms in the magnetic fields, the characteristic structure of the cover and base are studied. The position of articulation of Pechora and the Russian plates is considered.

Рассматриваемая территория расположена в юго-восточной части Пермского края и ограничена координатами 59°20′ – 57°20′ с.ш. и 57°00′ – 59°00′ в.д. Она находится в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Уральской складчатой системой, где в осадочном чехле в направлении с запада на восток последовательно располагаются следующие структуры: Камско-Башкирский мегасвод Волго-Уральской антеклизы Русской плиты, Уфимско-Соликамская мегавпадина Предуральского краевого прогиба, Кизеловско-Дружининская структура Западно-Уральской внешней зоны складчатости, Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий (ККМА), Улсовско-Висимский мегасинклинорий и Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий Центрально-Уральского поднятия (ЦУП), который граничит на востоке рассматриваемой территории с Тагильским мегасинклинорием Тагильско-Магнитогорского прогиба.

Перечисленные структуры герцинского чехла ориентированы преимущественно в направлении с север-северо-запада на юго-юго-восток. Характерна смена субмеридиональной ориентировки структур на северо-западную. Наиболее отчетливо это видно в изменении простирания Кизеловско-Дружининской структуры. По мнению авторов, смена простирания структур чехла связана с особенностями строения кристаллического фундамента территории, который препятствовал развитию коллизии в западном направлении.

В пределах окраины чехла Русской плиты, Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской внешней зоны складчатости изолинии магнитного поля приобретают отчетливую субширотную ориентировку [1], что совершенно не соответствует указанной выше ориентировке простирания геологических структур. Нам представляется, что субширотная ориентировка отражает специфику строения и состава архейского фундамента Русской плиты. Именно чередование субширотных участков с повышенными и пониженными значениями напряженности магнитного поля характеризует чередование зеленокаменных и гранитогнейсовых поясов, характерных для гранит-зеленокаменных областей мезоархея.

В направлении с севера на юг по повышенным значениям поля выделяются три субширотных зеленокаменных пояса: Челвинский, Чусовской, Сылвинско-Староуткинский.

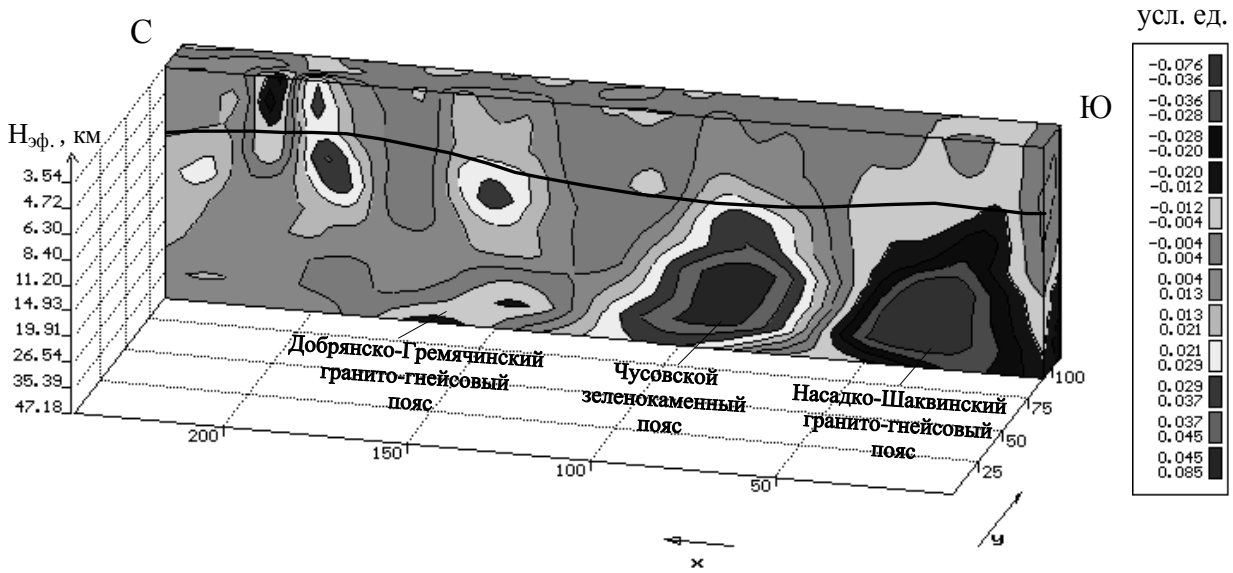


Рис. 1. Вертикальное сечение 3-D диаграммы нормированного магнитного поля по линии ЦУП. Ф - поверхность кристаллического фундамента

Между зеленокаменными поясами располагаются участки с пониженными значениями поля, которые нами интерпретируются как гранитогнейсовые пояса. С севера на юг это Добрянско-Гремячинский, Насадко-Шаквинский и Поедугинско-Сылвинский пояса. Северный, Добрянско-Гремячинский, пояс отличается от остальных повышенными значениями гравитационного поля, а два остальных пояса пониженными.

Расстояние между осями магнитных аномалий зеленокаменных поясов составляет 75 – 85 км, ширина поясов изменяется от 15 до 40 км.

По характеру физических полей, протяженности и морфологии, описываемые пояса вполне сопоставимы с гранит-зеленокаменными областями (ГЗО) фундаментов платформ. ГЗО относятся к главным структурным элементам археократонов – ядер древних платформ, заложившихся в мезоархее. Области имеют в плане полосчатое строение, обусловленное чередованием 2-х групп формаций: гранитогнейсовых (ГГП) и зеленокаменных (ЗКП) поясов, что и фиксируется полосовыми магнитными и гравитационными аномалиями. Размеры ГЗО обычно измеряются несколькими сотнями километров в поперечнике, а ширина ЗКП составляет несколько десятков километров [4].

Большинство тектонистов полагают, что гранитогнейсовые пояса (ГГП) являются наиболее древними образованиями, заложенными ещё в палеоархее (AR_1), о чем свидетельствует наличие в них серых гнейсов. В некоторых случаях гранитогнейсовые поля представлены куполами, окруженными зеленокаменными поясами. В пределах гранитогнейсовых поясов обычно присутствуют две главные ассоциации горных пород – серые гнейсы и калиевые граниты. Это обусловливает относительно низкую магнитную восприимчивость поясов и их пониженную плотность.

Зеленокаменные пояса щитов имеют трехчленное строение. Они интенсивно метаморфизованы. Нижняя часть разреза поясов представлена метаэффузивными породами с преобладанием коматиитов и толеитовых базальтов, содержащими субпластовые залежи медно-никелевых, хромовых и титаномагнетитовых руд. Выше метамагматических пород обычно залегают породы вулканогенной железисто-кремнистой формации. Они включают пласты магнетитовых кварцитов [3].

Поясовое строение фундамента, по-видимому, находит своё отражение и в структуре чехла. Так, Косьвинско-Чусовская седловина, разделяющая Уфимско-Соликамскую мегавпадину на Соликамскую и Юрюзано-Сылвинскую впадины, в фундаменте соответствует Добрянско-Гремячинскому гранитогнейсовому поясу.

Восточной границей ГЗО является западная граница Тагильского мегасинклинория. Это ещё раз подчеркивает факт существования фундамента Русской плиты на всей рассматриваемой территории Западного Урала.

На рисунке представлен вертикальный срез 3D-диаграммы магнитного поля, полученной в результате обработки в системе «VECTOR» [2]. Интервал эффективных глубин 5,5–7,5 км приближенно соответствуют положению поверхности «Ф» кристаллического фундамента. Локальные магнитные аномалии, обусловленные объектами расположенными выше поверхности фундамента и выходящие на земную поверхность, приурочены к ЦУПу. Полосовидные аномалии, обусловленные породами мезоархея: гранулито-гнйсовые и зеленокаменные пояса, находятся на глубинах примерно 9 - 16 км.

Зеленокаменные пояса имеют повышенные до $(6\text{-}8)\cdot10^{-5}$ СИ значения магнитной восприимчивости по сравнению гранитогнейсовыми, которые характеризуются примерно величинами $(-2 – -4)\cdot10^{-5}$ СИ.

Таким образом, наблюденные в юго-восточной части Пермского Предуралья магнитные поля полосовидной структуры вполне могут свидетельствовать о наличии в фундаменте Русской плиты на изучаемой территории гранит-зеленокаменной области мезоархея, аналогичной областям, описанным на Балтийском и др. щитах.

В восточном направлении субширотная ориентировка изолиний магнитного и гравитационного полей сменяется на меридиональную, что, вероятнее всего, связано с влиянием субмеридиональных структур рифея-венда и герцинского складчатого чехла. Здесь

в пределах ЦУП располагаются ККМА, сложенный преимущественно вулканогенно-осадочными породами спарагмитовой формации нижнего венда, восточнее – Улсовско-Висимский мегасинклинорий, сложенный породами палеозоя и Колпаковская зона ЛКМА с породами рифея.

Литература

1. Гершанок В.А., Гершанок Л.А., Чадаев М.С. Полосовидная структура магнитного поля на территории Пермского Прикамья / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 32-й сес. Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского / ГИ УрО РАН. Пермь, 2005. С. 55-56.
2. Простолупов Г.В., Новоселицкий В.М., Конешов В.Н., Щербинина Г.П. Об интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе трансформации горизонтальных градиентов в системе ”VECTOR” // Физика Земли. 2006. № 6. С. 90–96.
3. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 332 с.
4. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

****

УДК (553.078:550.831.015:553.45)(571.6)

ВЫРАЖЕННОСТЬ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ В АНОМАЛИЯХ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Иволга Е.Г.
Телефон (4212) 73-42-89, Факс 22-71-89, 22-76-84, ivolga@itig.as.khb.ru
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г .Хабаровск, Россия

Analysis of tin-ore regions manifested in the gravity anomalies shows that they are controlled not only by the gravity minima conditioned by occurrence of generating chamber structures but also by the gravity maxima and gradients. Physical-geological models developed for such regions have affirmed the occurrence of chamber structures at depth. This indicates that manifestation of tin-ore regions is regulated not only by the occurrence of chamber structures in the zone of ore-magmatic system (OMS) generation but also by peculiarities of their transit and localization zones.

Как правило, оловорудные районы Дальнего Востока контролируются интрузиями очагового типа преимущественно гранитоидного состава, имеют с ними генетическую или парагенетическую связь [4]. Геологическая граница таких районов совпадает с границами интрузии, которая в гравитационном поле выражается минимумом гравитационного поля и в разной степени возмущенным магнитным полем. Был выполнен анализ выраженности оловорудных районов юга Дальнего Востока в гравитационном поле, который показал, что такая закономерность далеко не всегда выдерживается. Наряду с районами, которые контролируются минимумами (Хинганский, Буту-Копинский, Комсомольский, Баджальский, Дусе-Алинский, Ям-Алинский, Эзопский), имеются районы контролируемые максимумами гравитационного поля (Вознесенский) и зонами градиентов (Кавалеровский, Дальнегорский, Щербаковский, Красноармейский). Полученный факт указал на необходимость изучения природы такой выраженности. Имеем ли мы дело с рудными районами другой генетической природы; или такая выраженность обусловлена особенностями их локализации. В зависимости от ответа на этот вопрос определяется технология их геолого-геофизического картирования и стратегия прогноза и поиска оруденения.

Для исследования были выбраны три рудных района – Вознесенский, Кавалеровский и Хингано-Олонойский. Они размещаются соответственно в разных тектонических структурах – Ханкайский массив, центральная часть Сихотэ-Алинского складчатого пояса и Хингано-Эвурский вулкано-плутонический пояс, наложенный на структуры Буреинского массива и Сихотэ_Алинской складчатой системы. Оловянное оруденение в Хинганском

районе связано с завершающим этапом мезозойской активизации, сопровождающейся образованием гранитоидных интрузий, кварцсодержащих метасоматитов и даек, которые являются главными поисковыми признаками. В Кавалеровском районе месторождения локализуются в осадочных терригенных отложениях мелового возраста в зоне пересечения разломов, на границе глубинных метасоматических ярусов (биотиты, породы зеленой и бурой зон) с неясным интрузивным контролем (Арсеньевский, Дубровский, Хрустальненский, Высокогорский рудные узлы). В Вознесенском районе оруденение приурочено к контакту терригенных и карбонатных пород кембрийского метаморфического комплекса и контролируется мелкими интрузиями вознесенского комплекса в зонах пересечения северо-западных и северо-восточных разломов.

В гравитационном поле Вознесенский район выражен максимумом, Кавалеровский градиентом, Хингано-Олонойский – минимумом. Однако в последнем случае природа минимума однозначно не определяется поскольку он может быть обусловлен как самой ВТС, так и предполагаемым подстилающим ее гранитоидным массивом.

Главная цель исследований в районах - изучить возможность картирования гранитоидных массивов, с которыми связано формирование их рудно-магматических систем. Для достижения цели была поставлена задача создания физико-геологических моделей территорий указанных рудных районов. В виду разных геолого-структурных условий локализации оруденения, разной геолого-геофизической изученности для каждого района разрабатывалась своя технология создания таких моделей. Построение физико-геологических моделей рудных районов предусматривало расшифровку его внутренней структуры, вычленение и параметризацию глубинных неоднородностей, определение геолого-структурной позиции как района в целом, так и отдельных его узлов, определение естественных границ рудного района.

Индивидуализация методики создания ФГМ в пределах Хингано-Олонойского района выразилась в применении широкого набора интерпретационных методов (разделение полей, пересчет вверх-вниз, учет известных частей разреза, аналитические оценки вычлененных неоднородностей, корреляционные методы); в выполнении большого объема петрофизических исследований с целью более надежного вещественного обоснования модели; в проведении глубинных исследований методами ВЭЗ и МОВЗ для оценки глубины и морфологии предполагаемого гранитоидного интрузива [2,5]. В результате получена информация о трех глубинных уровнях РМС - генерации, транзита и рудолокализации. Было выделено региональное разуплотнение земной коры12-20км, уходящее в мантию, рассекающее крупный блок метаморфических пород фундамента и контролирующееся узлом пересечения крупнейших тектонических нарушений. В верхней коре выделен промежуточный очаг, образовавшийся в узле пересечения субмеридионального и субширотного разломов, оценена глубина залегания 3-4км, откартирована поверхность предполагаемого гранитоидного интрузива и фундамента вулканогенной депрессии. В центральной части его наблюдается провес кровли, очевидно, выполненный метаморфогенными образованиями повышенной плотности. Наличие такого провеса оказывало влияние на формирование и локализацию рудных объектов. В блоках, где мощность слоя небольшая, т.е. интрузив и вулканиты в разрезе совмещены (Карадубская группа) формировались объекты касситерит-кварцевой формации, в блоках, где такие провесы до 2000м (Хинганская группа) преобладают объекты касситерит - силикатной, а в блоках, где мощность более 3000м – касситерит-сульфидные (Джалиндинская группа) Согласно карты гипсометрии фундамента, внутри ВТС выделено два прогиба северо-западного простирания, пространственно совпадающих с Хинганской и Олонойской морфоструктурами, в пределах которых находится все известное оруденение. Мощность вулканитов оценивается 1000-1200м - на востоке ВТС и 1700-2500м - в центре.

В Кавалеровском рудном районе был применен принцип последовательного приближения к объекту, начиная с регионального через среднемасштабное к крупномасштабному моделированию.

Согласно региональной гравитационной модели на границе коры и верхней мантии зона разуплотнения не выделена. Среднемасштабная модель, отражающая глубинное строение на уровне верхней коры показала наличие скрытого интрузива на глубине 2-4км, который является естественной границей рудного района. По результатам крупномасштабного моделирования в пределах гранитоидного массива выделены интрузивно-купольные структуры контролирующие отдельные месторождения.

В Вознесенском рудном районе на формирование оловянного оруденения имелось две точки зрения. Первая - оруденение связано с формированием ордовик - силурийских гранитоидных интрузий (вознесенский комплекс), а вторая - рудное вещество транспортируется глубинными разломами из верхней мантии [1]. Принцип постепенного приближения к объекту реализован через исключение из наблюденного гравитационного поля эффекта верхней части разреза до глубины 3км. При этом расширился ареал гранитоидных образований, однако единый плутон выделить не удалось,

Только применение оригинальной методики временного редуцирования гравитационного поля позволило выделить плутоногенную структуру «палеозойского возраста» радиально концентрического строения сложного гранит - грано-диоритового состава, которая контролирует олово-флюоритовое оруденение [3].

Таким образом, выполненные исследования показали, что в районах, не выраженных областями разуплотнения, при соответствующих подходах к интерпретации удается выделить коровые области разуплотнения, соответствующие очаговым структурам, контролирующим рудные районы. Однако наличие их глубинной связи с мантией выявляется не всегда.

В целом по степени выраженности в гравитационнном поле рудные районы можно разделить на следующие группы:

а) контрастно выраженные - это районы проявленные в исходном поле. Пространственно они приурочены к областям очагового магматизма – вулкано-тектоническим структурам (ВТС) или гранитоидным массивам.

в) слабо-выраженные - это районы, которые слабо выражены в аномалиях интенсивности гравитационного поля, но просматриваются в их морфологии и прямых признаках. Это объясняется размещением их в однотипных с вмещающей средой условиях.

г) не выраженные - это районы, геологические границы которых можно определить только после проведения специальных целевых преобразований исходных полей. Аномальный эффект рудоконтролирующих структур здесь завуалирован влиянием глубинных структур или перекрывающей высокоплотной (карбонатные отложения Вознесенского района) толщи.

Литература

1. Иволга Е.Г.Петрофизические исследования при создании геофизических моделей рудных районов (на примере Вознесенского рудного района, Приморье)./ Тихоокеанская геология, 2010, №4, с91-113.
2. Копылов М.И., Плотницкий. Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район (геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития минерально-сырьевой базы). Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2004 252с.
3. Манилов Ф.И., Иволга Е.Г. Ретроспективные построения на базе гравитационных реконструкций (Ханкайский массив, Приморье)./ Тихоокенская геология №4, 1998, 107-114с.
4. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. Москва: Наука, 2005. 325 с
5. Саксин Б.Г., Маловицкая Н.Л., Борисенко С.С. Глубинное строение и связь с ним оловянного оруденения в Хингано-Олонойском районе./ Тихоокеанская геология №2,1989, С 7-16.

****

УДК 553.98:552.578.2.061.32(571.16)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН УСТЬ-ТЫМСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ

В.И. Исаев, Г.А. Лобова, Г.И. Лазарев, Нгуен Хыу Бинь, isaevvi@tpu.ru
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

It is executed paleotemperature modelling of cuts of five deep chinks of the Ust-Tymsky megahollow of southeast part Western-Siberian OGP. Geotemperatures and operating time of the centres of generation of oil in the Bazhenov and Togur Formation are defined. On integrated indicator preliminary ranging of sites of territory of research on perspectivity degree is conducted.

Введение

В пределах юго-восточной части Западно-Сибирской НГП прогнозно-поисковый интерес представляют депрессионные зоны с увеличенной мощностью осадочного чехла, такие как Усть-Тымская мегавпадина. Исследованиями, проведенными здесь в 80-е годы, были получены данные о распространение хороших коллекторов в базальных горизонтах осадочного чехла, а открытая залежь в нижнеюрских отложениях на Толпаровской площади подтвердила их нефтегазонасыщенность. Однако территория, в целом, относится к слабоизученным геолого-геофизическими методами. Западная часть бассейна, граничащая с Александровским, Средневасюганским и Пудинским палеовыступами, покрыта редкой сетью сейсмических профилей МОГТ. В восточных районах современные геофизические работы практически не проводились.

В Усть-Тымской депрессионной зоне распространены тогурская и баженовская нефтегенерирующие толщи и, при наличии резервуаров в отложениях осадочного чехла, определяют ее перспективность. Цель наших исследований – восстановить в геологическом времени местоположение очагов интенсивной генерации нефти в баженовской (K_1b-J_3tt) и тогурской (J_1t) свитах.

Геолого-структурная характеристика и нефтегазоностность территории исследований

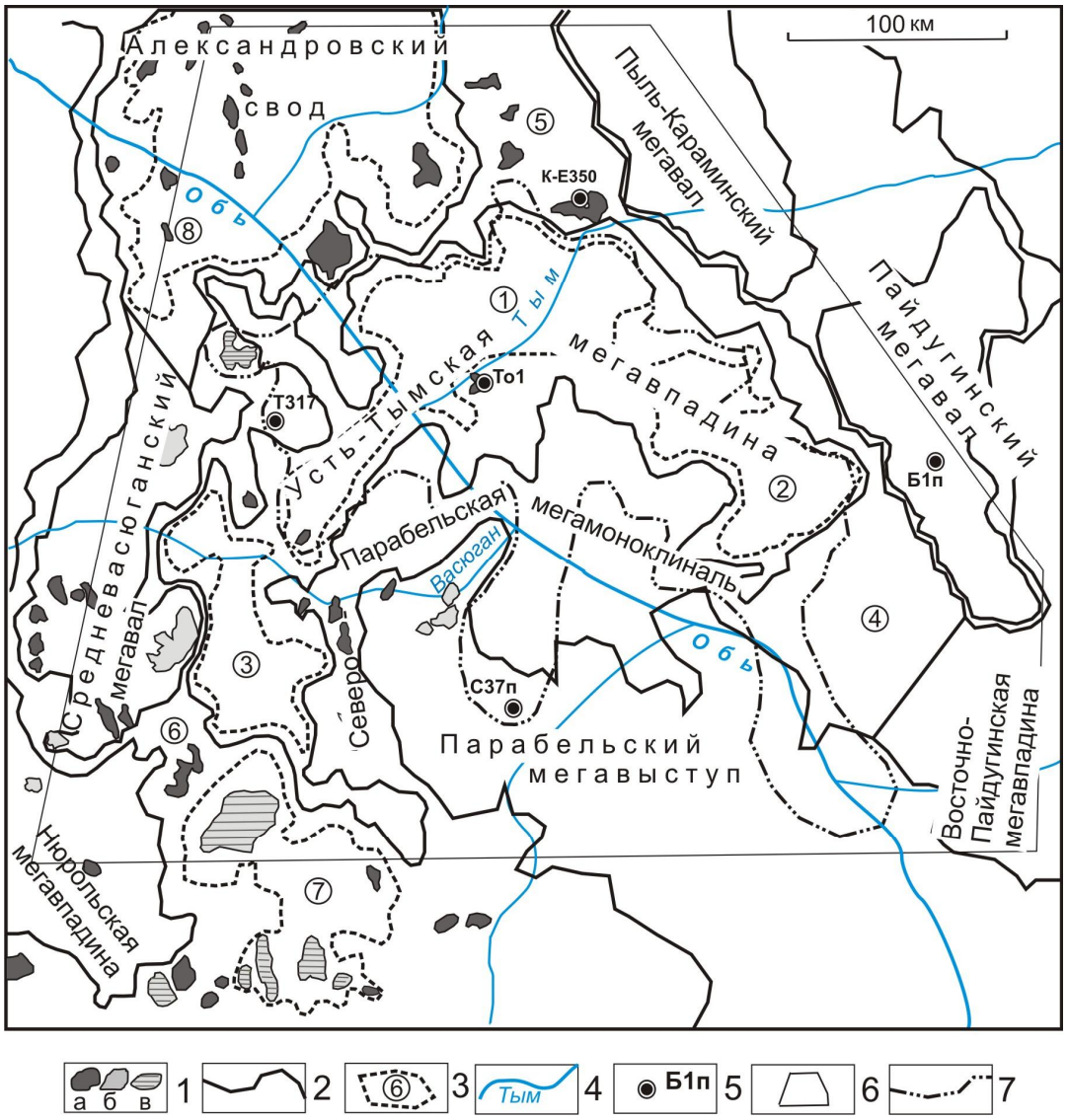
Усть-Тымская подковообразная мегавпадина оконтурена положительными структурными формами I порядка (рисунок). Мегавпадина осложнена структурами II порядка: в центральной части Неготским, в западной Сампатским, в восточной Пыжинским мезопрогибами. По отражающему горизонту II^a (кровля юрских отложений) по замкнутой изогипсе –2560 м площадь мегавпадины составляет 19400 км^2, амплитуда - 240 м [1]. В рельефе доюрского основания Усть-Тымская мегавпадина, оконтуренная изогипсой -2880 м, увеличивается в размерах до 38000 км^2 и включает в себя Северо-Парабельскую мегамоноклиналь, Караминскую и Зайкинскую мезоседловины.

Усть-Тымская мегавпадина, прилегающая с юга Северо-Парабельская мегамоноклиналь и северная часть Парабельского наклонного мегавала расположены в пределах Усть-Тымского НГР Пайдугинской НГО. Восточная и самая южная части территории исследования входят в земли Пыль-Караминского и Парабельского НГР. Западная часть территории приурочена к Васюганской НГО. Основным разрабатываемым НГК в Усть-Тымском НГР является *верхнеюрский*. Открыты залежи нефти в базальных горизонтах осадочного чехла, объединяемых в *доюрский* НГК. На площадях, где наблюдается увеличение мощности нижнеюрских отложений, подтверждается нефтенасыщенность пластов *нижнеюрского* НГК. Открыты залежи нефти и газоконденсата в *меловом* НГК.

Результаты исследований

Прогнозирование очагов генерации баженовских и тогурских нефтей выполнено методами геотемпературного моделирования и палеотектонических реконструкции на основе решения прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации, с учетом палеоклимата и данных лабораторного изучения ОСВ [2]. При решении обратной задачи – определении плотности теплового потока из «основания» – одновременно использованы как

измерения пластовых температур, полученные при испытании скважин, так и палеотемпературы, полученные пересчетом из определений ОСВ в породах, слагающих разрез скважин.



Обзорная структурно-тектоническая схема территории исследования (по Конторовичу А.Э., 1998): **1** – месторождения: а) нефтяное, б) газовое, в) газоконденсатное; границы тектонических элементов: **2** – I порядка, **3** – II порядка и номер структуры; **4** – речная сеть; **5** – скважина и ее номер; **6** – контур района исследования; **7** – граница распространения тугорской свиты. Структуры II порядка: 1) Неготский мезопрогиб 2) Пыжинский мезопрогиб; 3) Сампатский мезопрогиб; 4) Зайкинская мезоседловина; 5) Караминская мезоседловина; 6) Шингинская мезоседловина; 7) Пудинское мезоподнятие; 8) Трайгородский мезовал. Глубокие скважины: Б1п – Береговая 1 параметрическая, К-Е350 – Киев-Еганская 350, То1 – Толпаровская 1, Т317 – Трассовая 317, С37п – Сенькинская 37 параметрическая

На втором этапе исследований для разрезов каждой глубокой скважины (рисунок), решением прямых задач геотермии, восстановлена термическая история материнских отложений и по геотемпературному критерию [3] выделены очаги генерации баженовских и тогурских нефтей (табл. 1).

Таблица 1. Тепловой поток и температурный режим нефтематеринских свит

Скважина	Теплового потока из основания, мВт/м^2	Температурный режим очага генерации баженовских нефтей*			Температурный режим очага генерации тогурских нефтей*		
		Затухание очага	MAX температура	Зарождение очага	Затухание очага	MAX температура	Зарождение очага
Б1п	48	92 38	92 38	87 62	-	-	-
К-Е350	56	100 0**	114 38	91 86	-	-	-
То1	46	85 2	96 38	87 62	100 0**	113 38	97 86
Т317	52	92 0**	102 38	86 73	102 0**	111 38	95 73
С37п	47	85 2	95 38	85 86	95 0**	106 38	97 86

* - в числителе приведена геотемпература очага в ^{0}С, в знаменателе - соответствующее время в млн. лет назад.
** - очаг «работает» и в настоящее время.

Для ранжирования территории по степени перспективности рассчитан условный интегральный показатель, учитывающий максимальную геотемпературу очага генерации нефти и время его существования:

$$ÓÈÏ_i = U_i \times t_i \times 10^{-2},$$

где U_i – максимальная (MAX) температура i-го очага генерации нефти, ^{0}С; t_i – время действия i-го очага, млн. лет.

Заключение

Для мелового, верхнеюрского НГК Усть-Тымской мегавпадины основной нефтегенерирующей свитой является баженовская свита. Для среднеюрского, нижнеюрского и палеозойского НГК источником нефти является РОВ тогурской свиты. В результате ранжирования наиболее перспективным по меловому, верхнеюрскому НГК оказалось северное замыкание мегавпадины, по средне- нижнеюрскому и палеозойскому НГК наиболее перспективным оказалась ее центральная часть (табл. 2).

Таблица 2

Ранжирование (районирование) территории Усть-Тымской мегавпадины по степени перспективности

Район (скважина)	Нижнемеловой и верхнеюрский НГК		Средне- нижнеюрский и палеозойский НГК	
	Значение УИП	Ранжир	Значение УИП	Ранжир
Северное замыкание (К-Е350)	99	1		
Южное обрамление (С37п)	80	2	92	2
Западный склон (317)	74	3	81	3
Центральная часть (То1)	58	4	98	1
Восточное обрамление (Б1п)	22	5		

ЛИТЕРАТУРА

1. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. – 253 с.
2. Исаев В.И., Лобова Г.А., Рояк М.Э., Фомин А.Н. Нефтегазоносность центральной части Югорского свода // Геофизический журнал. – 2009. – Т.31. – №2. – С. 15–46.
3. 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 550.837

ДИФФУЗИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И ЕГО ВКЛАД В ПОТЕНЦИАЛ СПОНТАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАРОТАЖА СКВАЖИН МЕТОДОМ ПС

Д.В. Исламгалиев, тел. +7-902-44-14-148, e-mail dif1205@mail.ru
Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Annotation. Theoretical studying of the phenomenon of spontaneous polarization of the environment and calculations of a stationary electric field at use of the cylindrical symmetry for various models of non-uniform three-dimensional conducting environments with reference to the survey of wells a method of spontaneous polarization. “Palette Schlumberger” or the created software “Paletka_PS” will allow to determine the size of correction factor for a transition from the size of PS potential measured in a well opposite to layers-collectors to the size of the true adsorption potential of rock that allows to a determine factor of porosity of the investigated environment.

Метод спонтанной (самопроизвольной) поляризации (ПС) является одним из старейших методов каротажа, применяемых в геологоразведочных скважинах нефтегазовой отрасли. Одной из задач, решаемой методом ПС, является выделение в изучаемом разрезе пористых пластов-коллекторов и оценка величины их пористости. Для ее решения необходимо перейти от значений электрического потенциала ПС, измеренного на оси скважины напротив пласта-коллектора, к истинной величине адсорбционного потенциала двойного слоя, образующегося на границе «пласт-скважина», который более тесно связано с фильтрационно-емкостными характеристиками пород, слагающих пласт. Переход осуществляется путем введения в измеренное значение электрического потенциала поправочных коэффициентов за влияние физико-геометрических факторов при помощи палеток Шлюмберже или электронных палеток [1-5].

В общем случае измеряемое в скважине электрическое поле (потенциал или его вертикальный градиент) состоит из трех составных частей: первая – электрическое поле, создаваемое адсорбционным потенциалом; вторая – электрическое поле фильтрации флюида в проницаемых породах и третья – электрическое поле диффузии раствора солей.

Первая часть электрического поля возникает за счет адсорбции ионов разного знака в порах пород на границе твердой и жидкой фазы, что приводит к образованию двойного электрического слоя. Наибольшее количество работ, посвященных изучению метода ПС, посвящено изучению именно этого эффекта.

Вторая часть электрического поля возникает за счет электрического поля, создаваемого течением флюида из проницаемых пластов пород в скважину при положительном дебите, возникающем за счет превышения литостатического давления горных пород над гидростатическим.

Третья часть электрического поля возникает за счет диффузии растворов солей различной концентрации в буровом растворе (промывочной жидкости) и флюиде, заполняющем поры горных пород. Диффузионный потенциал зависит от разности числа переноса анионов и катионов и существует только в неравновесном состоянии, в равновесном состоянии он равен нулю.

Рассчитаем величину потенциала на оси скважины диаметра d, создаваемого сторонней напряженностью электрического поля, источник которой имеет цилиндрическую форму поверхности:

$$U = \frac{1}{4\pi}\int_V \vec{\mathbf{E}}_\mathbf{C}\frac{\vec{r}}{r^3}dV = \frac{1}{4\pi}\int_S \frac{\Delta U_d}{r^2}dS\,,$$

где:

ΔU_d – скачок диффузионного потенциала, мВ;

$\vec{\mathbf{E}}_\mathbf{C}$ – напряженность электрического поля диффузии, В/м.

Скачок диффузионного потенциала можно посчитать по формуле [3, 4]:

$$\Delta U_d \approx \Delta n \frac{RT}{zF} \ln\left(\frac{C_a}{C_k}\right) = \Delta n \frac{RT}{zF} \ln\left(\frac{1+\Delta n}{1-\Delta n}\right) \textbf{ при } \Delta n \in (-1;\ 1).$$

где: Δn – разность чисел переноса анионов и катионов;

R – универсальная газовая постоянная, 8.314 Дж/(моль·^{o}K) ;

T – абсолютная температура, ^{o}K ;

z – валентность анионов;

F – число Фарадея, $9.65 \cdot 10^{-7}$ Кл/кг-экв;

$\frac{C_a}{C_k}$ – отношение концентраций анионов и катионов.

Диффузионный потенциал всегда положительный, и он всегда скрадывает аномалию в кривой ПС, что немного затрудняет точное определение адсорбционного потенциала и приводит к увеличению истинного значения потенциала продуктивного пласта.

Нестационарная диффузия

Пусть в зоне проникновения сразу после прекращения бурения концентрация вещества понижена до величины $C_{\text{пж}}$. После промывки с течением времени происходит восстановление концентрации в зоне проникновения и стволе скважины до величины C_0. Процесс изменения концентрации в этом случае подчиняется одномерному уравнению нестационарной диффузии [6, 7]:

$$\frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial C}{\partial r} = \frac{1}{D}\frac{\partial C}{\partial t}.$$

Пусть в тонком, изолированном пласте начальное распределение концентрации принимает значения $C(r,0) = C_0$ при $r > b$ и $C(r,0) = C_{\text{пж}}$ при $r < b$, где b – радиус зоны проникновения. Тогда для уравнения диффузии в полярных координатах имеем решение [3]:

$$C(r,t) = C_0 + \frac{C_{\text{пж}} - C_0}{2Dt} \int_0^b \exp\left[-\frac{r^2+\xi^2}{4Dt}\right] \cdot I_0\left(\frac{r\xi}{2Dt}\right) \cdot \xi d\xi ,$$

где: $D = 2 \cdot 10^{-9}$ м^2/с– коэффициент диффузии;

r –радиус скважины, м;

b –радиус зоны проникновения, м;

$C_{\text{пж}}$ – концентрация промывочной жидкости, моль/м^3;

C_0 – концентрация пласта, моль/м^3;

t – время, c;

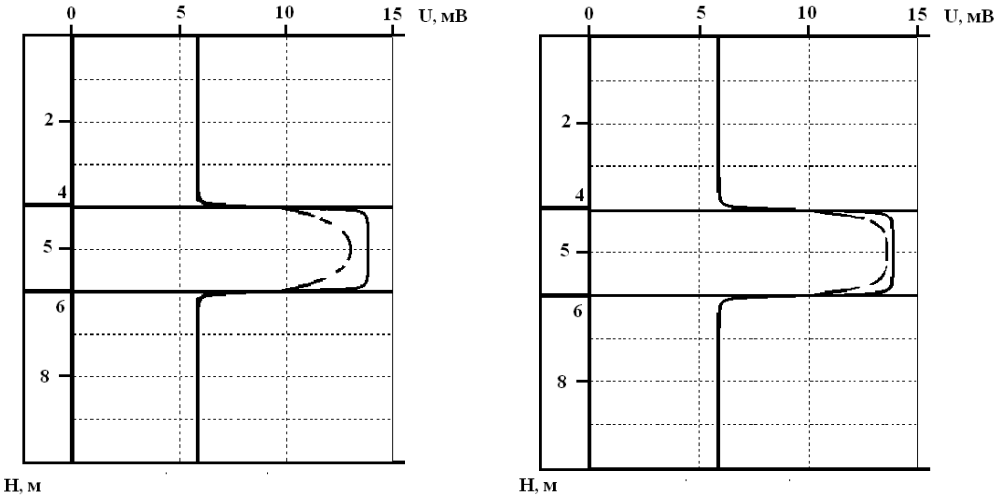
I_0 - модифицированная функция Бесселя нулевого порядка.

Заменяя функцию Бесселя ее асимптотическим представлением $I_0(0) = 1$ [9], имеем на малых временах

$$C(r,t) = C_0 + \frac{C_0 - C_{\text{пж}}}{2}\left[erf\left(\frac{r-b}{2\sqrt{Dt}}\right) - erf\ \frac{r}{2\sqrt{Dt}}\right],$$

где: $erf\,(x)$ – функция ошибки.

В результате чего можем установить изменение зоны проникновения и время установления равновесного состояния в скважине (рис 1).



а) **б)**

Рис.1. Кривая диффузионного потенциала на оси скважины при единичной валентности анионов, диаметре скважины $\mathbf{d_c = 0.1м}$,
мощность продуктивного пласта $\mathbf{H = 2м}$, отношение концентраций

$$\frac{\mathbf{C_{пер}}}{\mathbf{C_{пж}}} = \frac{\mathbf{C_{под}}}{\mathbf{C_{пж}}} = \mathbf{2}, \frac{\mathbf{C_{пл}}}{\mathbf{C_{пж}}} = \mathbf{3} \text{ или } \frac{\mathbf{C_{пер}}}{\mathbf{C_{пж}}} = \frac{\mathbf{C_{под}}}{\mathbf{C_{пж}}} = \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{3}}, \frac{\mathbf{C_{пл}}}{\mathbf{C_{пж}}} = \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{2}};$$

а) Штриховая линия $-\mathbf{C_{зп}} = \mathbf{C_{пж}}$ при $\mathbf{d_{ЗП} = 1\,м}$; сплошная линия $-\mathbf{C_{пл}} = \mathbf{C_{пж}}$ при $\mathbf{d_{ЗП} = 0\,м}$, время установление равновесного состояния около 500 дней;

б) Штриховая линия $-\mathbf{C_{зп}} = \mathbf{C_{пж}}$ при $\mathbf{d_{ЗП} = 0.3\,м}$; сплошная линия $-\mathbf{C_{пл}} = \mathbf{C_{пж}}$ при $\mathbf{d_{ЗП} = 0\,м}$, время установление равновесного состояния около 43 дней

Литература

1. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов исследований разрезов скважин. / Дахнов В.Н. // – М.: Гостоптехиздат, 1962. 547 с.
2. Итенберг С.С. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. / Итенберг С.С. // –М.: Недра, 1987. 375 с.
3. Кормильцев В.В. Теоретические и экспериментальные основы спонтанной поляризации горных пород в нефтегазовых скважинах. / Кормильцев В.В., Ратушняк А.Н. // – Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 160 с.
4. Исламгалиев Д. В. Диффузионный потенциал и его вклад в потенциал спонтанной поляризации при интерпретации каротажа скважин методом ПС. / Исламгалиев Д. В. // Двенадцатая уральская молодежная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. Пермь: ГИ Уро РАН, 2011. С. 100-102.
5. Исламгалиев Д. В. Электронные палетки Шлюмберже для интерпретации каротажа скважин методом спонтанной поляризации (ПС). / Исламгалиев Д. В. // Материалы международного научно-практического симпозиума. Уральская горная школа. Екатеринбург: УГГУ, 2010. С. 66-68.
6. Скорчеллетти В.В. Теоретическая электрохимия. / Скорчеллетти В.В. //–Л.; Химия, 1974. 508 с.
7. Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии./ Фридрихсберг Д.А. // –Л.: Химия, 1974. 352 с.
8. Абрамовиц М. Справочник по специальным функциям с формулами, графиками и таблицами. / Абрамовиц М., Стиган И. // –М.: Наука, 1979, 832 с.

****

УДК 551.501.776

РАЗВИТИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Н.А. Калинин, А.А. Смирнова, Е.М. Свиязов, (342)2396-377, meteo@psu.ru
ГОУВПО «Пермский государственный университет», г. Пермь, Россия

Stages of development of radar-tracking meteorology in the world, Russia and a city of Perm are stated. The basic problems and radar meteorology problems are resulted, prospects of practical and scientific use of the information of meteorological radars are defined.

Радиолокация сравнительно молодая наука. Впервые свойство радиоволн искажаться при прохождении через препятствие было замечено еще в 1899 г. А.И. Поповым (Россия) и подтверждено Юнгом и Тейлором (Великобритания) в 1922 г. Однако первые радиолокационные станции появились практически одновременно в СССР, США и Великобритании лишь в 30-е годы прошлого века. Они работали на метровых и дециметровых длинах волн и применялись для пеленгации объектов в воздушном пространстве. В СССР работы по радиолокации начались в Ленинградском электрофизическом институте в январе 1934 г. под руководством А.А. Чернышева, а 19 февраля этого же года было произведено первое испытание опытной радиолокационной установки. Разработка РЛС проводилась по заказу военных для обнаружения самолетов противника.

Для метеорологических целей РЛС начали использоваться с 40–х гг. XX в., когда были созданы новые военные радиолокаторы, использующие для работы радиоволны сантиметрового диапазона. 20 февраля 1941 г. на побережье Великобритании при радиолокационном наблюдении за самолетом с помощью военной РЛС, работавшей на длине волны 10 сантиметров, на расстоянии свыше 11 *км* была обнаружена зона осадков.

В нашей стране военные РЛС для метеорологических целей были впервые использованы в 1943 г. сотрудниками Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) В.В. Костаревым и Г.И. Голышевым для определения ветра на высотах. В 1944 г. в Главной геофизической обсерватории (ГГО) был создан специальный радиолокатор СОН–2, который был введен в эксплуатацию в 1946 г., и под руководством Е.Т. Рыбакова начались радиоветровые наблюдения. Это был первый в мире опыт создания импульсного метеорологического радиолокатора. В этот период в США и Великобритании с помощью военных радиолокаторов AN/ARQ–13 производятся наблюдения отражений от метеоявлений, проводится их классификация и устанавливается связь отражений различного вида с синоптическими данными. Исследования ведутся под руководством Атласа, Маршалла, Байеса.

В 1950 г. в США были спроектированы два специальных радиолокатора метеорологического применения: AN/CRS–9, призванный заменить AN/ARQ–13, и WSR–57, которые вошли в эксплуатацию в 1951 г. 3–сантиметровая РЛС AN/CRS–9 отличалась большой чувствительностью и была способна обнаруживать очень слабые осадки на расстоянии до 300 *км*. 10–сантиметровый радиолокатор WSR–57 был спроектирован специально для бюро погоды США для обнаружения гроз, торнадо, ураганов. Внедрение в оперативную работу новых типов радиолокаторов позволило провести изучение гроз и града. В результате исследования, проведенного Дональдсоном в Новой Англии, было получено, что, чем выше грозовое облако, сильнее интенсивность и больше площадь радиоэха грозовых очагов, тем больше вероятность образования в нем града. Аналогичные выводы были сделаны Гуком, Дугласом и Хитчфелдом.

Практическое применение радиолокационного метода для штормооповещения в Гидрометцентре СССР началось в 1948–1957 гг. Для этих целей использовались модернизированные 3–сантиметровые самолетные РЛС «Кобальт», приспособленные для проведения наблюдений на земле, а также 10–и сантиметровые радиолокаторы орудийной наводки. Первые систематические наблюдения проводились сотрудниками ГГО и ЦАО В.В.

Костаревым, Н.Ф. Котовым, П.Н. Николаевым, Н.Ф. Головачем, В.Д. Степаненко и другими. Ими были разработаны первые рекомендации по методике обработки и представлению радиолокационных данных, получены вертикальные разрезы облаков, обнаружен слой таяния («яркая линия»), исследованы температуры вершин радиоэха облачности.

В 1961–1962 гг. была завершена разработка первого отечественного метеорологического радиолокатора МРЛ–1 по заказу ВВС. Работы проводились под руководством Г.Ф. Шевелы и С.И. Ваксенбурга. В разработке, испытании и внедрении МРЛ–1 принимали активное участие сотрудники ЦАО, ГГО и ЛВИКА В.В. Костарев, Е.М. Сальман, В.Д. Степаненко, С.М. Гальперин. Позже были разработаны МРЛ-2 и МРЛ-5, заказчиком которых являлась Гидрометслужба СССР.

Изначально в каждой стране развитие радиолокационной техники для нужд метеорологии определялось совокупностью наиболее опасных для народного хозяйства погодных явлений. Основной проблемой США является торнадо. Поэтому там получили наибольшее развитие РЛС, основанные на эффекте Доплера, позволяющие оценить поведение частицы в воздушном потоке, облаке. С начала 60-х гг. прошлого века усилия радиометеорологов США были направлены на количественную интерпретацию радиолокационных отражений и поиски зависимости этих отражений от таких параметров, как распределение интенсивности дождя и размеры капель воды, скорость частиц, интенсивность турбулентности атмосферы и т.д. В нашей стране МРЛ служит для обнаружения и получения радиолокационных характеристик облачности и явлений погоды, с целью предупреждения сильных ливней, гроз, града. Отечественные МРЛ используют импульсный некогерентный метод радиолокации, основанный на излучении электромагнитных колебаний сверхвысокой частоты в виде зондирующих импульсов. Доплеровские когерентные радиолокаторы в оперативной работе для целей метеорологического обнаружения гидрометеоров в России до 2008 г. не применялись.

После внедрения МРЛ в народное хозяйство сотрудниками ГГО постоянно велась работа по совершенствованию радиолокаторов. Большой объем информации об облачности и связанных с ней явлениях погоды, полученный с МРЛ, потребовал разработки новых способов ее обработки и представления, была создана единая методика применения данных МРЛ для штормооповещения, синоптического анализа и климатических обобщений.

В середине 60-х годов XX в. в ГГО было положено начало автоматизации радиолокационных метеорологических наблюдений. В результате автоматизации МРЛ удалось повысить оперативность наблюдений и скорость обновления радиолокационной информации, устранить субъективизм ручной обработки радиолокационных данных. Автоматизация наблюдений на МРЛ проводилась на базе комплексов «Метеоячейка–С2» и АКСОПРИ.

На основании проведенных ранее исследований и накопленного в результате эксплуатации МРЛ опыта в 1969 г. коллективом сотрудников ГГО под руководством Г.Б. Брылева было выпущено руководство по использования МРЛ, которое было переработано и дополнено в последующих изданиях.

В начале 80-х гг. прошлого века при ГГО была создана полевая экспедиционная база в пос. Тургаш (320 *км* к юго–востоку от Санкт–Петербурга), на которой с помощью современного радиолокационного оборудования, самолетов–лабораторий, грозопеленгаторов отечественного и зарубежного производства до настоящего времени проводятся эксперименты по активным воздействиям на грозовые облака.

После аварии на Чернобыльской атомной станции получили развитие методы активных воздействий на облака, образовавшиеся после аварии, с целью вызывания из них осадков, обеспечивающих вымывание радиоактивных аэрозолей.

Экономический спад в России, начавшийся в начале 90-х годов прошлого века сказался и на метеорологии. Произошло значительное сокращение наблюдательных гидрометеорологических станций и постов. Чтобы обеспечить необходимую точность метеорологической информации в этот период ведутся работы по сопоставлению и

совместному анализу данных наземных наблюдений и информации МРЛ.

В настоящее время метеорологические локаторы имеют широкое применение во всем мире. Они обладают обширным диапазоном возможностей и приспособлены к нуждам конкретной страны. В Великобритании используется радиолокатор Siemens Plessey 45C. Его основная задача — проводить количественные измерения осадков у поверхности земли для текущего прогнозирования наводнений и краткосрочных прогнозов погоды с заблаговременностью 3 часа. В США наиболее широко используется доплеровский радиолокатор WSR–88D, позволяющий одновременно получать информацию, отвечающую требованиям штормооповещения, метеорологического обеспечения авиации и измерения осадков. Метеорологические радиолокаторы в Германии (DWD) предназначены для наблюдения за явлениями погоды и обеспечения гидрометеорологической информацией служб водного управления и авиации. В Италии основной проблемой являются катастрофические ливни, вызывающие гидрогеологические изменения, ведущие к человеческим жертвам и наносящие ущерб культурным ценностям. Здесь метеорологическая радиолокационная сеть в основном состоит из доплеровских радиолокаторов марки ALENIA-SMA и EEC-ERICSSON. МРЛ в Японии (марка Mitsubishy) предназначены для измерения характеристик осадков с целью прогноза наводнения и регулярного водного режима при эксплуатации плотин на горных реках.

МРЛ, разработанные в России, в особенности МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6, по точности определения местоположения метеорологических объектов и геометрических размеров, мощности эхосигналов, радиусу действия, энергетическому потенциалу, рабочему ресурсу, удобству для операторов превышают требования ВМО к метеорадарам, не уступают и даже превосходят параметры подобных МРЛ Франции, Японии, Италии, Англии, США. Наибольшее распространение в России получили МРЛ–5, работающие на двух каналах связи (3 и 10 см), и позволяющие решать задачи штормового предупреждения, а также работать в режиме градозащиты. В настоящее время МРЛ служат также эффективным средством получения информации о состоянии облачности после воздействия на них с целью предотвращения опасных явлений погоды (ливней, града), либо увеличения осадков в засушливых районах. С их помощью изучают также электрическую активность и зоны турбулентности в кучево-дождевых облаках.

В Перми в 1975 г. на базе аэропорта Большое Савино был установлен МРЛ-2. С апреля 1976 г. начались регулярные наблюдения за облачностью и осадками. Техническое обслуживание радиолокатора, получение и обработку радиометеорологической информации осуществляли инженер по радиолокации Перфильев Сергей Львович, инженер-радиометеоролог Касьянова Ольга Петровна. В 90-е годы началась модернизация и автоматизация радиолокационных комплексов. Сотрудники института радарной метеорологии (г. Санкт-Петербург) произвели работы по установке и наладке МРЛ-5. С 30 марта 1995 г. производятся регулярные наблюдения МРЛ-5 с помощью автоматизированного рабочего места (АРМ) Метеоячейка – удаленное (дистанционное) АРМ радиометеоролога. С 2009 г. методической работой и контролем качества работы АМРК «Метеоячейка» занимаются Сединина Л.С. и Погадаев А.В. Ими проводятся работы по сопоставлению радиолокационных данных с данными наземных метеостанций, анализ неоправдавшихся ОЯ, сопоставление видимости в осадках с данными АМСГ Пермь Б.Савино, сопоставление обледенения с данными воздушных судов, а также дополнение файлов-местников. Операторы МРЛ проводят консультирование заинтересованных потребителей по радиолокационным данным в радиусе 200 км, которые включают: контур радиоэха шквала, грозы, града; высоту радиоэха; направление и скорость смещения радиоэха; вид облачной системы и ее характеристики. Активными пользователями информации являются Пермский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, страховые компании, МЧС, военные организации.

****

УДК. 550.504

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ

А.В. Климшин
Tel.: +79028708807, e-mail:aklimshin@yandex.ru
Учреждение Российской академии наук Институт геофизики Уральского отделения РАН, Россия, Екатеринбург

Abstract.The mathematical model is developed in this paper to calculate the level of volume activity of radon in the air of underground structures, if specific activity of radium in the soil, porosity, soil density, diffusion and emanation coefficients of radon, air exchange and the dimensions of the room are known. The model can be applied in assessing radon potencial for construction and design of ventilation systems in underground structures.

Необходимость контроля уровня радона в воздухе подземных горных выработок возникает при строительстве и эксплуатации шахт, а также автомобильных и железнодорожных тоннелей, в том числе для метрополитенов. Расчет уровней радона в воздухе подземных помещений может выполняться для оценки потенциальной радоноопасности участка под строительство подземного сооружения. Решению этой задачи посвящены работы [1, 2, 3, 4]. В работе [1] приведены соотношения, связывающие значения объемной активности радона при различных скоростях проветривания. В работе [2] приведена модель увеличения во времени величины скрытой энергии в вентиляционной струе равномерно эманирующей выработки. Эти модели не позволяют учесть габариты помещения и свойства горных пород. В работе [3] приведена математическая модель, позволяющая рассчитать накопление радона в горной выработке в отсутствии вентиляции. В работе [4] приводятся математические соотношения для расчета объемной активности радона в шахтном воздухе с учетом содержания урана (радия) в горных породах, их пористости и скорости движения воздуха в подземном помещении. Недостатком этой модели является то, что она не учитывает геометрические характеристики горной выработки.

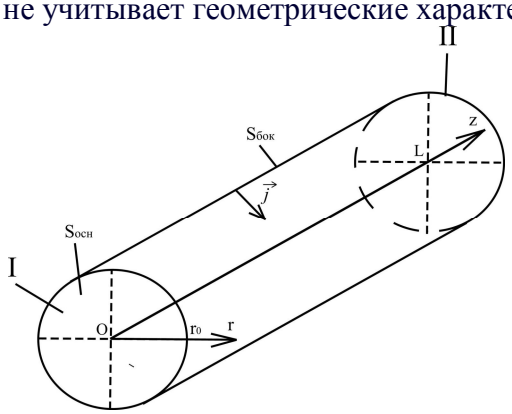


Рисунок 1 – Схематическое изображение подземной горной выработки

В данной работе предлагается методика расчета объемной активности радона в подземных горных выработках. Для расчета должны быть известны размеры подземного помещения, кратность воздухообмена и геофизические свойства грунтов: пористость, плотность, удельная активность радия-226 .

Примем следующие допущения:

- будем предполагать, что помещение подземной горной выработки имеет форму цилиндра с длиной L и с площадью основания $S_{осн}$ (рис. 1);

- за счет вентиляции через основание цилиндра I поступает атмосферный воздух с объемной активностью C_{atm}, через основание цилиндра II воздух с объемной активностью C_{ind} выходит, внутри помещения радон распределен равномерно, кратность воздухообмена λ_v

показывает, какая часть воздуха в помещении обменивается за счет вентиляции в единицу времени;

- с боковой поверхности выработки в помещение поступает диффузионный поток радона $\vec{j}$, источники которого (атомы Ra-226) распределены равномерно в горной породе.

С учетом принятых допущений, уравнение баланса объемной активности радона в воздухе помещений имеет вид [6]:

$$\frac{\partial C_{ind}}{\partial t} = -\lambda \cdot C_{ind} - \lambda_v \cdot (C_{ind} - C_{atm}) + \frac{j \cdot S_{бок}}{V}. \qquad (1)$$

В выражении (1) использованы следующие обозначения: λ – постоянная распада радона, равная $2.1 \cdot 10^{-6}$ (c^{-1}), V – объем помещения ($м^3$), j – среднее значение плотности диффузионного потока радона с боковой поверхности цилиндра. Рассмотрим уравнение диффузии радиоактивной эманации в пористой среде [5] в области $r \in [r_0, \infty)$. В цилиндрической системе координат оно имеет вид:

$$\eta \cdot \frac{\partial C_1}{\partial t} = D\left(\frac{\partial^2 C_1}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial C_1}{\partial r}\right) - C_1 \cdot \lambda \cdot \eta + A_{Ra} \cdot K_{эм} \cdot \rho \cdot \lambda \,, \qquad (2)$$

C_1 – объемная активность радона в пористой среде, η – пористость, A_{Ra} – удельная активность радия-226 в грунтах (Бк/кг), $K_{эм}$ – коэффициент эманирования радона, ρ – плотность грунтов ($кг/м^3$). Зависимостью объемной активности радона C_1 от координаты z пренебрегли, так как предполагается, что удельная активность радия в грунтах, их плотность и пористость, коэффициенты эманирования и диффузии радона распределены равномерно в горных породах, а в помещении радон распределен равномерно.

Система уравнений (1-2) с начальными и граничными условиями $C_1\big|_{t=0} = C_1(r)$, $C_{ind}\big|_{t=0} = C_{ind\,0}$, $\frac{\partial C}{\partial r}\Big|_{r\to\infty} = 0$, $C_1\big|_{r=r_0} = C_{ind}$, $\left.\frac{\partial C}{\partial r}\right|_{r\to r_0} = \left.\frac{\partial C_1}{\partial r}\right|_{r\to r_0}$ представляют собой математическую модель накопления радона в подземных горных выработках.

Рассмотрим стационарное решение уравнения (1) с указанными выше граничными условиями. Оно имеет место при $t >> \lambda^{-1}$.

$$C_1 = C_{ind} \cdot \frac{K_0(r/l)}{K_0(r_0/l)} + C_\infty \cdot \left[1 - \frac{K_0(r/l)}{K_0(r_0/l)}\right]. \qquad (3)$$

В выражении (3) использованы следующие обозначения: $K_\nu(r)$ – модифицированная функция Бесселя второго рода (или функция Макдональда [7]), $l = \sqrt{D/\lambda \cdot \eta}$ - диффузионная длина радона в грунтах ($м$), $C_\infty = \frac{A_{Ra} \cdot K_{эм} \cdot \rho}{\eta}$ - равновесная объемная активность радона в воздухе грунтов ($Бк/м^3$). По закону Фика плотность потока радона с боковой поверхности горной выработки равна:

$$j = D \cdot \left.\frac{\partial C_1}{\partial r}\right|_{r=r_0} = \frac{K_1(r_0/l)}{K_0(r_0/l)} \cdot \frac{D}{l} \cdot (C_\infty - C_{ind}). \qquad (4)$$

С учетом выражения (4), стационарное решение уравнения (1) можно записать в виде:

$$C_{ind} = \frac{2 \cdot r_0 \cdot \lambda_v \cdot C_{atm} \cdot l \cdot K_0(r_0/l) + D \cdot K_1(r_0/l) \cdot C_\infty}{2 \cdot (\lambda + \lambda_v) \cdot r_0 \cdot l \cdot K_0(r_0/l) + D \cdot K_1(r_0/l)}. \quad (5)$$

Запишем выражение для расчета минимальной кратности воздухообмена, обеспечивающей безопасный (заданный) объемной активности радона C_{ind} в помещении подземной горной выработки.

$$\lambda_v = \frac{D \cdot (C_\infty - C_{ind}) \cdot K_1(r_0/l)}{2 \cdot r_0 \cdot l \cdot K_0(r_0/l) \cdot (C_{ind} - C_{atm})} - \frac{C_{ind} \cdot \lambda}{C_{ind} - C_{atm}}. \quad (6)$$

Приведем расчет ожидаемых уровней объемной активности радона в подземном тоннеле радиусом r_0=3 м, что приблизительно соответствует размеру тоннеля метрополитена. Рассмотрим три значения кратности воздухообмена: 1) $\lambda_{v1}=8{,}3\cdot10^{-4}$ ($с^{-1}$) – нормативная кратность воздухообмена для метрополитенов, в соответствии со СНиП 32-02-2003, п. 5.8.4; 2) $\lambda_{v2}=0{,}5\cdot\lambda_{v1}$; 3) $\lambda_{v3}=0$ ($с^{-1}$) – отсутствие вентиляции. В качестве грунтов рассмотрим граниты со следующими характеристиками: плотность ρ=2600 кг/м^3, пористость η=0,15, коэффициент эманирования $K_{эм}$=0,1, коэффициент диффузии радона $D=3\cdot10^{-7}$ м^2/с. Объемная активность радона в атмосферном воздухе принята равной C_{atm}=10 Бк/м^3. Результаты расчета приведены на рисунке 2.

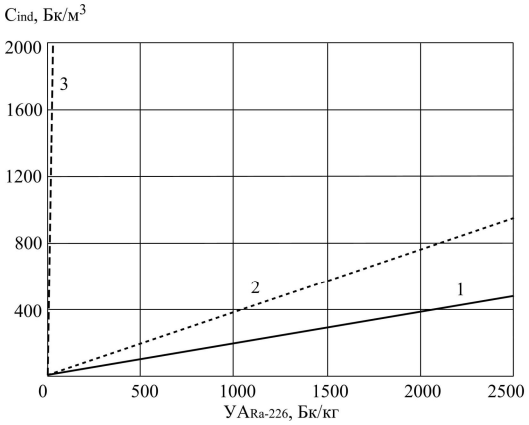


Рисунок 2 – Теоретический расчет объемной активности радона C_{ind} в воздухе подземного помещения в зависимости от удельной активности радия-226 ($УА_{Ra-226}$) при различных значениях кратности воздухообмена: 1) $\lambda_{v1}=8{,}3\cdot10^{-4}$ ($с^{-1}$); 2) $\lambda_{v2}=0{,}5\cdot\lambda_{v1}$ ($с^{-1}$); 3) $\lambda_{v3}=0$ ($с^{-1}$)

По результатам расчета, безопасный уровень объемной активности радона в воздухе помещения – не более 400 Бк/м^3 (в соответствии с МУ 2.6.1.715 – 98) будет обеспечен при нормативной кратности воздухообмена, если удельная активность радия-226 в грунтах не превысит 2070 Бк/кг. При снижении кратности воздухообмена в два раза, безопасный уровень C_{ind} следует ожидать, при $УА_{Ra-226}\leq1035$ Бк/кг. В условиях отсутствия вентиляции, превышение норматива по C_{ind} наступит, если $УА_{Ra-226} > 5$ Бк/кг.

Предложенная математическая модель позволяет дать прогноз ожидаемых уровней объемной активности радона в подземных помещениях по известным свойствам грунтов, проектным характеристикам работы вентиляционной системы и габаритам помещения. Кроме того, модель позволяет рассчитать минимальное значение кратности воздухообмена, необходимое для обеспечения безопасных уровней радона. Эта модель может быть использована при оценке радоноопасности участков для строительства подземных сооружений, а также при проектировании вентиляционных систем в горных выработках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Радиационная защита на урановых и других рудниках / Рекомендации МКРЗ №24. Пер. с англ./ Под ред. и с комментариями А.А.Моисеева и И.Л.Шалаева.-М.: Атомиздат, 1979.-76с.
2. Павлов И.В., Покровский С., Камнев Е.Н. Способы обеспечения радиационной безопасности при разведке и добыче урановых руд. М.:Энергоатомиздат, 1994, 256с.
3. Булашевич Ю.П. Некоторые нестационарные задачи диффузии частиц с ограниченным временем жизни // Ядерно-геофизические исследования. Сб. статей. Свердловск, 1975 (УНЦ АН СССР). С.3-15.
4. Радиационная безопасность при разведке и добыче урановых руд/ Л.Д.Салтыков, И.Л.Шалаев, Ю.А.Лебедев. – 2-е изд. перераб. и доп. – М.: Энергоатомиздат, 1984.-144с.
5. Булашевич Ю.П., Хайритдинов Р.К. К теории диффузии эманации в пористых средах // Изв. АН СССР, сер. геоф.,№12, 1959, С.1787-1792.
6. Postendorfer J., Wicke A., Schraub A. The influence of exhalation, ventilation and deposition processes upon the concentration of radon (222Rn) and thoron (220Rn) and their decay products in room air // Health Phys. 1978. V.34, N5. P.465-473.
7. Никифоров А. Ф., Уваров В.Б. Специальные функции математической физики. Учебное пособие. Изд. 2-е, перераб. и доп. – М.: Наука. 1984.-344с.
8. Защита от радона-222 в жилых зданиях и на рабочих местах. Публикация 65 МКРЗ: Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат, 1995. 68 с.
9. Радиационная защита работающих в рудниках: Публикация 47 МКРЗ: Пер. с англ. - М.: Энергоатомиздат, 1988. - 40 с.

****

УДК. 550.504

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА РАДОНА В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ГРУНТОВ В УСЛОВИЯХ ПРОМЕРЗАНИЯ

А.В. Климшин, И.А. Козлова, Е.Н. Рыбаков, М.Ю. Луковской
Tel.: +79028708807, e-mail:aklimshin@yandex.ru
Учреждение Российской академии наук Институт геофизики Уральского отделения РАН, Россия, Екатеринбург

Abstract**.** A model of radon transport is developed in case of frost penetration in a soil top layer. Results of soil temperature and soil gas radon concentration monitoring are shown. An estimation of radon diffusion coefficient in a frozen soil layer is given. Factors of soil gas radon concentration and radon flux from soil surface are calculated, depending on depth of frost penetration and diffusion properties of soil.

В настоящей работе предложена математическая модель, описывающая влияние промерзания приповерхностного слоя грунтов на значения объемной активности радона в почвенном воздухе (ОАР) и плотности потока (ППР) радона с поверхности почвы. В основе модели лежит предположение об уменьшении коэффициента диффузии радона в промерзающем слое грунтов. Мерзлый слой грунтов остается проницаемым для радона, но обладает некоторой экранирующей способностью. По мере промерзания, мощность мерзлого слоя увеличивается, что приводит к увеличению экранирующей способности.

В работе были решены следующие задачи:

- разработка модели переноса радона в условиях промерзания поверхностного слоя;
- расчет коэффициента диффузии радона в слое мерзлых грунтов;
- оценка изменения значений плотности потока и объемной активности радона в условиях промерзания.

Для описания переноса радона в грунтах воспользуемся уравнением диффузии эманации в пористой среде [1]:

$$\eta \frac{\partial C(z,t)}{\partial t} = Q - \lambda \eta C(z,t) + \frac{\partial}{\partial z}(D(z,t)\frac{\partial C(z,t)}{\partial z}), \quad (1)$$

с начальным и граничными условиями:

$$C(z,0) = \frac{Q}{\lambda \cdot \eta} \cdot (1 - e^{-\frac{z}{l_1}}),\ C(0,t) = 0,\ C(\infty,t) = \frac{Q}{\eta \cdot \lambda}, \quad (2)$$

где $C(z,t)$ – объемная активность радона в почвенном воздухе (Бк/м^3); η – пористость; Q – скорость выделения радона в поры в единице объема среды (Бк/(м^3·с)); λ – постоянная распада радона, равная $2.1 \cdot 10^{-6}$ (1/с); $D(z,t)$ – коэффициент диффузии (м^2/с), $l_1 = \sqrt{\frac{D_1}{\eta \cdot \lambda}}$ - диффузионная длина радона в грунтовом воздухе (до промерзания). D_1 – коэффициент диффузии радона до промерзания (м^2/с). Решение ищется в полубесконечной области, ограниченной сверху поверхностью почвы.

Зависимость коэффициента диффузии от времени и глубины зададим в виде:

$$D(z,t) = D_1 - (D_2 - D_1) \cdot \chi(z - h(t)), \quad (3)$$

где $\chi(z)$ – функция Хевисайда (единичная ступенчатая функция), $h(t)$ – глубина промерзания грунтов (м). D_2 – коэффициент диффузии радона в грунтах после их промерзания (м^2/с).

Функцию h(t) аппроксимируем соотношением:

$$h(t) = \frac{h_{\max} \cdot t}{T}(\chi(t) - \chi(t-T)) + h_{\max} \cdot \chi(t-T). \quad (4)$$

В выражениях (3) и (4) начальный момент времени – $t=t_0$ соответствует началу процесса промерзания, а $t=T$ – время установления максимальной глубины промерзания $h(T)=h_{max}$.

Экспериментальные исследования переноса радона в условиях промерзания верхнего слоя грунтов проводились с 1 октября 2009 г по 30 января 2010 г на полигоне, расположенном на территории Института геофизики УрО РАН, в г. Екатеринбурге. Пористость грунтов на глубине 0.5 м, определенная методом жидкостенасыщения (ГОСТ 26450.1–85) составила η=0.12±0.04 (P=0.95). Удельная активность Ra-226, измеренная с помощью сцинтилляционного гамма-спектрометра, составила A_{Ra}=23±8 Бк/кг (P=0.95).

Температура грунтов измерялась с помощью автономного цифрового измерителя температуры разработанного в ИНГГ СО РАН [Казанцев, Дучков, 1992]. Точность регистрации температуры обеспечена на уровне 0.02 ^{0}C. Измерения проводились на поверхности грунтов и на глубинах 1 см, 21 см, 31 см, 51 см, 1 м, 2 м, 3м с периодом 10 минут. На рис. 1 приведены результаты среднесуточных температур грунтов за весь период наблюдений.

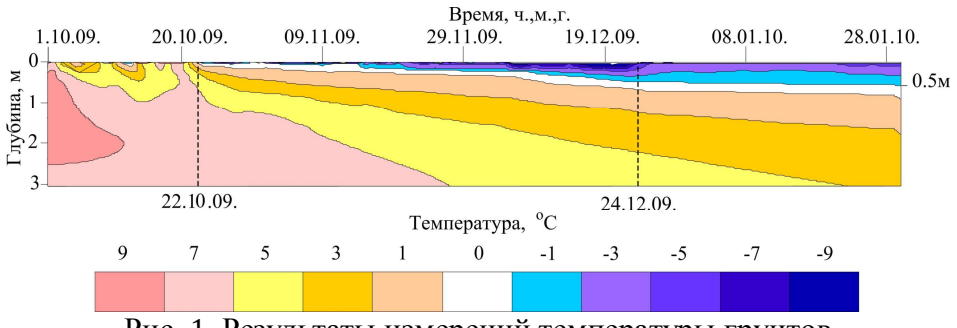


Рис. 1. Результаты измерений температуры грунтов

Мониторинг объемной активности радона в почвенном воздухе проводился с 6 октября 2009 г по 15 января 2010 на том же полигоне, где измерялась температура грунтов. Отбор проб почвенного воздуха производился из пробоотборников, установленных на глубинах 0.7 м и 2.7 м. Измерения были выполнены с помощью радиометра радона

AlphaGuard PQ 2000 PRO по методике, утвержденной ФГУП «ВНИИФТРИ». Результаты измерений объемной активности радона изображены точками на рис. 2.

Значения максимальной глубины промерзания h_{max}=0.5 м найдено по результатам измерения температуры грунтов (рис. 1). Интервал времени установления этого значения $T^*=T\text{-}t_0=11.6\cdot\lambda^{-1}c$.

На рис. 2 приведены решения задачи (1-4), полученные методом конечных разностей. Значения параметров Q, D_1, D_2, входящих в выражения (1-4), подобраны на основе сравнения экспериментальных значений объемной активности радона в грунтовом воздухе с теоретическими. Процедура подбора основана на минимизации функционала, являющегося суммой квадратов невязок между экспериментальными и теоретическими значениями.

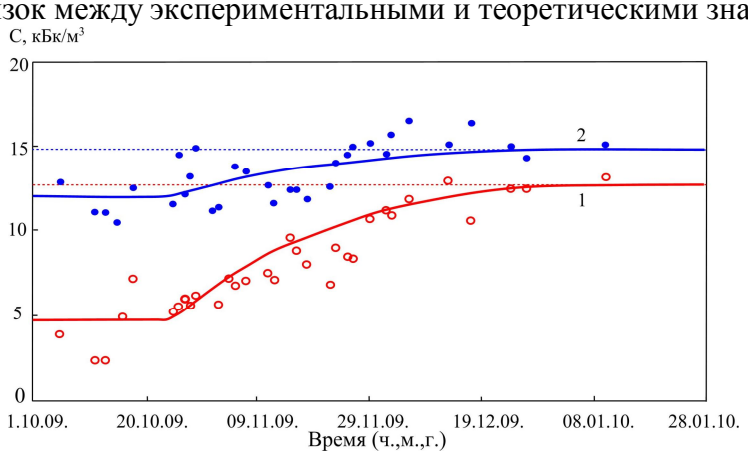
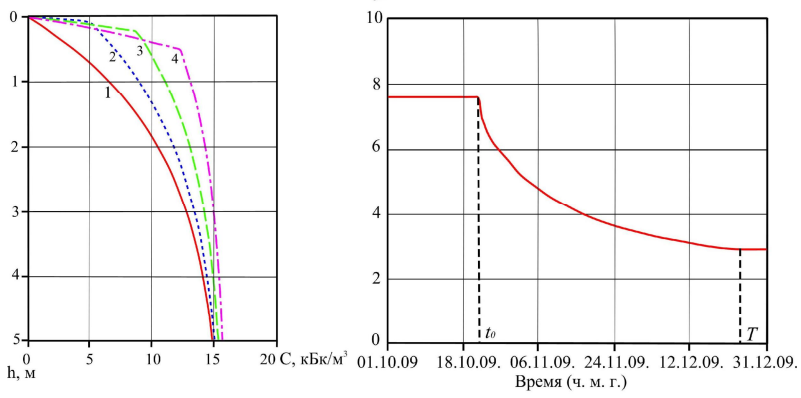


Рис. 2. Изменение объемной активности радона (C) за период измерений на глубине 0.7 (кривая 1, светлые кружки) и 2.7 м (кривая 2, темные кружки). Кривые линии – теоретический расчет; кружки – экспериментальные значения; пунктирные линии – стационарное аналитическое решение (3 – для глубины 0,7 м; 4 – для глубины 2,7 м)

Значения параметров, входящих в выражения (1-5) оказались следующими. Коэффициент диффузии радона в грунтах до промерзания $D_1 \approx 9.10^{-7}$ м^2/с, коэффициент диффузии радона в слое мерзлых грунтов $D_2 \approx 9.1\cdot10^{-8}$ м^2/с, скорость выделения радона в поры в единице объема среды $Q \approx 4\cdot10^{-3}$ (Бк/(м$^3\cdot$с)). Используя эти значения в выражениях (1-3), были рассчитаны теоретические кривые изменения объемной активности радона в грунтах с глубиной для различных моментов времени (рис. 3, слева). Значения плотности диффузионного потока радона с поверхности грунтов, представленные на рис. 3 (справа), рассчитаны по формуле:

$$j(t) = D(0,t)\cdot\left[\frac{\partial C(z,t)}{\partial z}\right]_{z=0}. \qquad (6)$$



а) б)

Рис. 3. а) Теоретический расчет кривых изменений объемной активности радона C при различных глубинах промерзания, соответствующих временам измерений: 1 – 22.10.09; 2 –

1.11.09; 3 – 17.11.09; 4 – 21.12.09; б) теоретический расчет изменения плотности потока радона *j* с поверхности грунтов за период, соответствующий времени измерений

Используя математическую модель (1-4), были рассчитаны средние значения возрастания объемной активности и уменьшения плотности потока радона, вызванные промерзанием верхнего слоя грунтов для различных их типов, характеризующихся диффузионной длиной радона *l* от 0,6 до 2 м. Если коэффициент диффузии радона в мерзлом слое грунтов равен $D_2 \approx 9.1 \cdot 10^{-8}$ м^2/с, то при глубине промерзания грунтов h_{max} от 0 до 1 м объемная активность радона на глубине 0,7 м возрастает в среднем в 1,7 раз, а плотность потока радона с поверхности почвы убывает в среднем в 1,8 раз. Эти средние значения можно использовать в качестве поправок при интерпретации результатов измерений ОАР и ППР, выполненных в зимнее время года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булашевич Ю. П., Хайритдинов Р. К. К теории диффузии эманации в пористых средах // Известия Академии Наук СССР. 1959. №12. С.1787-1792.

****

УДК. 550.504

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕНОСА РАДОНА В УСЛОВИЯХ СВОБОДНОЙ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ ПОЧВЕННОГО ВОЗДУХА

А. В. Климшин, М. Г. Миндубаев

Tel.: +79028708807, e-mail:aklimshin@yandex.ru

Учреждение Российской академии наук Институт геофизики Уральского отделения РАН, Россия, Екатеринбург

Abstract. On a laboratory stand the distribution of the flux density of radon on the soil surface under conditions of free thermal convection in a porous medium are studied. On the example of experimental data and numerical calculations it is shown that for positive temperature gradients wich observe during cooling the soil surface under natural conditions, a free thermal convection arise. It leads to a nonuniform distribution of the flux density of radon on the soil surface.

С 1999 года в России в качестве основного контролируемого параметра при оценке радоноопасности строительных площадок используется плотность потока радона (далее - ППР) с поверхности почвы (СП 2.6.1.799-99). На основании измеренных значений этой величины принимается решение о внесении мер защиты от радона в проект здания. За время применения этого критерия оценки накопилось большое количество экспериментальных фактов, указывающих на значительные временные вариации плотности потока радона, достигающие порядка его величины в сутки [1, 2]. В работе [3] показано, что суточные вариации температуры в верхнем слое почвы могут приводить к возникновению свободной тепловой конвекции почвенного воздуха. Это явление рассматривается как одна из причин возникновения вариаций плотности потока радона с поверхности почвы.

Цель исследования: экспериментальная проверка существования свободной тепловой конвекции на лабораторном стенде в условиях, соответствующих естественным колебаниям температуры верхнего слоя грунтов и оценка влияния свободной тепловой конвекции на диапазон вариаций плотности потока радона с поверхности почвы; исследование переноса радона в пористой среде в условиях свободной тепловой конвекции методом численного моделирования.

Экспериментальные исследования выполнены на лабораторном стенде, изображенном на рис. 1. Создаваемый в лабораторной установке градиент температуры составляет около 20-30 ^{0}С/м, что соответствует градиенту, возникающему в естественных условиях при

суточных колебаниях температуры грунтов. Проницаемость пористого материала составляла $K=2\cdot10^{-9}$ м^2.

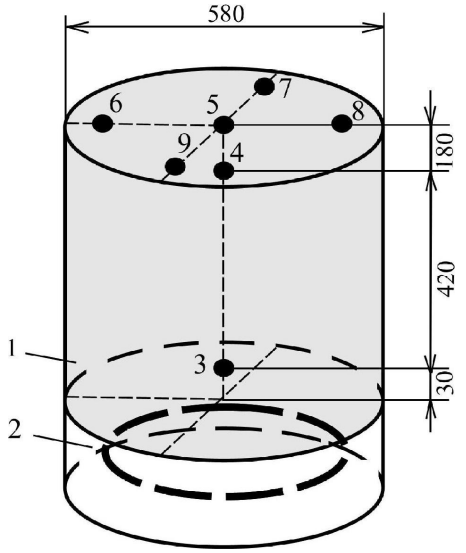


Рис.1. Общий вид экспериментального стенда: 1 – часть стенда, заполненная щебнем и отсевом, 2 – нагревательный элемент, 3,4 – температурные датчики, 5-9 точки измерений плотности потока радона (точки 6-9 удалены на 220 мм от точки 5).

Измерения плотности потока радона проводились на поверхности пористого материала с помощью измерительного комплекса «Камера 01» в отсутствии подогрева и при подогреве снизу. Среднее значение и стандартное отклонение, определенные по результатам пяти серий измерений плотности потока радона в отсутствии подогрева, равны 24 и 4 мБк/(м^2·с) соответственно. Среднее значение и стандартное отклонение, определенные по результатам пяти серий измерений плотности потока радона, при положительном градиенте температуры пористой среды, равны 17 и 12 мБк/(м^2·с), соответственно.

В данной работе проведено численное моделирование миграции радона в почвенном воздухе в условиях свободной конвекции, обусловленной положительным градиентом температуры. Рассматривается фильтрационная конвекция в пористой среде для несжимаемого флюида, описываемого приближением Буссинеска. Среда считалась изотропной, зависимость коэффициента теплового расширения и вязкости газа от температуры не учитывались.

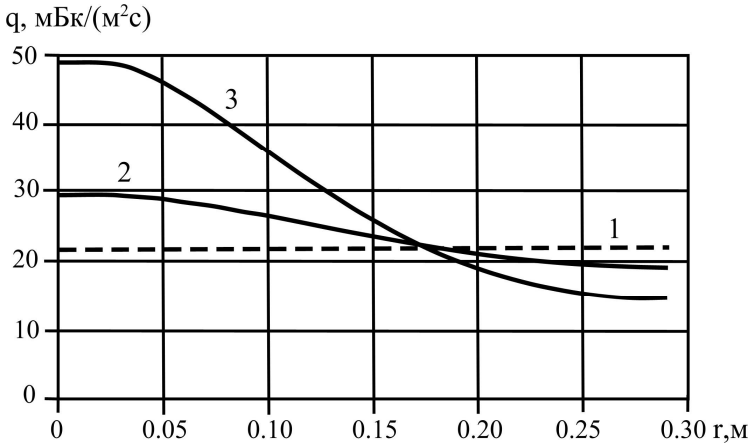


Рис. 2. Расчетные зависимости плотности потока радона с поверхности грунта q от радиуса бочки: (1) - в отсутствии конвекции (Ra_p=0), (2) - число Рэлея Ra_p=100, (3) – число Рэлея Ra_p=140.

Система стационарных уравнений, описывающих перенос радона в условиях свободной тепловой конвекции флюида в пористой среде в цилиндре, решалась методом установления по времени, с использованием консервативной, монотонной неявной схемы

конечных разностей [4]. Расчеты проведены для чисел Рэлея Ra_p=100 и Ra_p=140. Из расчетов следует, что с увеличением числа Рэлея Ra_p, скорость циркуляции флюида возрастает, что приводит к увеличению потока радона у оси цилиндра и уменьшению потока на краях. Кроме этого, с увеличением числа Рэлея Ra_p снижается интегральное значение объёмной активности радона в области. На рис. 2 представлены плотности потока радона с поверхности грунта q при соответствующих значениях чисел Рэлея Ra_p, а также плотность потока в отсутствии конвекции, составляющее $q \approx 22$ мБк/(м^{2}с).

Выводы. В результате проведенного эксперимента показано, что при возникновении свободной тепловой конвекции воздуха в грунтах может наблюдаться трехкратное увеличение стандартного отклонения значений плотности потока радона.

В результате численного моделирования, на примере двумерной осесимметричной модели показано, что наличие свободной тепловой конвекции приводит к возникновению неоднородного по площади распределения плотности потока радона с поверхности грунта.

На основании выполненных оценок, авторы работы не рекомендуют проводить измерения плотности потока радона при оценке радоноопасности строительных площадок в ночное и утреннее время суток, а также в осеннее время года на грунтах, проницаемость которых выше 10^{-9} м^2.

Выводы данной работы необходимо использовать при обработке результатов измерений плотности потока радона, выполненных в условиях охлаждения поверхности почвы.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы» (ГК №П1271), Программы №16 Президиума РАН и программы №6 ОНЗ РАН. Авторы благодарят профессора Ю.В. Хачая за внимание к работе и обсуждение полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев В.В., Рогалис В.С., Кузьмич С.Г. Исследования влияния временных условий на потоки радона на строительных площадках // АНРИ 2008, №2, С. 34-36.
2. Микляев П. С., Петрова Т. Б. Механизмы формирования потока радона с поверхности почв и подходы к оценке радоноопасности селитебных территорий // АНРИ 2007, №2, С.2-16.
3. Климшин А.В. Оценка вариаций плотности потока радона при возникновении свободной тепловой конвекции в верхнем слое почвы//Уральский геофизический вестник, 2009, №2, с.
4. Миндубаев М.Г. Особенности развития двумерной конвекции во вращающейся сжимаемой проводящей жидкости //Геомагнетизм и аэрономия.2010.Т.50. №6. С.792-798.

****

УДК.550.504

ВАРИАЦИИ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В ТЕМПЕРАТУРНОМ ДИАПАЗОНЕ 20-400^{0}С

И.А. Козлова, А.К Юрков, (343) 267-95-19, ikozlova75@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург. Россия

Аннотация. Исследуются вариации объемной активности радона-222 при изменении температуры стандартного образца от 20-400 ^{0}С. Приведены экспериментальные результаты измерения объемной активности радона в гранитном порошке и глине при изменении температуры.

Abstract. Research the variation of the volumetric activity of radon-222 at change of temperature of a standard form of 20-400 ^{0}C. The experimental results of measurement of volumetric activity of radon in granite powder and clay when the temperature changes.

Образующиеся при распаде радия изотопы радона остаются либо внутри структуры содержащего их минерала (связанные изотопы радона), либо накапливаются в порах, трещинах, капиллярах минерала или породы (свободные изотопы радона). Количество связанных и свободных изотопов радона, а также скорость распространения последних от места образования определяется процессами эманирования и диффузии [1]. Но существует также и промежуточная фаза состояния атомов радиоактивных газов – это атомы, находящиеся в сорбированном состоянии на стенках трещин, капилляров, пор [2].

На сегодняшний день, очень мало работ экспериментально подтверждающих наличие сорбированного радона и закономерности его поведения.

Сорбированный радон при обычных условиях практически не перемещается и не вносит вклад в эманирующую способность горных пород. Сорбционная способность горных породу к радону невысокая, по сравнению с другими активными газами, из-за его химической инертности. Поэтому небольшое увеличение температуры горных пород может привести к уменьшению их сорбционной способности и соответственно сбросу какой-то части радона. При температурах выше 600 ^{0}C начинается интенсивное выделение газа за счет процесса диффузии [1]. При нормальных условиях диффузия изотопов радона через кристаллическую решетку играет незначительную роль. Поэтому для экспериментальных исследований по изучению сорбционных эффектов гранитного порошка и глины был выбран температурный диапазон от 20 ^{0}C до 400 ^{0}C.

В лабораторных условиях была собрана циркуляционная схема (рис.1). Из стандартного образца радона (СОР) [3], установленного на печи, через гибкий шланг откачивался насосом воздух, охлождался и пропускался через вход радиометра радона AlphaGUARD. Выход радиометра соединялся гибким шлангом со входом СОР. На корпусе СОР была закреплена термопара измеряющая температуру. После цикла фоновых измерений включали печь. Для уменьшения теплоотдачи СОР накрывали асбестовым экраном. После регистрации термопарой температуры 400 ^{0}C, СОР снимали с печи и снимали асбестовый экран.

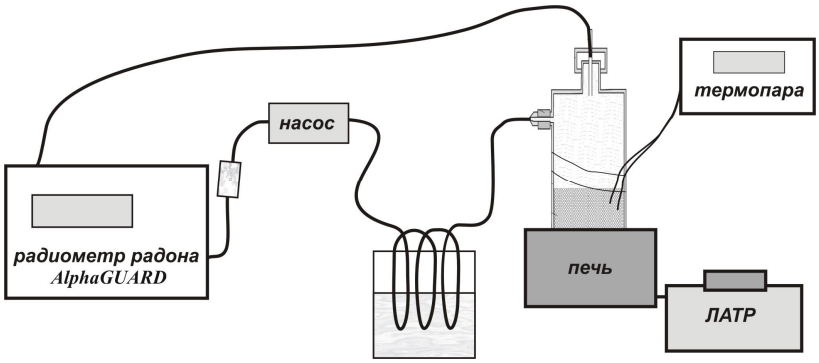


Рисунок 1. Циркуляционная схема

В качестве рабочего вещества в СОР применялись гранитный порошок (отсев фракции 1-2 мм) и глина из района г.Кизел (с высоким содержанием радия). Величина объемной активности радона в СОР определяется содержанием радия и эманирующей способностью рабочего вещества. Все измерения проводились с насыщенными по радону образцами (накопление 25 дней). Собранная на основе измерительного комплекса AlphaGUARD циркуляционная схема позволила проводить непрерывные измерения ОАР при изменении температуры СОР.

Полученные результаты показали, в стандартном образце, наполненном гранитным порошком при температуре 200 ^{0}C начинает возрастать объемная активность радона (рис. 2). При температуре 400 ^{0}C, ОАР увеличивается в 3 раза. После отключения нагрева, происходит снижения величины объемной активности радона, и ее выход на фоновый уровень.

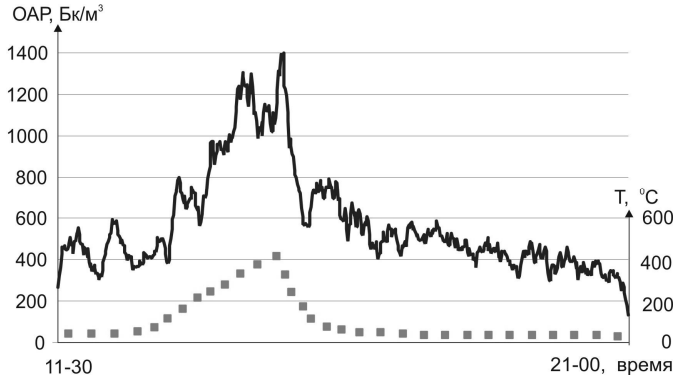


Рисунок 2. Изменение объемной активности радона в стандартном образце наполненного гранитным порошком при нагреве до 400 ^{0}C) [4]

Экспериментальным результатом нагрева СОР, заполненного глиной, стало увеличение объемной активности радона в 4 раза (рис. 3). После отключения нагрева, резкое снижение величины ОАР, и ее выход на уровень в 2 раза ниже фонового.

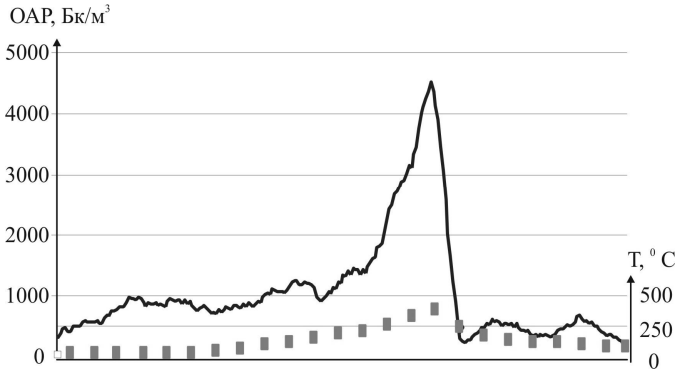


Рисунок 3. Изменение объемной активности радона в стандартном образце наполненного глиной при нагреве до 400 ^{0}C

Для объяснения характера кривой ОАР было сделано предположение, что в глине находится связанная вода, которая при нагреве испарилась, тем самым освободила дополнительные поверхности (вакансии), на которые при отключении нагрева адсорбировался выделившийся ранее радон.

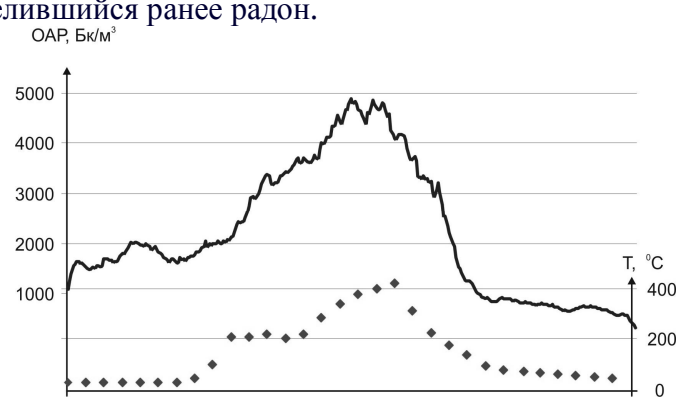


Рисунок 4. Изменение объемной активности радона в стандартном образце наполненного глиной при нагреве до 400 ^{0}C

Поэтому СОР наполненный глиной нагрели до температуры 400 ^{0}C и откачали из него воздух вакуумным насосом. Потом поставили его на накопление. Через 25 дней был

проведен повторный эксперимент. Результатом оказалось увеличение ОАР в 3 раза и плавное снижение на уровень немного ниже фона (рис.4). Очевидно, что удаление воды из глины привело к изменению ее сорбционной способности.

Итак, серия экспериментов показала наличие выделения и поглощения радона при нагреве и остывании. Увеличение значений объемной активности радона при нагреве достигает 300-400 %. При остывании стандартного образца величина ОАР возвращается на фоновый уровень. Поскольку диффундировать в кристаллическую решетку радон не может, объяснением может служить сорбция радона на поверхностях порового пространства. Таким образом, наблюдаемые эффекты могут быть объяснены поверхностной сорбцией и десорбцией радона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и короткоживущие продукты их распада в природе. //М.: Атомиздат, 1969. 312 с
2. Рябоштан Ю.С., Горбушина Л.В. Эманационный метод индикации геодинамических процессов при инженерно-геологических изысканиях. // «Советская геология», № 4, 1975 г.
3. Пат. № 2075092 РФ, RU 2075092 C1; -№94003334/25. Стандартный образец радона. /Уткин В.И., Юрков А.К. Опубл. 10.03.97, Бюл. №7.
4. Козлова И.А. Изменение объемной активности радона при воздействии температуры (на примере СОР). // Двенадцатая уральская молодежная школа по геофизике: Сборник науч. материалов – Пермь: ГИ УрО РАН, 2011, С.105-109.

****

УДК 553.411:550.83.02

МАГНИТО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПОЛОГОЗАЛЕГАЮЩИХ СТРУКТУРАХ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРТОВО КОРЫТО (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Ю.В. Колмаков, С.В. Соколов, Е.В. Гусев, kolmakovyv@tpu.ru
Томский политехнический университет, Томск, Россия.

Abstract

The anomalous properties of the rocks are determined by pyrrhotine occurrence which is one of the basic minerals of ore assemblage. The effect of demagnetization causes magnetic anisotropy of rocks and results in a close association of magnetization direction with orientation of sulphade bands. Multidirectional magnetization determined the magnetic field structure as a superposition of areal dipole and a set of local linear anomalies arising from sulphide occurrences which constitute shallow and steeply dipping disjunctive dislocations.

Широкое распространение пологозалегающих рудовмещающих структур в Патомском нагорье является особенностью его тектонического строения, которая интерпретируется как результат тангенциальных напряжений, господствующих при формировании конвергентных границ в пределах Палеоазиатского океана. Процессы конвергенции кратковременно развивались в верхнем рифее и после длительного перерыва в венде – раннем палеозое [1].

Открытие уникального месторождения Сухой Лог, а также крупных золоторудных объектов (Высочайшее, Чертово Корыто) и их интенсивное геофизическое изучение пришлось на период, когда магниторазведка проводилась с ΔZ-магнитометрами. Невыразительное проявление оруденения в магнитных аномалиях послужило причиной для отказа от детальной магниторазведки, как неэффективного метода картирования пологозалегающих структур. На территории Кевактинского рудного узла и Бодайбинского района эти исследования практически не возобновлялись с конца 70-х годов прошлого столетия. В то же время острая необходимость применения дистанционных методов

разведки вызвана закрытым характером территории. В этой связи востребована разработка новых концептуальных физико-геологических моделей оруденения в пологозалегающих структурах. Приводятся результаты детального изучения магнитных свойств горных пород и их анизотропии в связи с тектонической эволюцией месторождения Чертово Корыто и построения на этой основе магнито-геологической модели.

Месторождение расположено на севере Патомского нагорья среди палеопротерозойских слабометаморфизованных терригенно-осадочных отложений михайловской свиты. Золото связано с жильно-прожилковыми образованиями сульфидно-кварцевого состава. Основными сульфидными минералами являются пирит, пирротин, арсенопирит. Оруденение развито в восточном замыкании синклинальной складки широтного простирания. Характерно пологое залегание слоёв на крыльях и в замковой части синклинали от 20º до субгоризонтального. Появление этой складчатой формы связывают с самым ранним этапом тектонического развития месторождения. Среди разломно-трещинных деформаций наиболее древней считается синскладчатая сланцеватость напластования. Трещины отрыва согласные слоистости возникали и в послескладчатое время, поэтому в совокупности со сланцеватостью они представляют наиболее распространенную систему пологих деформаций. На поздних этапах была проявлена система трещин скола с более крутыми углами падения 35-45º. Все эти деформации в совокупности образуют сложнодислоцированную рудовмещающую структуру, которая развита в висячем боку самого крупного разрывного нарушения на месторождении, диагностируемого как взбросо-сдвиг. В тектонической эволюции месторождения взбросо-сдвиг относят к числу ранних, дорудных нарушений, а в генетическом аспекте он рассматривается как рудоподводящий канал. Обе структуры, рудовмещающая и рудоподводящая, погружаются в запад-юго-западном направлении под углами 15º и 60º соответственно.

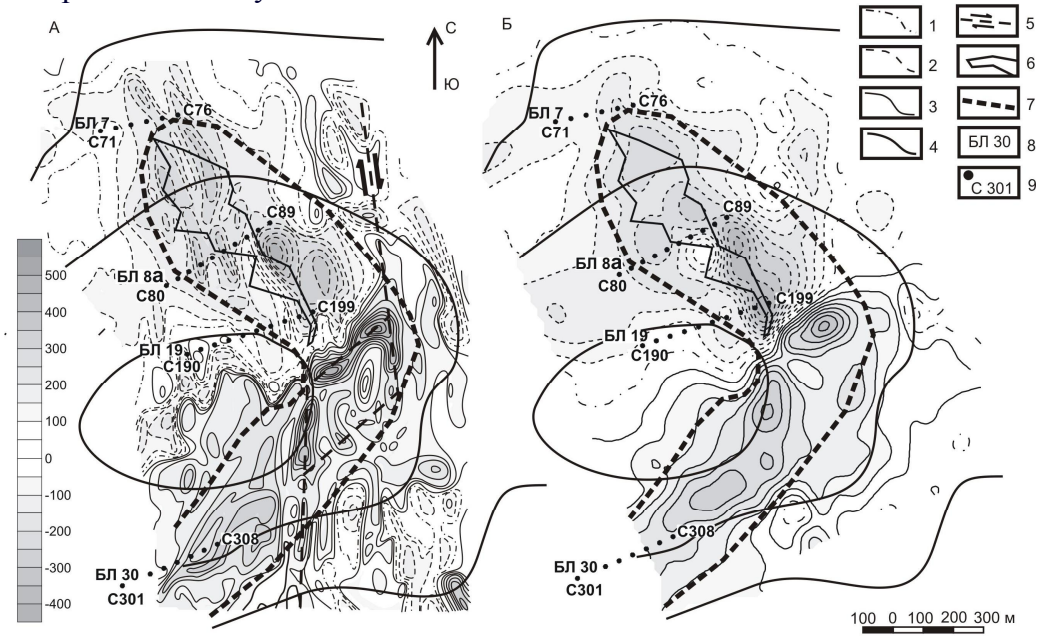


Рис. 1. Карты изодинам месторождения Чертово Корыто, нТл: А – ΔZ, Б – ΔТ:*1 – 3* – изолинии: нулевые (*1*), отрицательные (*2*), положительные (*3*); *4* – горизонтали; *5* – предполагаемый взбросо-сдвиг и направления движений блоков по сместителю; *6 – 7* – границы: рудного тела (*6*), минерализованной зоны (*7*); *8* – буровые линии; *9* – скважины.

На месторождении нами изучено поле ΔТ в 1:10000 масштабе, а также проанализировано поле ΔZ (рис.1), измеренное ранее в этом же масштабе и близком простирании профилей наблюдений (М.М. Баженов, 1980). По керну разведочных скважин проведены детальные измерения магнитной восприимчивости пород. Определены палеомагнитные характеристики пород: модуль остаточной намагниченности и ее наклонение. Исследована зависимость направления остаточной намагниченности пород от

ориентировки микропрожилков и прожилков, образующих в породах структурно-морфологические системы сульфидных выделений, а также от расположения зерен пирротина в сульфидных агрегатах.

Структурным элементом первого порядка магнитного поля месторождения является дипольная аномалия. Она картируется в полях ΔZ и ΔT. Полю ΔZ свойственны многочисленные локальные линейные аномалии разной интенсивности. Локальные аномалии существенно осложняют выделяемый в ΔZ диполь. В поле ΔT эти аномалии отсутствуют, поэтому его структура значительно проще. На восточном фланге месторождения фиксируется самая интенсивная и протяжённая положительная линейная аномалия.

Внешняя часть месторождения сложена практически немагнитными песчаниками михайловской свиты. В отличие от неизмененных пород образования золотосодержащей минерализованной зоны магнитны, их магнитная восприимчивость напрямую зависит от содержания пирротина. Золотая минерализация полностью локализуется в пределах пирротинизированных пород, но при этом отчетливо тяготеет к верхней, менее магнитной части минерализованной зоны.

В общей намагниченности пород месторождения остаточная составляющая значительно превосходит индуцированную – среднее значение фактора Кенигсбергера более 10 единиц. В подавляющем большинстве образцов установлено пологое наклонение остаточной намагниченности, в среднем 12º. Но в скважинах, пробуренных в зоне линейных локальных аномалий и рудоподводящего канала, встречаются образцы с наклонением остаточной намагниченности 40º и 60º соответственно. Остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость связаны прямой зависимостью, коэффициент корреляции между логарифмами этих параметров r = 0.77.

Результаты проведенных экспериментов показывают, что в исследованных образцах вектор Jn имеет близкое направление с линией легкого намагничивания, определяемой превалирующей ориентировкой длинных осей пирротина вдоль поверхностей трещин и микротрещин. В образовавшихся вкрапленниках, прожилках и микропрожилках под воздействием фактора размагничивания появилась значительная анизотропия магнитных свойств.

Доминирующие на месторождении пологие деформации и связанная с ними рудная минерализация определили преимущественно субгоризонтальное намагничение пород месторождения и его отображение в дипольной магнитной аномалии. Амплитуды аномалии в положительной и отрицательной ее части обусловлены распределением пирротина и нарастают с увеличением его содержания. Линейные локальные возмущения на фоне диполя в поле ΔZ создаются крутопадающими рудоносными системами трещин скола. В зоне развития линейных аномалий на севере месторождения наблюдается увеличение мощности рудного тела. Следует отметить, что и месторождению Сухой Лог свойственно аналогичное соотношение пологих и крутопадающих систем минерализации. При этом с первыми отождествляют главные этапы рудообразования, а вторым отводится роль дополнительного концентрирования продуктивной минерализации [2]. Наиболее интенсивная и протяженная линейная положительная аномалия на восточном фланге месторождения создается рудоподводящим нарушением.

Корректность трактовки магнитных элементов в структуре месторождения и их намагниченностей оценивалась методом подбора расчетных полей в процессе сравнения с наблюденными аномалиями. В качестве входных данных по магнитным параметрам для расчетов привлекались только результаты экспериментальных исследований. Средняя квадратическая погрешность подбора составила 8 нТл.

В основу магнито-геологической модели были заложены сформировавшиеся представления об аномальном отображении в магнитном поле главных элементов геологического строения месторождения – рудовмещающей структуры и рудоподводящего канала (рис.2).

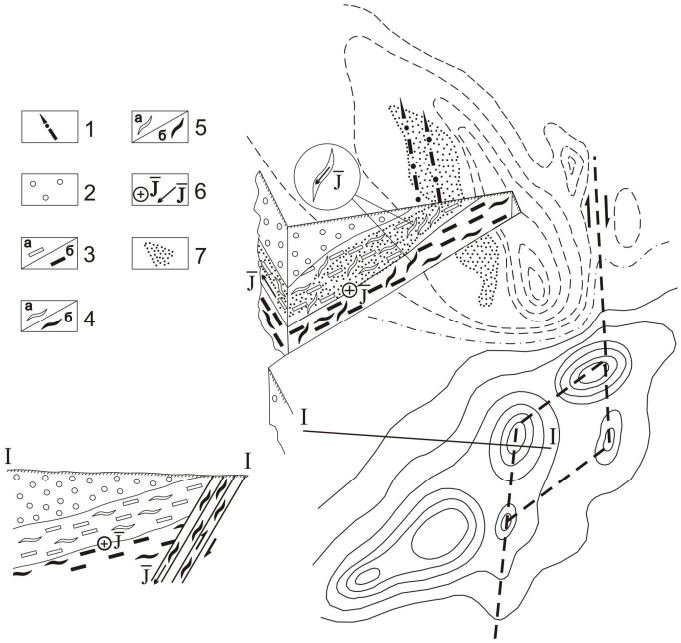


Рис. 2. Магнитогеологическая модель месторождения Чертово Корыто: 1 – оси линейных локальных аномалий ΔZ; 2-5 – морфологические типы эпигенетической сульфидной минерализации и магнитная восприимчивость (10^{-5} ед. СИ) пород михайловской свиты: 2 – неизмененные и слабоминерализованные, <50; 3 – рассеянные вкрапленники по плоскостям сланцеватости; 4-5 – прожилки и микропрожилки: субгоризонтальные (4), с углами падения до 40° (5), для всех случаев 3-5 – интервалы изменения æ: а) 50-300, б) >300; 6 – намагниченность пород минерализованной зоны и ее направление; 7 – рудное тело; остальные условные обозначения на рис. 1.

Таким образом, участие пирротиновой минерализации в тектоно-вещественной организации оруденения на всех этапах его эволюции позволило запечатлеть основные структурные элементы месторождения в аномалиях магнитного поля. При этом в поле ΔZ лучше отображаются крутопадающие, а в поле ΔT – пологозалегающие нарушения.

1. Иванов А.И. Рифейско-палеозойское рудообразование в Байкало-Патомской золоторудной провинции // Разведка и охрана недр. 2009. №12. С. 3-10.
2. Фомичев В.И. Особенности строения и локализации оруденения золото-платинового гиганта Сухой Лог с позиции тектонофациального анализа // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 4. С. 126-136.

****

УДК 551.242; 550.83

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ УНАСЛЕДОВАННОСТЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ В ПРЕДЕЛАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ, ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ И ПРИКАСПИЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Е.С. Колтышева, (343)267 95 59, (343)267 88 72, koltyshevaes@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Based on the Paleotectonic Maps of the USSR (VSEGEI, 1979) the vertical tectonic movement coefficient on the Urals and eastern part of the East-European platform was calculated. As a result, the tectonic inheritance degree diagram was constructed and compared with the geophysical data. A conclusion about conformity between the low degree inheritance and the tectonic mobile zones and the most perspective oil-gas-bearing regions was drawn.

Для количественного палеотектонического анализа по Уральскому региону и восточной части Восточно-Европейской платформы использовались Палеотектонические карты СССР масштаба 1: 5000000 под ред. Т.Н. Спижарского [1]. Путем цифрования этих карт созданы числовые матрицы мощностей осадконакопления от раннего кембрия до позднего триаса вдоль широтных профилей, вкрест простирания Уральских структур, с интервалом 0.2 градуса в пределах 42-66 градусов в.д. и 45-70 градусов с.ш. Коэффициент унаследованности ($К_у$) вертикальных тектонических движений рассчитан по методике В.Б. Неймана [2]. Полученные значения были разбиты на следующие градации: 1-33, 33-67, 67-

100%; затем построена карта изолиний $К_у$ с валдайского-юдомского времени по верхний триас. При этом предполагается, что в областях с высокими и повышенными значениями $К_у$ тектоническое развитие было унаследованным, тогда как области с пониженными (<33%) значениями $К_у$ отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий [3]. Для сопоставления схемы степени тектонической унаследованности с геофизической информацией были использованы: созданная на основе картографических данных цифровая модель геополей, включающая геологическую карту масштаба 1:2500000, карты гравитационного и магнитного поля, современного рельефа, а также карты месторождений нефти и газа Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской нефтегазоносных провинций. Цифровая модель геополей, также как и схемы степени унаследованности, создавалась в формате шейп-файлов ArcView GIS, затем была осуществлена интеграция данных в форме единой геоинформационной системы.

Для изолиний Ку Уральского складчатого пояса линейно вытянутые зоны пониженных значений Ку субмеридионального простирания сложного строения по простиранию преимущественно совпадающие с простиранием основных Уральских структур и отличные от простирания зон пониженного Ку в пределах обрамляющих регионов. Эти закономерности простирания характерны также для аномальных гравитационного и магнитного полей.

С севера на юг исследуемой территории выделяются области, прошедшие различное геотектоническое развитие: Печорская и Мезенская синеклиза, Тиманская гряда, Волго-Уральской антеклиза, Прикаспийской синеклиза [4].

Сложно отражены границы ряда структур Печорской синеклизы и Тиманской гряды: зонами пониженных значений $К_у$ выделяются Хорейверская впадина, Денисовский прогиб, Малоземельско-Колгуевская и Нерицкая моноклиналь и другие более мелкие структуры. Для этих зон характерно субмеридиональное и северо-западное простирание, соответствующее направлениям ведущей группы разломов [5]. Предуральский краевой прогиб в основном выделяется понижением степени унаследованности. На карте гравитационного поля в пределах Тимано-Печорского региона наблюдается сгущение изолиний тиманского, а в районе Предуральского краевого прогиба – уральского направлений, которое совпадает с простиранием изолиний $К_у$. Положительные аномалии магнитного поля приурочены большей частью к зонам пониженного $К_у$.

Для Волго-Уральской антеклизы характерны значительные области пониженных значений $К_у$, которые совпадают, в основном, со структурами Татарского, Пермско-Башкирского и восточной части Жигулевско-Оренбургского сводов, Бирской седловиной, а также северной частью Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба. Повышенные (до 90%) значения $К_у$ наблюдаются на юго-восточном склоне Восточно-Европейской платформы. Характер расположения изолиний степени унаследованности Прикаспийской синеклизы соответствует простиранию ее основных структурных элементов. Пониженные значения $К_у$ характерны для бортовых частей Прикаспийской синеклизы, особенно на стыке Прикаспийской и Бузулукской впадин, Приморском поднятии, и для центральных частей. Физико-геологические условия Прикаспийской впадины характеризуются большой неоднородностью и резкой изменчивостью как по площади так и по разрезу что отражает характер распределения изолиний поля силы тяжести.

В формировании нефтегазоносности важная роль принадлежит тектогенезу. Как правило, зонам повышенной тектонической активности соответствуют области с пониженными значениями $К_у$. В таких зонах происходят изменения ранее сформированного структурного плана последующими интенсивными структуроформирующими движениями, что может приводить к появлению новых тектонически экранированных ловушек и образованию новых залежей углеводородов. Вот почему зоны различной тектонической активности отличаются не только характером осложняющих структур, но и нефтегазоносностью. При этом тектонически активные области отвечают зонам растяжения, повышенной проницаемости в фундаменте и являются более перспективными при поисках

скоплений нефти и особенно газа [5]. Схемы степени тектонической унаследованности сопоставлены с картами нефтегазогеологического районирования Печорской плиты, Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской синеклизы [6]. В основном, пониженные участки коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений соответствуют областям с наибольшей плотностью извлекаемых перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа.

Литература:

1. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т.Н. Спижарский. Л.: 1974. 1977.1982.
2. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.
3. Колтышева Е.С. Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала. В кн. Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001.Т.1. С.301-304.
4. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
5. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
6. Перродон А. История крупных открытий нефти и газа: Пер. с англ. М.: Мир, 1994. 255с.

****

УДК 551.24; 550.34

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА

Е.С. Колтышева, (343)267 95 59, (343)267 88 72, koltyshevaes@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The diagrams of the vertical tectonic movement coefficient on the deep seismic sounding (DSS) profiles on the Timan-Pechora territory were constructed. Character of distribution of the tectonic inheritance degree in conformity with tectonic elements of the region was defined.

Одним из этапов работы по составлению объёмной геолого-геофизической модели верхней части литосферы по северному сегменту, явились палеотектонические исследования. С этой целью построены графики коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений за период с Валдайского-Юдомского времени по верхний триас по следующим профилям: Красноленинский-Рубин-1, Сыктывкарский, Кварц, Агат-2, Купянск-Воркута. Геотраверсы ГСЗ выполнены Центром региональных геофизических исследований «Геон» в период с 1970 по 1989 гг. Диагональный геотраверс Купянск – Воркута, является северной частью единого геотраверса Чёрное море – Карское море (Глобус) [1]. В 80-е годы выполнены наблюдения по геотраверсам АГАТ-2, «Кварц», Рубин-1 [2]. Геотраверс Рубин-1 южнее параллели 60^0 пересекается с Красноленинским профилем ГСЗ, отработанного ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция». В 2000-2003гг. Институтом геологии Коми научного центра выполнены наблюдения на относительно коротком профиле MEZTIMPECH (Сыктывкарский) [3].

Степень унаследованности тектонического развития рассчитана по по методике В.Б. Неймана [4]с использованием Палеотектонических карт СССР масштаба 1: 5000000 под ред. Т.Н. Спижарского [5]. По данным картам созданы числовые матрицы мощностей осадконакопления от раннего кембрия до позднего триаса в пределах 48-62 гр. в.д. и 60-70 гр. с.ш. с интервалом в 0.2 градуса, затем по ним вычислен коэффициент тектонической унаследованности ($К_у$). Для анализа графиков коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений полученные значения были разбиты на 4 градации:

0-25% – низкий, 25-50% – пониженный, 50-75% – средний и 75-100% – высокий $К_у$. Наиболее информативными являются области с низкими и пониженными значениями $К_у$, т.к. они являются зонами повышенной тектонической активности [6]. Исследование графиков $К_у$ по указанным профилям ГСЗ показало, что особенность распределения степени унаследованности вертикальных тектонических движений носит сложный характер и отражает основные элементы тектоники Тимано-Печорского региона.

Агат-2: высокая (до 100%) степень тектонической унаследованности наблюдается в западной части разреза, в пределах Тимано-Ижма-Печорского мегаблока. Здесь же присутствуют и низкие значения $К_у$ (менее 25%) – в центральных частях Канино-Тиманской гряды и Ижма-Печорской впадины. Низкий $К_у$ преимущественно наблюдается на границе Ижма-Печорской впадины с Печоро-Колвинской рифтовой зоной, в Денисовском блоке и на границе Денисовского и Колвинского блоков. Также низкие значения $К_у$ отмечаются в пределах Хорейверской впадины и далее в Косью-Роговском блоке Предуральского краевого прогиба. В целом, для Восточно-Печорского мегаблока характерны средние значения $К_у$.

Кварц: Здесь характерны, в основном, средние и повышенные значения $К_у$. Низкая степень тектонической унаследованности наблюдается в некоторых структурах Канино-Тиманской гряды, Ижма-Печорской впадины, а также на границе Ижма-Печорской впадины с Омра-Лузской седловиной и на границе Предуральского краевого прогиба с Западно-Уральской складчатой зоной.

Сыктывкарский: Коэффициент унаследованности, в основном, средний. Значительное понижение $К_у$ отмечается в пределах Сысольского поднятия, центральной части Вычегодского прогиба, в восточной частях Предтиманского прогиба и Тиманского поднятия, а также на границе Предуральского краевого прогиба с Западно-Уральской зоной складчатости, как и на профиле Кварц.

Красноленинский+Рубин-1: В целом, $К_у$ выше среднего, за исключением значительного понижения в пределах Сысольского поднятия. Также низкая степень тектонической унаследованности отмечается на границе Коми-Пермяцкого свода с Предуральским краевым прогибом.

Купянск-Воркута: Западная часть разреза отличается преимущественно пониженным $К_у$: в северной части Сысольского свода, на границе Мезенской синеклизы с Ижма-Печорской впадиной и в западной части Ижма-Печорской впадины. Далее повышенные и пониженные значения $К_у$ чередуются.

Надо отметить низкую степень унаследованности на границе Хорейверской впадины и поднятия Чернышева Предуральского краевого прогиба.

Литература:

1. Глубинное строение восточной части Русской платформы (вдоль профиля ГСЗ Купянск - Воркута) под ред. Лучитского И.В., М.: Наука. 1977. 124 с.
2. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. // В кн. Глубинное строение территории СССР. М. Наука. 1991. С. 118-135.
3. Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шармачова Л.Н., Турыгин Л.В. Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ // Советская геология. 1990. № 9. С. 79-82.
4. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра. 1984. 80 с.
5. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т.Н. Спижарский. Л.: 1974. 1977. 1982.
6. Колтышева Е.С. Сопоставление тектонической унаследованности и нефтегазоносности в пределах Тимано-Печорского и Волго-Уральского регионов. Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. С.107-109.

****

УДК 504.05+550.8

ИНФОРМАЦИЯ К РАЗМЫШЛЕНИЮ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ПОЛИТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ХРАНЕНИЯ И ЗАХОРОНЕНИЯ ЯДЕРНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Комлева Е.В., komleva_ap@mail.ru, elena.komleva@tu-dortmund.de
Дортмундский технический университет, Германия

Russia is willing to have on its territory international underground nuclear depositories for solid materials. In particular, there are this kind of plans for the Semipalatinsk Test Site and Chernobyl Zone. In the Western Europe the idea of such cooperation is being developed by the Association for Regional and International Underground Storage (ARIUS). The most advanced Russian versions are sites near Krasnoyarsk, Chelyabinsk and Krasnokamensk. Sites for the military-industrial objects, currently used as reference locations for depositories, were established long time ago and their selection was not based on geological criteria. The safety of storage is determined by the quality of rock masses as well as by their long-term geological conditions. It would be wrong to apply an old approach for a new task in the modern time. Therefore, the main arguments concerning such depositories should be provided by the international geology. After Fukushima, the internationally based nuclear-geological symbiosis is considered to be of high priority (A. Koldobsky, National Research Nuclear University MEPhI). According to S. Kirienko, Rosatom is introducing the ideology to forecast and monitor conditions at the nuclear power plants up to the "green field" (above hundred years). Analogous approach should be applied to the more long-term (thousands of years) nuclear facilities for storage and repository. Earth sciences are very essential to achieve that goal. The geological structure of Pechenga and enclosing rocks might be an additional alternative to the sites mentioned above. Geological conditions of Pechenga (as well as Krasnokamensk) bring together the concepts of storage places in gneisses/granites (Sweden, Finland, Krasnoyarsk) and volcanic rocks (Yucca Mountain, Chelyabinsk). On the territory of Pechenga and near it there are located the "Severny-Glubokiy" mine (a kind of counterpart to the underground nuclear facilities) as well as the Andreeva Bay (a kind of counterpart to Fukushima as regards the emergency nuclear fuel). That would make cheaper the construction of a pilot underground laboratory and depository itself as well as the economy reorientation of the Pechenga area of the Murmansk region.

One of the arguments against Pechenga might formally be the present extraction of copper-nickel ore. This argument (as well as in the case of Krasnokamensk, Streltsovsk uranium deposit) is based on the IAEA recommendation to avoid locating nuclear materials near mineral deposits. However, attentive and objective analysis of the recommendation text, together with the mining-geological and economic conditions of the "Norilsk Nickel" work, lets to conclude that the more than seventy years long history of exploration and development of Pechenga deposits is an advantage factor, taking into account a time perspective of fifty and hundred years. This time is provided by the world strategy for the postponed storage of nuclear materials above surface. Practical experience of the USA, Canada, Sweden, Finland and other countries shows that 30-40 years of the necessary research, technology and production works are not enough to construct an underground depository. After this time (up to the utilization) the deposits concerned would be completely exhausted. Already now there are some prospective sites without nickel occurrence. "Norilsk Nickel" has a chance to profitably sell the mining and geological documentation as well as the existing infrastructure by reducing to zero the extraction of ore or to cooperate with Rosatom&Co by the new underground development of the Pechenga/Streltsovsk structure.

The best premises for consolidation of efforts and higher safety exist by construction of international underground depositories for nuclear materials in suitable rocks, in the difficult-to-access border area (Pechenga, Krasnokamensk). USA, Germany, Finland and Sweden (also as technology owners) as well as countries of the Eastern Europe, Armenia and Kazakhstan would profit from joining the construction of such depositories, if they get the "reloaded" financing of the Yucca Mountain, Novaya Zemlya and other rejected projects.

Россия желает иметь у себя международные ядерные хранилища подземного типа для твердых материалов. Планируют подобное на Семипалатинском полигоне и в Чернобыльской зоне. В Западной Европе идею такой кооперации развивает ассоциация ARIUS. Наиболее продвинутыми российскими вариантами являются площадки вблизи Красноярска, Челябинска и Краснокаменска. Военно-промышленные объекты, к которым теперь "привязывают" хранилища, размещались давно и далеко не по геологическим критериям. Безопасность же хранилищ детерминирована качеством породных массивов, а также геологическими условиями их длительного существования. Применять в новое время и для новой задачи прежний подход – ошибка. Поэтому главные аргументы относительно хранилищ должны быть за международной геологией. После Фукусимы в МИФИ (А.Б. Колдобский) первоочередным считают ядерно-геологический симбиоз на международной основе. С.В. Кириенко в 2011г. сообщил (Госсовет по модернизации), что Росатом внедряет идеологию прогноза и мониторинга условий существования АЭС до "зеленой лужайки" (более ста лет). Будет справедливо, если аналогичный подход применят к еще более долговременным (тысячи лет) ядерным объектам хранения/захоронения. В таких делах без наук о Земле не обойтись. Альтернативой-дополнением перечисленным площадкам служит Печенгская геологическая структура и ее обрамление. Геологические условия Печенги (и Краснокаменска) сближают концепции хранилищ в гнейсах/гранитах (Швеция, Финляндия, Красноярск) и вулканитах (Yucca Mountain, Челябинск). В пределах и вблизи Печенги действуют аналог ядерных подземных сооружений (рудник "Северный-Глубокий"), аналог Фукусимы относительно аварийного ядерного топлива (Губа Андреева). Это удешевит создание опережающей подземной лаборатории и собственно хранилища, переориентацию экономики Печенгского района Мурманской области.

Одним из аргументов против Печенги формально может быть нынешняя добыча медно-никелевых руд. Этот аргумент (как и против Краснокаменска, Стрельцовское месторождение урана) производен от рекомендации МАГАТЭ: избегать размещения ядерных материалов вблизи полезных ископаемых. Однако совместный, внимательный и объективный анализ текста этой рекомендации, горно-геологических и экономических условий работы "Норильского никеля" приводит к выводу, что более чем семидесятилетняя история изучения и освоения месторождений Печенги генерирует не осложняющий, а благоприятствующий фактор. Учитывая и перспективу на 50-100 лет. Это время принятой в мире стратегии отложенного хранения ядерных материалов в наземных хранилищах. Реальный опыт США, Канады, Швеции, Финляндии и других стран показывает, что и за 30-40 лет необходимых научно-технических и производственных работ ни одно подземное хранилище не создано. При таких запасах времени до загрузки хранилища рассматриваемые месторождения будут гарантированно полностью отработаны. Хотя и сейчас доступны перспективные участки требуемых размеров и качества заведомо вне проявлений никеля. У "Норильского никеля" есть шанс с пользой продать горно-геологическую документацию и реальную инфраструктуру, постепенно сводя к нулю добычу руды. Или иначе соучаствовать с Rosatom&Co в новом освоении подземного пространства Печенгской/Стрельцовской структуры.

Объединение усилий и повышение безопасности имеют наибольшие предпосылки при создании международных подземных ядерных хранилищ в подходящих породах, на стыке стран, в труднодоступной для несанкционированных посещений местности (Печенга, Краснокаменск). Присоединиться к созданию таких хранилищ было бы полезно США, Германии, Финляндии, Швеции (и как владельцам технологий), странам Восточной Европы, Армении и Казахстану. При "перезагрузке" на них финансирования от Yucca Mountain, Новой Земли и других отвергнутых проектов.

****

УДК 551.24

КАРТИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ АКТИВНЫХ ЗОН СРЕДНЕГО УРАЛА ПРИ ПРОВЕДЕНИИ АЭРОКОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ ТРАСС МАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ

И.С. Копылов, (342) 2-396-706, факс (342) 237-14-80, E-mail: georif@yandex.ru
Естественнонаучный институт Пермского государственного университета, г.Пермь, Россия

The article gives lineament-geodynamic analysis of the Middle Urals on space geological research. The zoning of the newest tectonic structures. The geodynamic active zones, which are important for an estimation of geological safety of the main gas pipelines are allocated.

Геодинамические активные зоны (АЗ) – ограниченные, протяжённые в плане участки земной коры, с концентрацией тектонического напряжения, обусловленного внутренними силами Земли и их активностью на современном этапе неотектонического развития, характеризующиеся пониженной прочностью коры, повышенной трещиноватостью, проницаемостью, и, как следствие, проявлением разрывной тектоники, сейсмичности, подъёмом флюидов и других процессов. Геодинамическими активными зонами, как правило, являются мобильные зоны трещинно-разрывных нарушений на границах блоковых структур, узлы пересечения разнонаправленных нарушений, осложняющие неотектонические блоки; внутриблоковые участки сгущения сети нарушений. В местах с разряженной сетью линеаментов наиболее активными являются участки на пересечениях более протяжённых линеаментов регионального и зонального таксонов.

Территория Среднего Урала имеет чрезвычайно сложное разломно-блоковое строение и благодаря многочисленным тектоническим активизациям земной коры является геодинамически активной территорией с повышенной сейсмичностью. По действующим нормативным картам общего сейсмического районирования ОСР-97 ИФЗ РАН она относится к территориям 6-8 балльной сейсмической опасности, что представляет потенциальную угрозу для расположенной на этой территории сети магистральных газопроводов. В большинстве случаев потенциально аварийно-опасными участками являются линейные геодинамические зоны значительной протяженности, которые выявляются структурным (линеаментным) дешифрированием космических снимков (КС), охватывающих значительные площади и геодинамические АЗ площадного распространения, установленные по комплексу неотектонических показателей с аномальными их концентрациями.

В последние годы пределах восточной части Пермского края и западной части Свердловской области на территории, охватывающей сеть магистральных газопроводов на общей площади 52 тыс. км^2, автором, совместно с В.З. Хурсиком (ЕНИ ПГУ, ПГГК, ГИ УрО РАН) выполнен ряд дистанционных аэрокосмогеологических исследований. Проведен линеаментно-блоковый и линеаментно-геодинамический анализ с детальностью исследований соответствующий масштабу 1:100 000.

Дешифрированием цифровых спектрозональных КС высокого разрешения на рассматриваемой площади установлено 14 тыс. прямолинейных тектонических линеаментов. По размеру они подразделены на таксономические ранги: региональные большой протяженностью (> 200-300 км), региональные значительной протяженностью (100-200 км), зональные (25-100 км), локальные (5-25 км), короткие (до 5 км). Региональные линеаменты, как правило, контролируют крупные элементы тектонического строения территории, особенно меридионального, северо-западного и северо-восточного простирания Зональные линеаменты контролируют большинство средних структур. Локальные и короткие линеаменты отражают тектоническую трещиноватость, связанную с формированием локальных тектонических структур и систем трещинно-разрывных зон (рисунок 1).

Средний Урал (с прилегающими частями Северного Урала и Приуралья) в пределах рассматриваемой территории по линеаментно-блоковому районированию занимает

фрагменты региональных геоструктур: 5 геоблоков (Вятско-Камский, Предуральский, Западноуральский, Центральноуральский, Восточноуральский), 7 мегаблоков. Выделяются частично или полностью зональные блоковые структуры: 17 макроблоков и 56 мезоблоков [1]. Выделены 271 локальных блоков I порядка, каждый, из которых разделяется, как правило, на 3-15, в среднем 5-7 блоков II порядка. Анализ степени неотектонической активности локальных блоковых структур, показал, что они различаются дифференцированными неотектоническими относительными движениями и энергией рельефа, а также интенсивностью проявления эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов.

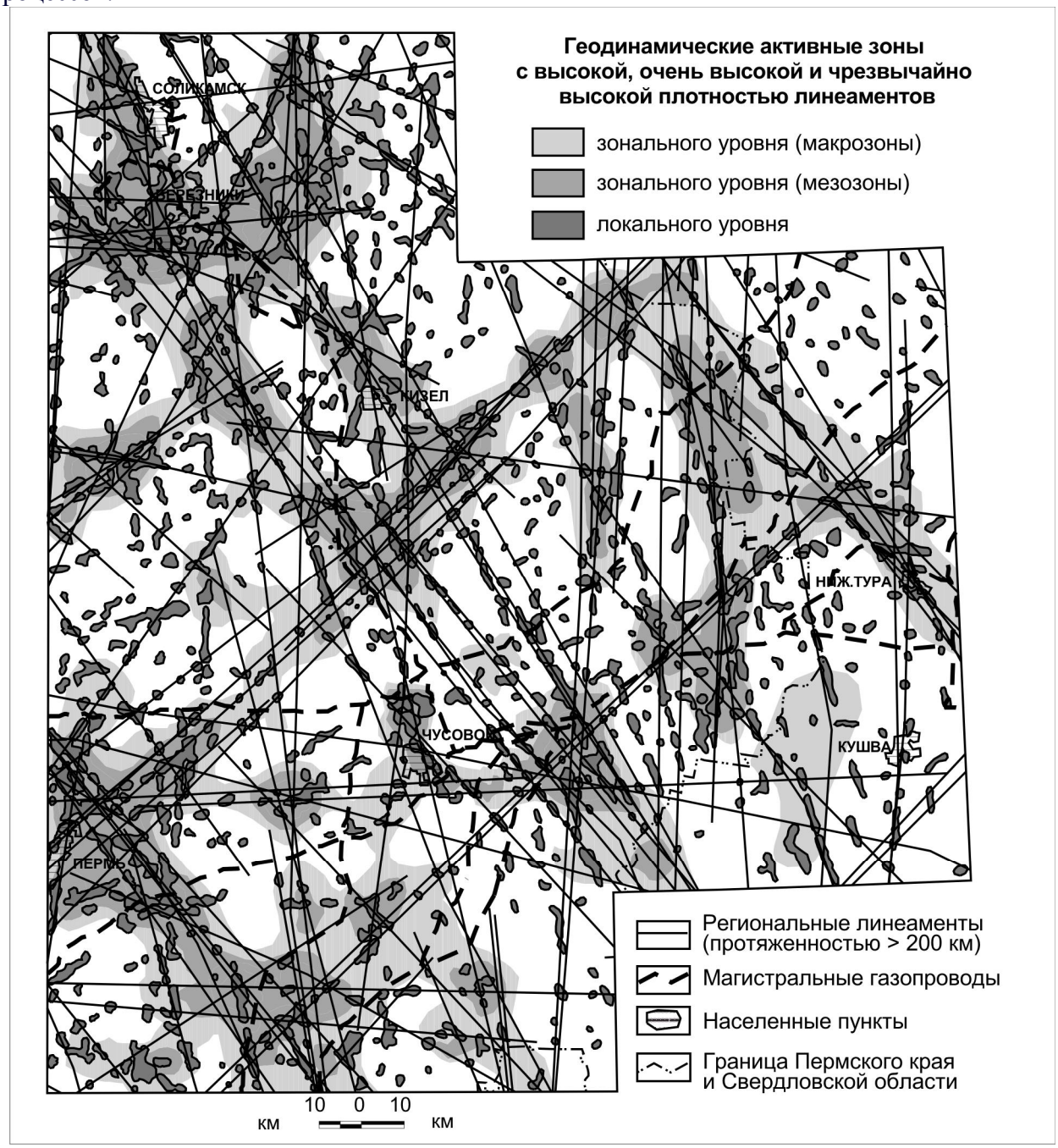


Рис. 1. Геодинамические активные зоны Среднего Урала
(по материалам аэрокосмогеологических исследований)

Оценка неотектонической (геодинамической) активности территории проводилась линеаментно-геодинамическим анализом по распределению плотности линеаментов и мегатрещиноватости по их протяженности на единицу площади. Плотность линеаментов (которая рассчитывалась для всей площади по региональным, зональным, локальным и

коротким линеаментам) на всей территории колеблется в широких пределах. Отмечается резкая неоднородность в ее распределении, обусловленная блоковой тектоникой и дифференцированными неотектоническими движениями. Многочисленные, но небольшие по площади аномалии с повышенной и высокой степенью интенсивности, характерны для участков границ неотектонических блоковых структур. Общий фон составляют значения с низкой и средней степенью плотности линеаментов. Они занимают около 85% рассматриваемой территории. Участки с высокими значениями плотности линеаментов занимают около 10% рассматриваемой территории. Как правило, они имеют линейную форму с размерами в длину от 2-5 до 7-25 км, в ширину 1-3 км. Аномальные участки с очень высокими и чрезвычайно высокими значениями плотности линеаментов располагаются в их пределах, занимают примерно 5% рассматриваемой территории.

Разработана классификация геодинамические активных зон. К региональному уровню геодинамических АЗ отнесены геозоны (первые десятки тысяч км^2) и мегазоны (первые тысячи км^2), к зональному уровню отнесены макрозоны (несколько сотен км^2) и мезозоны (до 100 км^2), к локальному уровню отнесены локальные зоны разных порядков: I порядка (несколько десятков км^2), II порядка (несколько км^2), III порядка (доли и единицы км^2).

На рассматриваемой территории Среднего Урала и Приуралья выделены 4 геодинамические АЗ регионального уровня – мегазоны (Соликамская, Среднекамская, Косьвинская, Чусовская) с площадями от 3 до 8 тыс. км^2, с изометричной формой, вытянутой в северном направлении. Закартированы 21 геодинамические АЗ зонального уровня – макрозоны и частично – мезозоны с площадями в среднем 100-300 км^2 преимущественно линейной формы [2]. В их пределах происходили все известные на Среднем Урале землетрясения интенсивностью 3-6 баллов шкалы MSK-64. Установлено 800 геодинамических АЗ локального уровня с высокой, очень высокой и чрезвычайно высокой степенью плотности линеаментов (рисунок). Большинство крупных и более мелких геодинамических зон сосредоточено в Предуральском геоблоке, значительное количество мелких геодинамических зон и отдельные крупные зоны расположены в Вятско-Камском и Западноуральском геоблоках. Практически все они, по крайней мере, самые крупные из них находятся на границах тектонических структур или границах неотектонических блоков.

В коридорах трасс магистральных газопроводов (шириной 12-15 км) выделено 476 линеаментных геодинамических участка, на основе критериев оценки геодинамической опасности и риска (с учетом фокальных узлов - пересечений двух и более линеаментов, а также их сгущений; пересечений отдельных крупных линеаментов; наличия региональной высокой плотности линеаментов; границ неотектонических блоковых структур). Они представляют собой потенциально опасные аварийные участки. Проведено ранжирование степени геодинамической опасности и риска этих участков: выделено 3 наиболее неблагоприятных участка с очень высокой степенью, 38 неблагоприятных участков с высокой, 94 участка – с повышенной, 206 – с умеренной и 135 – с пониженной степенью геодинамической опасности и риска, которые необходимо учитывать при проведении проектно-строительных работ, разработке природоохранных мероприятий, безопасной эксплуатации инженерных сооружений и в других сферах хозяйственной деятельности.

Список литературы

1. Копылов И.С. Блоковое строение Пермского Приуралья на основе линеаментно-блокового и морфонеотектонического анализа // Состояние и перспективы нефтегазового потенциала Пермского края и прилегающих регионов. Пермь: КамНИИКИГС, 2007. С.270-279.
2. Копылов И.С. Геодинамические активные зоны Пермского Приуралья на основе аэрокосмогеологических исследований // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: материалы регион. науч.-практ. конф. / Перм. ун-т. - Пермь, 2010. С. 14-18, 336-337.

****

УДК (552.1:53):550.3+550.85

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛОВЫХ РЕЖИМОВ ЗЕМЛИ НА КОРОВЫЕ ЗОНЫ НИЗКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ

В.А. Корчин, тел.:+380 44 4242112, факс:+380 44 4502520, E-mail: korchin@igph.kiev.ua
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

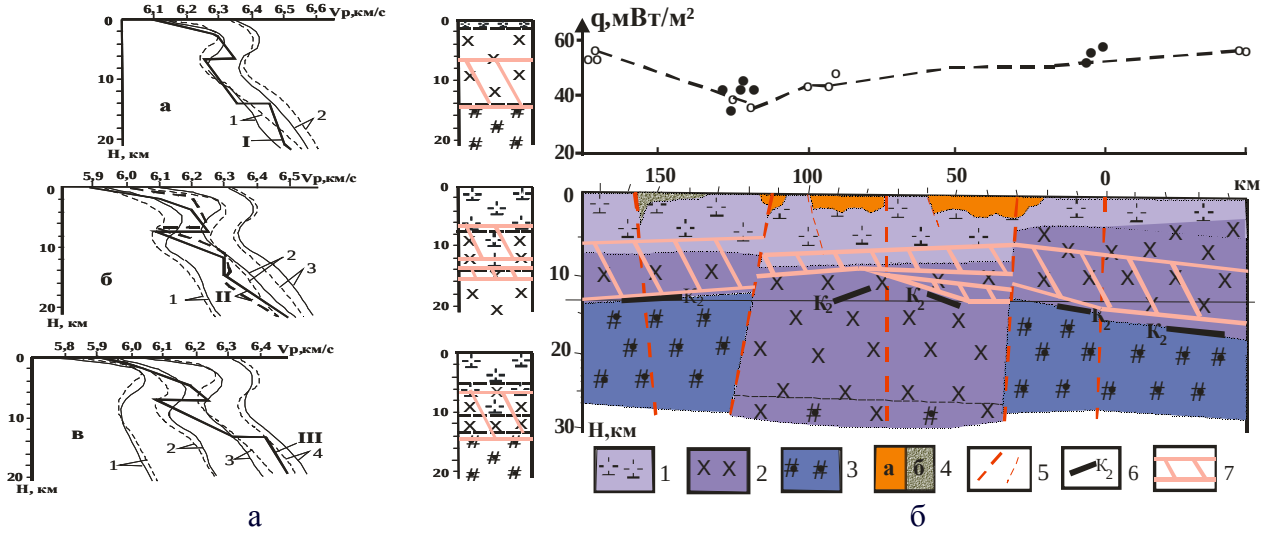
Abstract. A method of thermobaric modelling has been applied to obtain a cross-section of rocks distribution with depth along the central part of the IV DSS geotraverse intersecting several low-velocity zones (LVZ). The deep layers of the crust (up to 40 km) have been formed by plagiogranites, diorites, and enderbites. As a rule, the LVZ at a depth of 5-15 km are not related to mineral composition. In the first place, they results from the deep temperature regime of this USh segment. A joint analysis of DSS data and results of geothermic and petrostucture modelling from the IV geotraverse confirms that zones of higher temperature gradients in the crust are characterized by more complex bihaviour change in seismic velocity with depth when the intensive LVZ occur. The LVZ may be absent at all in colder areas of the crust.

Слои с пониженными значениями скоростей распространения сейсмических волн (волноводы) регистрируются в верхней и средней частях земной коры почти повсеместно [1, 2]. Здесь значительно снижаются скоростные градиенты, они приобретают отрицательные значения. Анализ скоростных разрезов ГСЗ с волноводами (больше 100 профилей почти на всех континентах земного шара) показал, что кровля волновода залегает преимущественно на 4-15 км, подошва ─ на глубинах 5-20 км. Мощность волновода колеблется в пределах 2-15 км. Скорость распространения сейсмических волн в волноводах снижается на 0,05-0,7 км/с. Нет четкой связи конфигурации волноводов (глубины залегания, мощности, интенсивности снижения сейсмической скорости) с геологической особенностью региона. Протяженность их составляет 20-250 км, чаще 60-150 км, независимо от того, где они были обнаружены – древние или молодые щиты, тектонически активные зоны, континентальная или океаническая кора. Вместе с тем, наблюдается связь зон с геотермической обстановкой регионов. Прежде всего, в «горячих точках» Земли волноводы или зоны низких скоростей (ЗНС) более четко выражены в связи с интенсивным перепадом скоростей.

Многолетними детальными исследованиями упругих характеристик горных пород в модельных РТ-условиях, соответствующих глубинным термобарическим параметрам земной коры УЩ, были установлены сложные зависимости Vp,s=f(PT)=f(H), с наличием зон инверсии скорости. Эти зоны зависят от программных термобарических (РТ) условий опыта. Совместимый анализ параметров сейсмических волноводов и зон низких скоростей, обнаруженных лабораторными петрофизическими исследованиями, позволил сделать предположение о термодинамической природе ЗНС в земной коре. Комплекс физических и структурных исследований пород в термодинамических условиях, соответсвующих глубинам 4-15 км, когда ухудшаются упругие параметры минеральной среды, показал, что в данном интервале РТ происходит дилатансионное разрушение пород, как результат развития в среде неоднородных термоупругих напряжений [1]. Эти напряжения приводят к хрупким на микроуровне разрушениям, разуплотнению породы и межзернового пространства. После предшествующего разуплотнения породы с дальнейшим увеличением РТ-параметров опыта включаются механизмы, характерные пластичным превращениям среды, происходит совершенствование породы за счет вещественных и структурных (на уровне элементарных дефектов) преобразований. При этом скорости распространения упругих волн в средах интенсивно увеличиваются, более четко оконтуривая выше лежащую зону низких скоростей. Считаем, что наличие зон низких скоростей в земной коре как результат структурных превращений пород в условиях противоборства давления и температуры, является объективной реальностью, характерной для минеральной среды на определенных глубинах литосферы. Зоны низких скоростей возникают в тех случаях, когда градиент температуры на соответствующих глубинах превосходит определенный порог, а давление не способно

компенсировать нарушение сплошности минерального вещества, вызванное действием температуры [1]. Экспериментально и расчетным путем показано, что условия возникновения ЗНС чувствительны к температурам. Флуктуации температуры различного происхождения на глубинах 7-20 км могут изменять параметры зоны низких скоростей вплоть до их исчезновения. В связи с этим ЗНС в земной коре встречаются не повсеместно, а эпизодически, локализуясь в отдельных районах. В частности в земной коре Украинского щита по материалам ГСЗ выделяются несколько участков с явно выраженными ЗНС три из которых пересекает IV геотраверс ГСЗ.

Для прогноза возможного состава верхних горизонтов земной коры, в пределах которых чаще фиксируются зоны низких скоростей, проведено петрофизическое термобарическое моделирование, в основу которого положено сопоставление данных ГСЗ с учетом геолого-геофизической обстановки изучаемой площади и экспериментальных исследований упругих характеристик горных пород в РТ-условиях, соответствующих глубинным термобарическим параметрам изучаемого района [3]. Результаты модельных построений представлены на рис. 1.



а б

Рис. 1. а - Сопоставление графиков изменения V_p=f(H) (кривые I, II, III) по данным ГСЗ с материалами экспериментальных исследований зависимости V_p=f(PT)=f(H): а – восточный блок: диориты (1), эндербиты (2); б – центральный блок: плагиограниты (1, 2), диориты (3); в – западный блок: плагиограниты (1, 2), диориты (3), эндербиты (4).

б - фрагмент схематического разреза вещественного состава земной коры участка геотраверса IV: 1 – плагиограниты, 2 – диориты, 3 – эндербиты, 4 – осадочно-вулканогенные породы зеленокаменных структур (а) и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса (б), 5 – зоны разломов, 6– граница K_2, 7 – зона низких скоростей.

На разрезе показаны три варианта размещения зон низких скоростей. В восточном блоке ЗНС размещается, в основном, в толщах диоритов, причем интенсивное увеличение скорости в нижнем горизонте зоны очевидно связано с появлением на этих глубинах эндербитов. В центральном блоке ЗНС захватывает область перехода от плагиогранитов к диоритам. Интенсивный рост скорости ниже 18 км возможно связан здесь с постепенным переходом толщ диоритов в эндербиты. Западный блок характеризуется наличием ЗНС в области постепенного перехода в небольшом интервале глубин (ΔH=6 км) от плагиогранитов к диоритам и последующему интенсивному переходу к эндербитам. Сейсмическая граница K_2 в земной коре очевидно формируется термобарическими условиями конкретного блока (она проявляется, как правило, в нижней области ЗНС) и изменением пород на более высокоскоростные.

Термобарическое петрофизическое моделирование участков литосферы УЩ с коровыми зонами низких сейсмических скоростей (на примере Приднепровья и Западно-

Ингулецкой зоны) показало что ЗНС в коре слабо зависит от минерального состава пород на соответствующих глубинах. В первую очередь они связаны с геотермической обстановкой на соответствующих глубинах.

В стабильных докембрийских блоках земной коры радиогенные источники тепла генерируют около половины наблюдаемого теплового потока (колебания этого параметра редко превышают 20 мВт/м^2). Мантийная составляющая в этих районах достигает значений ТП≈40÷60 мВт/м^2. Здесь можно выделить несколько уровней тепловых потоков, формирование которых связано с разнотипными и разновозрастными энергетическими процессами, создающими тепловые аномалии разного масштаба, интенсивности и длительности [4, 5]. В зависимости от величины теплового потока (суммарного) меняются температуры в литосфере, а, следовательно, и физические свойства слагающих ее пород. Так на глубине 25 км рассчитываются следующие зависимости Т от ТП [5]: Т=250ºС при ТП=30; Т≈300ºС при ТП=40; Т≈500ºС при ТП=60 мВт/м^2. Таким образом, поскольку тепловые потоки на исследуемом участке УЩ варьируют от 30 до 55 мВт/м^2 [4, 5], то отдельные блоки вдоль участка профиля имеют различные температурные градиенты, а следовательно, должны характеризоваться различной конфигурацией зоны низких сейсмических скоростей, в связи с существенной зависимостью их от $\partial T/\partial H$. (если эта производная меньше 9-12ºС/км, зоны нет или она слабо контролируема, если температурный градиент больше 14÷16ºС/км, зоны выделяемы [1] Действительно, как видно на приведенных моделях (рис. 1, б), ЗНС более значительны и уверенно регистрируются на западном и восточном участках, где ТП≈50÷60 мВт/м^2, а T_{25}=350÷425ºС ($\partial T/\partial H$ ≈14÷17 С/км). В центральном блоке [ПК110÷70], где ТП≈35÷45 мВт/м^2, а Т=270÷305ºС, ($\partial T/\partial H$<12 ºС/км), ЗНС более сложно структурно построена, а сейсмическое поле со значительным количеством отражающих сейсмических горизонтов и границ. Здесь ЗНС менее выражены, маломощны по глубине, в форме отдельных линз. В связи с неоднородностью теплового поля в центральном блоке (ПК75-30) выделяется две зоны низких скоростей: первая – на глубине Н=6-9 км в гранитах (ΔV≈0,15 км/с) и вторая – на Н≈10÷12 км в диоритах(ΔV=0,03 км/с).

Совместимый анализ материалов ГСЗ, геотермического и петроструктурного моделирования вдоль IV геотраверса подтверждает, что наличие ЗНС в земной коре в первую очередь связано с соответствующим глубинным распределением давлений и температуры, определенное соотношение которых способствует структурным преобразованиям пород, их разуплотнению. Участки земной коры с более высокими температурными градиентами имеют более сложный характер изменения сейсмических скоростей с глубиной с проявлением интенсивных ЗНС. В более „холодных“ участках коры зоны низких скоростей вообще могут отсутствовать. Вариации минерального состава пород на этих глубинах (5-20км) мало влияют на положение ЗНС и их интенсивность.

Литература

1. Корчин В.А. Динамика коровых термобарических зон низких скоростей / Материалы конференции “Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича”. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. С. 256-261.
2. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. 159 с.
3. Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. Геолого-геофизическое моделирование строения и состава литосферы Украинского щита по материалам РТ-петрофизики и ГСЗ. / Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 32-36.
4. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев, 2005. 210 с.
5. Кутас Р.И. Тепловое состояние и динамика литосферы. Киев: Наук. думка, 1989. С.17-21.

****

УДК 552.08:53

ГЛУБИННЫЕ ВЕЩЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ НЕКОТОРЫХ УЧАСТКОВ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И МАТЕРИАЛАМ ГСЗ

В.А. Корчин, П.А. Буртный, Е.Е. Карнаухова, тел.:+380 44 4242112, факс:+380 44 4502520, E-mail: korchin@igph.kiev.ua

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Abstract. Elastic-density characteristics more than 200 standards of different rocks in the district of the station «Academician Vernadskiy» (Ukraine) at atmospheric pressure and room temperature, at maximal axleloadings and also at high hydrostatical pressure are studied. On results of these researches models of mineral matter distributing with a depth along seismic DSS 10, 12, 13, 17 profiles of near-by the station «Academik Vernadsky» are built.

Основой для моделирования послужили материалы глубинного сейсмического зондирования DSS 10, 12, 13, 17, проведенного вблизи района станции «Академик Вернадский» (Украина) [1-3]. Наиболее протяженный профиль DSS-10 проходит вдоль побережья полуострова. На скоростных разрезах ГСЗ выделяются три основных горизонта, характеризующиеся скоростями сейсмических волн 6,30-6,45, 6,65-6,85, 7,10-7,15 км/с. Границы между ними расположены на глубинах около 10, 20 км. Мощность земной коры здесь составляет около 40 км. В центральной части профиля DSS-10 наблюдается более высокое положение границы «М» (глубины около 35 км). Граница «М», зафиксированная на этих глубинах, характеризуется скачком скорости 7,15→8,00 км/с. На профилях DSS-12, DSS-13, расположенных перпендикулярно или под углом к линии DSS-10, вблизи побережья граница «М» также отмечается на глубине около 40 км. Она постепенно поднимается в сторону океана на уровень 20-30 км. В этом же районе наблюдается более глубокое положение границы перехода между первым и вторым скоростными горизонтами (причем увеличение мощности первого слоя характерно для всех профилей).

На рис. 1 представлены скоростные колонки отдельных участков сейсмических профилей, которые были использованы при моделировании. Номера построенных колонок и их координаты показаны на рис. 2.

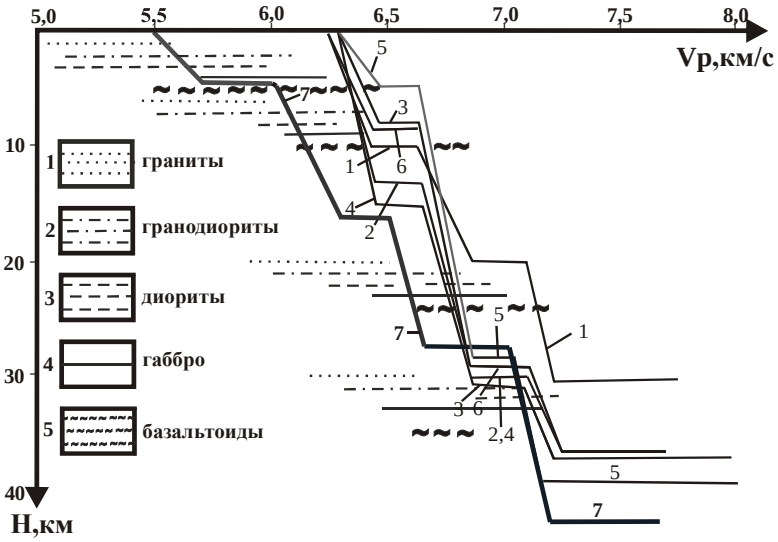


Рис. 1. Сопоставление скоростей ГСЗ и экспериментальных данных $V_P=f(P)$ для различных пород, пересчитанных на различные глубины. 1-7 – колонки распределения сейсмических скоростей $V_{ГСЗ}$: 1 – DSS 12 (п.35), 2 – DSS 12 (п.127), 3 – DSS 13 (п.112), 4 – DSS 13 (п.165), 5 – DSS 13 (п.200), 6 – DSS 10 (п.215), 7 – DSS 17 (см.рис.2). Горизонтальные линии соответствуют значениям экспериментальных V_P соответствующих пород.

Для петрофизического моделирования были изучены упруго-плотностные характеристики различных пород (более 200 образцов) прибрежной части Антарктического полуострова, отобранных в районе станции «Академик Вернадский» [4, 5]. Это граниты, диориты, гранодиориты, габбро, базальты. В результате исследований была обнаружена существенная дифференциация пород по петрофизическим параметрам, которая сохраняется как при осевых нагрузках, так и при высоком гидростатическом давлении. По упруго-

плотностным параметрам породы Антарктического полуострова во многом отличаются от аналогов других континентов. Прежде всего, градиенты изменения $\Delta V_P/\Delta P$ несколько меньше, чем для аналогичных пород других регионов, что возможно связано со структурно-текстурными особенностями пород.

По зависимостям «скорость-плотность» породы островов Антарктического полуострова подобны образованиям островных дуг Тихого океана. На рис. 1 горизонтальными линиями показаны диапазоны значений скоростей V_P для изученного комплекса пород от гранитов до базальтоидов, полученные экспериментально в опытах при высоком гидростатическом давлении для соответствующих глубин.

Сопоставляя материалы глубинного сейсмического зондирования с даными экспериментальных исследований V_P (рис. 1), полагаем, что в точках пересечения профилей DSS 10, 12, 13, на глубинах, соответствующих верхнему сейсмическому горизонту, кора сформирована, в основном, диоритовыми образованиями, которые постепенно переходят (H<30 км) в габбро-диоритовый слой. На поверхности возможно наличие незначительных толщ (>1 км) гранитоидов с небольшими прослоями базальтов. Если учесть широкое развитие в этом районе на поверхности массивов интрузивных образований гранит-гранодиоритового состава, то вполне допустимо их существование на глубинах в пределах приповерхностного горизонта. Ниже первого горизонта скоростные параметры коры соответствуют хорошо раскристаллизованным габбро и минеральным образованиям, подобным по составу базальтоидам, отобранным на поверхности.

Однако, можно предположить и более сложную модель вещественого строения изучаемого участка. Гранитоиды могут существовать, но на глубинах ниже 3-5 км, т.е. они перекрыты мощными толщами низкоскоростных габбро-диоритов и излившимися базальтами (последние широко распространены на поверхности региона). Граниты, таким образом, погребены под слоями основных пород и могут распостраняться до глубин 10-12 км. Это возможно на участках, где сейсмическая граница с V_P=6,45 км/с погружена до глубин порядка 15-18 км. Ниже предполагаемых гранитоидов, в этом случае, будут расположены переслаиваемые горизонты диоритов и габброидов вплоть до сейсмического горизонта V_P≈6,85 км/с, ниже которого опять будут плотные габброиды и базальтоиды.

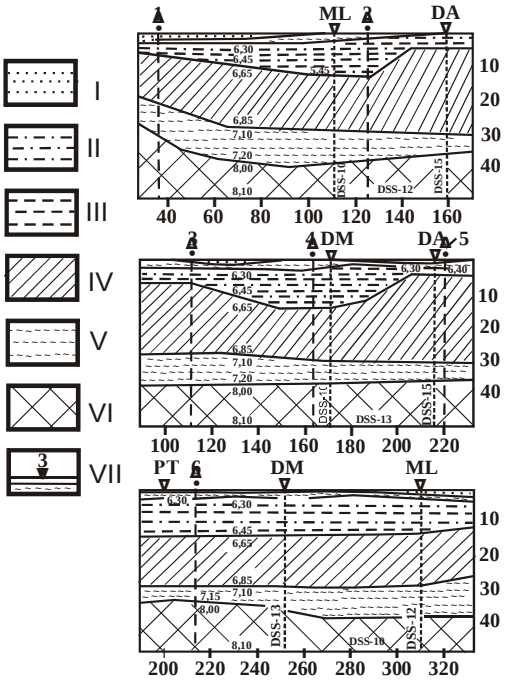


Рис. 2. Сейсмические разрезы вдоль профилей DSS 12, DSS 13, DSS 10 и возможное распределение с глубиной пород: I — граниты, II — гранодиориты, III — диориты, IV — габбро, V — базальтоиды, VI – мантийные образования, VII — сейсмические колонки, используемые для моделирования (см. рис. 1).

Для разновозрастных геологических структур мощность земной коры континентов изменяется от 35 до 65 км, океанической не более 20 км. Для внутриконтинентальных структур, как правило, выделяются гранитный, диоритовый и базальтовый слои, скорости сейсмических волн в которых соответственно: 5,8÷6,3; 6,4÷6,7; 6,8÷7,2 км/с. Нормальные океанические бассейны характеризуются менее сложной сейсмической структурой и имеют скоростные характеристики: неконсолидированные осадки V_P≈2÷2,3 км/с (H=3÷5,5 км); консолидированные осадки V_P≈4,5÷5,5 км/с (H=4,5÷7 км); кристаллические минеральные образования V_P≈6,4÷7,1 (H=6÷15 км). Район побережья Антарктического полуострова по своему строению отличается как от континентальной, так и от океанической коры. Здесь ее мощность изменяется от

25 до 35 км, а скоростные параметры слоев (6,3÷6,45; 6,65÷6,85;7,1÷7,2 км/с) имеют более высокие значения, чем отличаются от образований континентальной коры. В направлении от береговой части к центру Антарктического полуострова мощность коры вдоль профиля DSS-17, пересекающего Южно-Шетландские острова (I ПК-40-100), пролив Брансфилд (II ПК-130-200) и северную часть полуострова Тринити (III ПК-260-320) составляет 12-42 км, а выделяемые в ее разрезе горизонты, характеризуются средними скоростями сейсмических волн (5,6; 6,2; 6,6; 7,0) (рис. 1, кр. 7). Такие скорости (V_P) ниже установленных для западного побережья и хорошо согласуются со скоростями структур континентальной коры.

В районе Южно-Шетландских островов (профиль DSS-17) модель следующая: консолидированные и неконсолидированные осадки (2-3 км), граниты (3-9 км), гранодиориты, переходящие в диориты (10-30 км), ниже, до границы М – базальтоиды. В районе пролива Брансфилд: осадки (2-5 км), тонкий слой гранитов (5-8 км), далее до границы М расположены габброиды, переходящие в базальтоиды. Полуостров Тринити сложен гранитоидами (0-3 км), гранодиоритами (4-12 км), диоритами (12-28 км) и ниже до границы М – габбро-базальтовая смесь. По данным петрофизического моделирования и данных ГСЗ отметим, что вдоль профиля DSS-17 структура земной коры меняется от чисто океанической, возможно, через область рифта, до континентальной.

Таким образом, предполагается, что на поверхности (глубина <1 км) могут быть гранитоиды, и то не повсеместно, ниже идут горизонты гранодиоритового, диоритового и габбрового состава (габбро-диоритового). Ниже границы со скоростями 6,85 км/с (H=25÷30 км) возможно наличие хорошо раскристаллизованных габбро и базальтоидов. Если предположить, что земная кора центральной части Антарктического полуострова в районе Берега Грехема (территория пересечения профилей DSS-10, 12, 13) подобна северной его части (полуостров Тринити, DSS-17), то прогнозируемый нами по вещественному составу участок на запад от станции «Академик Вернадский» представляет собой зону перехода континентальной коры к океанической. Однако, здесь маловероятно проявление активных процессов рифтогенеза, подобно обнаруженным в районе пролива Брансфилд. Непосредственно под проливом при сопоставлении петрофизических материалов и данных ГСЗ отмечаются структурные особенности коры, характерные для областей рифтогенеза (поднятие в центральной части границы «М», наличие в приповерхностных участках высокоскоростных минеральных образований), когда мантийный материал проникает в более высокие горизонты и перерабатывает ранее существующий фундамент континентальной коры, формируя океаническую кору.

Литература

1. Sroda P., Grad M., Guterch A. Seismic Models of the Earth′s Crustal Structure between the South Pacific and the Antarctic Peninsula // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 1997. P. 685-689.
2. Grad M., Guterch A., Janik T., Sroda P. Seismic characteristic of the crust in the transition zone from the Pacific Ocean to the northern Antarctic Peninsula, West Antarctica // Antarctica at the close of a millennium, Royal Society of New Zealand Bulletin, 2002. Vol. 35. P. 493-498.
3. Janik T., Sroda P., Grad M., Guterch A. Moho depth along the Antarctic Peninsula and crustal structure across the landward projection of the Hero Fracture Zone // Antarctica: Contributions to global earth sciences, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2006. P. 229-236.
4. Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е., Нех А.С. Упруго-плотностные характеристики горных пород западного побережья Антарктического полуострова района станции “Академик Вернадский” // Український Антарктичний журнал, 2004. № 2. С. 66-72.
5. Korchin V.A., Butrny P.A., Karnaukhova E.E. Elastic and density characteristics of rocks of Antarctic Peninsula and prognosticated depths of their occurrence / Abstract Volume of XXX SCAR/IASC IPY open science conference “Polar Research – Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year”, St.Petersburg, Russia, 2008. P. 73.

****

УДК 551.509.328

ПРОГНОЗ ЭКСТРЕМАЛЬНО ВЫСОКИХ УРОВНЕЙ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА В ГОРОДАХ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Т.В. Костарева, 8-342-244-30-27; e-mail:nmu@gimet.perm.ru
ГУ «Пермский ЦГМС», г. Пермь, Россия

The problem of the forecast of extremely high levels of air pollution (EHLAP) for the cities of the Ural region is examined. The forecast for each city of the given region, including the cities where there are not enough data for working out of synoptical - statistical schemes of the forecast, and also an estimation of an expected air pollution condition as a whole in this region are considered. It is shown that the character of the influence of the synoptic conditions on air pollution level in the cities within the given region is approximately identical. In this connection for each city of the region the same synoptic governing predictor Sn can be accepted. For validation of this approach the synoptical - statistical schemes of the EHLAP forecast have been developed for the group of the neighboring cities using the same predictor Sn. All the schemes have sufficiently effective, 85 forecasts have been complied, their validity in the limits of 92 per cent. Recommendations for the forecast are given.

Keywords: extremely high level of air pollution, the forecast of air pollution, concentration of pollutants, weather conditions, synoptic situations.

Работы по прогнозу загрязнения воздуха в городах и регулированию выбросов при неблагоприятных метеорологических условиях (НМУ) играют важную роль для обеспечения чистоты атмосферы. Развитие таких работ позволяет улучшить состояние воздушного бассейна в городе в короткое время без существенных затрат и усилий. Прогнозирование загрязнения воздуха получило широкое развитие в системе Росгидромета, в том числе, в Уральском УГМС [2, 3, 4, 8].

В то же время, очевидно, что с точки зрения решения проблемы защиты атмосферы от загрязнения и, соответственно, защиты здоровья населения в периоды НМУ наибольший интерес представляет задача прогнозирования экстремально высоких уровней загрязнения воздуха в городах (ЭВУЗВ). С такими уровнями связаны наиболее неблагоприятные для населения и окружающей среды эпизоды. Здесь идет речь о редко встречающихся опасных случаях, которые могут быть приравнены к стихийным бедствиям (наводнениям, цунами, ураганам и др.).

Указанная задача представляет особый интерес в Уральском регионе, где расположено много городов с развитой промышленностью, много предприятий, выбрасывающих в атмосферу вредные вещества. В наиболее неблагоприятные дни загрязнение воздуха здесь может достигать катастрофического уровня.

Для решения задачи прогноза ЭВУЗВ проанализированы материалы пяти городов Уральского региона – Перми, Екатеринбурга, Березников, Соликамска, Губахи.

Для выделения случаев ЭВУЗВ используется интегральный показатель загрязнения воздуха в городе – параметр P [3, 5, 6], который является частотной характеристикой и представляет собой отношение числа существенно повышенных концентраций примесей в воздухе, измеренных в течение дня, к общему числу измерений в течение этого же дня. В среднем P=0,2. В качестве ЭВУЗВ принимается 2% случаев с наиболее высокими уровнями загрязнения (наибольшими значениями параметра P). Чаще всего к ЭВУЗВ относятся случаи с P≥0,5, однако для разных городов этот критерий различается. В рассматриваемых городах с учетом 2%-ной повторяемости к ЭВУЗВ относятся случаи со следующими значениями P: в Перми - P≥0,45 зимой и P≥0,42 летом; в Екатеринбурге - P≥0,6 зимой и P≥0,4 летом; в Березниках – и зимой, и летом P≥0,42; в Соликамске – зимой P≥0,4 и летом P≥0,38, в Губахе - зимой P≥0,5 и летом P≥0,45.

В процессе анализа материалов указанных выше пяти городов достаточно определенно выявилось, что в дни с большими значениями P (в дни с ЭВУЗВ) в городах

возникают опасные условия. В дни с ЭВУЗВ измеренные концентрации примесей на стационарных постах в городе в большинстве случаев превышают $1{,}5q_{ср.}$ Наибольшие концентрации диоксида азота, диоксида серы, оксида углерода превышают в такие дни $1{,}5q_{ср}$ в 7-9 раз и более, сероводорода, формальдегида, соляной кислоты, оксида азота – в 30-50 раз. Соответственно в дни с ЭВУЗВ концентрации вредных веществ в воздухе значительно превышают ПДК. Так в Перми и Соликамске при ЭВУЗВ концентрации сероводорода превышают ПДК в 8-10 раз. Концентрации других измеряемых примесей в указанных выше городах превышали ПДК в такие дни в 3-5 раз.

Решение задачи прогноза ЭВУЗВ включает 2 этапа. Первый из них касается анализа метеорологических, в первую очередь, синоптических условий формирования таких уровней. Второй этап включает разработку специальных статистических схем для данного вида прогнозов. Для разработки синоптико-статистических схем прогноза ЭВУЗВ установлен синоптический предиктор Sn. Так как существующий способ установления Sn [4] в случае ЭВУЗВ неприменим (из-за малого числа случаев ЭВУЗВ в отдельном городе), здесь Sn включает влияние четырех факторов, каждый из которых выражается в баллах:

синоптическая ситуация текущего дня (Бт),

синоптическая ситуация предшествующего дня (Бп),

особенности синоптического процесса (Бос),

характер преобразования синоптического процесса (Бпр).

Синоптический предиктор Sn устанавливается для каждого города отдельно для холодного и теплого периодов года. Он оценивается суммой баллов: Sn=Бт+Бп+Бос+Бпр.

При установлении балла текущей ситуации, все синоптические ситуации были разделены на группы в соответствии с их влиянием на создание высоких уровней загрязнения в городе. К группе S_1 были отнесены наиболее неблагоприятные ситуации и оценены в 4 балла. Зимой это центральная область стационарного антициклона (Аст), северо-западная часть Сибирского гребня и малоградиентное поле, летом – Аст, южная часть арктического гребня и малоградиентное поле повышенного давления. Неблагоприятные ситуации были включены в группу S_2 и оценены в 3 балла. В эту группу вошли ситуации группы S_1, но в первые сутки их действия. В группу S_3 зимой вошли синоптические ситуации - южная часть циклона и восточная периферия антициклона, летом – все периферии антициклона, кроме северной и северо-восточной. Синоптические ситуации западная и северо-западная периферии антициклона в холодный период и малоградиентное поле пониженного давления в теплый период отнесены к группе S_4. В группу S_5 зимой вошли восточная и северная часть циклона, летом – ложбина, теплый сектор циклона и северная периферия антициклона. Все остальные синоптические ситуации, не вошедшие в предыдущие типы, были отнесены к группе S_6 . Группы S_3 и S_4 были оценены в 2 балла, группа S_5 в 1 балл и группа S_6 в 0 баллов. Балл предшествующей ситуации определялся по формуле: Бпс = 0,5Бтс. Для оценки Бпр учитывались выявленные неблагоприятные преобразования. Бос включает в себя особенности синоптических процессов, с которыми связано формирование высоких уровней загрязнения воздуха. К ним относятся: приземная инверсия в утренние часы, сохраняющаяся днем или переходящая в приподнятую с высотой нижней границы менее 500 метров; область тепла или гребень тепла по карте ОТ 500/1000; туман, дымка; малоподвижный фронт и др. Прогноз каждой из перечисленных особенностей добавляет к Sn один балл.

В результате анализа синоптических условий загрязнения воздуха в рассматриваемых городах Уральского региона установлено, что зависимость параметра Р от синоптических условий в каждом их городов практически одинаковая. Это позволило решать задачу прогноза ЭВУЗВ в городах региона, принимая одинаковые значения предиктора Sn для каждого из городов, в том числе одинаковые неблагоприятные синоптические ситуации (Бт и Бп), неблагоприятные особенности (Бос), неблагоприятные преобразования процессов (Бпр).

Далее по данным для Перми, Екатеринбурга, Березников, Соликамска, Губахи за шестилетний период (2000-2005гг.) за холодную и теплую часть года разработаны схемы

прогноза ЭВУЗВ. Для каждого из городов использован один и тот же статистический метод графической регрессии с включением двух наиболее значимых предикторов - Sn и P`. Такой подход является достаточно простым, однако, весьма эффективным. Всего составлено десять графиков. Все схемы оказались достаточно эффективными. Прогностический график для Перми за холодную часть года представлен на рис.1. Линия отделяет область с ЭВУЗВ. На графике для холодной части года практически все случаи с P≥0,5 попали в выделенную область ЭВУЗВ.

По использованному для разработки материалу было составлено 125 прогнозов ЭВУЗВ, из которых оправдалось 106 (85%). Оправдавшимися считались случаи, когда P>0,40. В рассмотренный период в указанных выше городах в течение летнего и зимнего сезонов отмечено 74 случая с ЭВУЗВ, из которых 71 было предсказано (93%).

Эффективность разработанных схем была проверена на независимом материале по данным пяти городов Уральского региона (Пермь, Екатеринбург, Березники, Соликамск, Губаха). Было составлено 85 прогнозов ЭВУЗВ, из которых оправдалось 78 (92%). Из 64 случаев ЭВУЗВ, которые были отмечены в указанных городах, было предсказано 55 (86%).

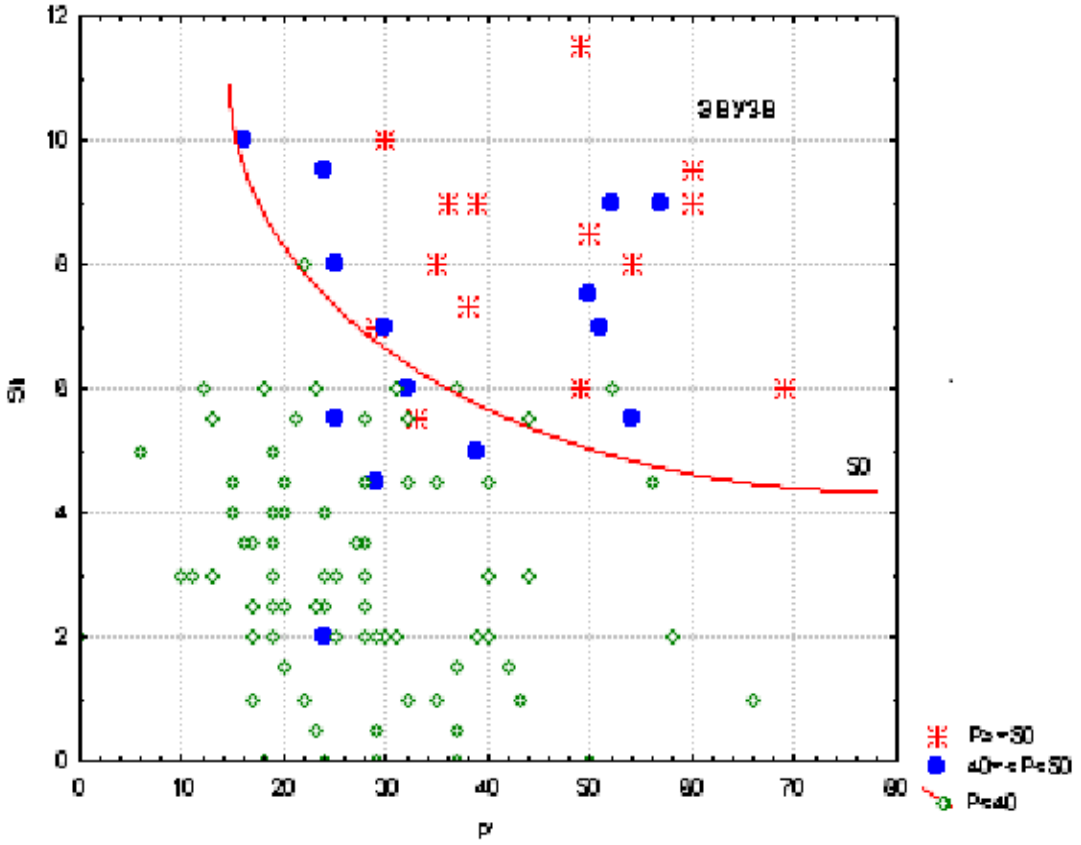


Рис. 1 Схема прогноза ЭВУЗВ по методу графической регрессии для Перми, зимний сезон

Из сказанного видно, что все разработанные схемы прогноза ЭВУЗВ являются достаточно эффективными. Они уже используются в оперативной работе в ГУ «Пермский ЦГМС». При этом для каждого из пяти городов в схемы включались одинаковые значения синоптического предиктора Sn. Следовательно, такой же предиктор Sn может быть применен для любого города (по крайней мере, с населением не менее 150-200 тыс. человек) достаточно крупного региона. В Уральском регионе расположено несколько десятков таких городов.

В результате выполненного исследования получены следующие основные результаты:

1) Выявлена тенденция к одновременному формированию экстремально высоких уровней загрязнения воздуха (ЭВУЗВ) в близлежащих городах промышленного региона;

2) Показана возможность и целесообразность использования одного и того же синоптического предиктора Sn для промышленных городов в пределах региона;
3) Показана эффективность синоптико - статистических схем прогноза ЭВУЗВ, включающих два наиболее значимых предиктора - синоптический предиктор Sn и параметр загрязнения воздуха в городе в предшествующий день P` ;
4) По материалам группы городов Уральского региона показано, что в дни с большими значениями параметра P, соответствующими ЭВУЗВ, в городах реально имеют место опасные концентрации примесей в воздухе, значительно превышающие в ряде случаев ПДК.

Литература

1. Информационный бюллетень за 2006 год. Состояние работ по прогнозу загрязнения воздуха в городах Российской Федерации (2007). – Н.Новгород: Вектор ТиС.
2. Информационный бюллетень за 2007 год. Состояние работ по прогнозу загрязнения воздуха в городах Российской Федерации (2008). –СПб.: Астерион.
3. Костарева Т. В., Сонькин Л. Р. Некоторые вопросы предупреждения и предотвращения высоких уровней загрязнения воздуха в периоды НМУ (на примере г. Пермь и Пермской области). Вопросы охраны атмосферы от загрязнения. Инф. Бюллетень НПК “Атмосфера” при ГГО №2(32) СПб, 2005.
4. Костарева Т.В. (2006). Схемы прогнозирования ЭВУЗВ для г. Пермь. - В сб.: Информационный бюллетень за 2005 год. Состояние работ по прогнозу загрязнения воздуха в городах Российской Федерации. – М., с. 36-41.
5. Руководство по прогнозу загрязнения воздуха РД 52.04.306-92. СПб, Гидрометеоиздат, 1993.
6. Сонькин Л. Р., Лапиков В. В., Николаев В. Д. и др. Система прогноза и предотвращения высоких уровней загрязнения воздуха в городах. СПб. Гидрометеоиздат, 2004.
7. Сонькин Л.Р. Синоптико-статистический анализ и краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы. Л. Гидрометеоиздат, 1991.
8. Сонькин Л. Р., Николаев В. Д., Кириллова В. И. Условия формирования и возможности прогноза катастрофического загрязнения воздуха в городах. Труды ГГО , 2003, вып. 551.
9. Сонькин Л. Р. Николаев В. Д. (1993). Синоптический анализ и прогноз загрязнения атмосферы. – Метеорология и гидрология, №5, с. 14-20.

****

УДК 539.374

РЕШЕНИЕ ТРЁХМЕРНОЙ ЗАДАЧИ ДИНАМИКИ СИЛЬНО ВЯЗКОЙ НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ И ЕЁ ПРИЛОЖЕНИЕ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В.Ю. Косыгин[1], Ю.В. Пятаков[2],
1 - р.т.8 (4212) 227267 д.т.8 (4212) 306286 факс. 8 (4212) 227267, kosygin@inbox.ru,
2 – р.т. 8(4732)55387 ,д.т. 89192308819 факс. 8(4732)554267, pyatakovjv@mail.ru
1 - Вычислительный центр ДВО РАН, Хабаровск, Россия
2 – Воронежская государственная технологическая академия, Воронеж, Россия

As a mathematical process model examines system Navier-Stokes equations in approaching small numbers Reynolds. Simulated volume presented a set of areas of constant density and viscosity. On the contacts related fields specified conditions of continuous velocity and voltage. The outer edge of the area is free of load. Solution tasks of highly viscous environment allows to take into account the heterogeneity of Land both in the density and viscosity.

Анализ целого ряда геофизических данных [1] позволил предположить, что, в условиях чрезвычайно медленно протекающих во времени геологических процессов (t ~10^3-10^7 лет) и

больших размеров геологических тел (L~10^6 м) тектоносферу Земли можно считать сильно вязкой несжимаемой жидкой средой с вязкостью η ~ 10^{20} – 10^{25} пуаз. Учитывая эти обстоятельства, движения среды в тектоносфере могут быть описаны уравнением Навье-Стокса в приближении малых чисел Рейнольдса (R << 1) и уравнением неразрывности [1-3], которые в этих условиях принимают следующий вид:

$$-\nabla p(\mathbf{x})+\eta\nabla^2\mathbf{u}(\mathbf{x})+\mathbf{H}(\mathbf{x})=\mathbf{0}, \tag{1}$$

$$\nabla\mathbf{u}(\mathbf{x})=0. \tag{2}$$

Здесь $\mathbf{u}(\mathbf{x})$- вектор скорости смещения среды в точке $\mathbf{x}$, $p(\mathbf{x})$ - давление в точке $\mathbf{x}$, $\mathbf{H}(\mathbf{x})$ - вектор массовой силы, отнесённый к единице объёма, η - коэффициент динамической вязкости среды,

Исследования, проведённые в работах [2-5], показывают, что при моделировании глубинных геодинамических процессов, необходимо учитывать неоднородность строения Земли, как по плотностным параметрам, так и по реологическим свойствам.

Для того, чтобы учесть эти факторы, в настоящей работе моделируемый объем $V\subset E_3$, будем полагать состоящим из N непересекающихся подобластей V_n, таких, что $V=\bigcup_{n=1}^{N}V_n$ и $V_n\cap V_k=\varnothing$ при $n\neq k$.

Пусть η_n - значения вязкости среды в каждой из подобластей V_n. Тогда, систему уравнений (1),(2) можно записать в виде:

$$-\nabla p(\mathbf{x})+\eta_n\cdot\nabla^2\mathbf{u}(\mathbf{x})+\mathbf{H}(\mathbf{x})=\mathbf{0},\quad div\,\mathbf{u}(\mathbf{x})=0,\quad \mathbf{x}\in V_n, \tag{3}$$

где $\mathbf{H}(\mathbf{x})=\rho_n\cdot\mathbf{g}$, $\mathbf{x}\in V_n$, $\mathbf{g}$-вектор силы тяжести, $\mathbf{u}(\mathbf{x})$-значение вектора скорости среды, $p(\mathbf{x})$ и $\rho_n\cdot$- соответственно, давление и плотность среды, взятые относительно гидростатических значений.

Предполагается, что поверхность ∂V моделируемого объема V свободна от нагрузки, т.е.:

$$T_{\mathbf{x}}(\eta_0,\mathbf{u}(\mathbf{x}),p(\mathbf{x}),\mathbf{n}(\mathbf{x}))=\mathbf{0},\quad \mathbf{x}\in\partial V. \tag{4}$$

Здесь символом $T_x(\eta,\mathbf{u}(\mathbf{x}),p(\mathbf{x}),\mathbf{n}(\mathbf{x}))$ *обозначен вектор поверхностных сил (напряжений), действующий на бесконечно малый элемент* dS *поверхности* ∂V *в точке поверхности* $\mathbf{x}$ *с нормалью* $\mathbf{n}(\mathbf{x})$*:*

$$T_x(\eta,\mathbf{u}(\mathbf{x}),p(\mathbf{x}),\mathbf{n}(\mathbf{x}))=\left\|\tau_{ji}(\eta,\mathbf{u}(\mathbf{x}),p(\mathbf{x}))\right\|_{3\times3}\cdot\mathbf{n}(\mathbf{x}),$$

где: $\left\|\tau_{ji}(\eta,\mathbf{u}(\mathbf{x}),p(\mathbf{x}))\right\|_{3\times3}$ *- матрица, элементами* $\tau_{ji}(\eta,\mathbf{u}(\mathbf{x}),p(\mathbf{x}))$ *которой являются компоненты напряжений, определяемые соотношением:*

$$\tau_{ji}(\eta,\mathbf{u}(\mathbf{x}),p(\mathbf{x}))=\eta\left(\partial u_i(\mathbf{x})/\partial x_j+\partial u_j(\mathbf{x})/\partial x_i\right)-\delta_{ij}\cdot p(\mathbf{x}).$$

На контактах смежных областей V_n и V_k заданы условия непрерывности значений компонент векторов скорости и напряжений:

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}-\mathbf{0})=\mathbf{u}(\mathbf{x}+\mathbf{0}),\quad \mathbf{x}\in S_{nk},\quad S_{nk}=\partial V_n\cap\partial V_k, \tag{5}$$

$$T_{\mathbf{x}}(\eta_k,\mathbf{u}(\mathbf{x}-\mathbf{0}),p(\mathbf{x}-\mathbf{0}),\mathbf{n}(\mathbf{x}))=T_{\mathbf{x}}(\eta_k,\mathbf{u}(\mathbf{x}+\mathbf{0}),p(\mathbf{x}+\mathbf{0}),\mathbf{n}(\mathbf{x})). \tag{6}$$

Тогда решение системы уравнений (1)-(4) может быть определено в виде:

$$\mathbf{u}(\mathbf{x})=2\eta^{-1}\int_{\partial V}\mathbf{G}(\mathbf{x},\xi)\cdot\boldsymbol{\varphi}_0(\xi)d_\xi S-\mathbf{U}_1(\mathbf{x})+\mathbf{U}_2(\mathbf{x}),\quad p(\mathbf{x})=2\int_{\partial V}\mathbf{P}(\mathbf{x},\xi)\cdot\boldsymbol{\varphi}_0(\xi)d_\xi S-\mathbf{P}_1(\mathbf{x})+\mathbf{P}_2(\mathbf{x}), \tag{7}$$

где

$$\mathbf{U}_1(\mathbf{x})=\sum_{n=1,k=n+1}^{N}\frac{\eta_n-\eta_k}{\eta(\mathbf{x})}\int_{S_{nk}}T_\xi(\mathbf{G}(\xi,\mathbf{x});\mathbf{P}(\xi,\mathbf{x});\mathbf{n}_n(\xi))\boldsymbol{\varphi}(\xi)d_\xi S,\qquad \mathbf{U}_2(\mathbf{x})=\frac{1}{\eta(\mathbf{x})}\sum_{n=1}^{N}\int_{V_n}\mathbf{G}(\xi,\mathbf{x})\cdot\mathbf{H}(\xi)d_\xi V,$$

$\mathbf{P}_1(\mathbf{x}) = \sum_{n=1,k=n+1}^{N} 2(\eta_n - \eta_k) \int_{S_{nk}} grad_{\mathbf{x}}(\mathbf{P}(\xi,\mathbf{x}) \cdot \mathbf{n}(\xi)) \cdot \varphi(\xi) d_\xi S$, $\mathbf{P}_2(\mathbf{x}) = \sum_{n=1}^{N} \int_{V_n} \mathbf{P}(\xi,\mathbf{x}) \cdot \mathbf{H}(\xi) d_\xi V$,

$\mathbf{G}(\mathbf{x},\xi)$ - симметричная квадратная матрица третьего порядка, элементами которой являются величины $g_j^i(\mathbf{x},\xi) = -\frac{1}{8\pi} \frac{\partial^2 R(\mathbf{x},\xi)}{\partial x_j \partial x_i} + \delta_{ji} \frac{1}{4\pi R(\mathbf{x},\xi)}$, а $\mathbf{P}(\mathbf{x},\xi) = \left(p^1(\mathbf{x},\xi), p^2(\mathbf{x},\xi), p^3(\mathbf{x},\xi)\right)$ - трёхмерный вектор, компоненты которого $p^i(\mathbf{x},\xi) = -\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{1}{R(\mathbf{x},\xi)}$.

Значения функций $\varphi_0(\xi)$, $\xi \in \partial V$ и $\varphi(\xi)$, $\xi \in S_{конт}$ определяются из решения системы интегральных уравнений Рисса-Шаудера:

$$\begin{cases} \varphi_0(\mathbf{x}) + 2\int_{\partial v} T_{\mathbf{x}}(\mathbf{G}(\mathbf{x},\xi), \mathbf{P}(\mathbf{x},\xi), \mathbf{n}(\xi)) \cdot \varphi_0(\xi) d_\xi S = \mathbf{f}_0(\mathbf{x}), \ \mathbf{x} \in \partial V, \\ \varphi(\mathbf{x}) + \sum_{n=1,k=n+1}^{N} 2\frac{\eta_n - \eta_k}{\eta_m + \eta_p} \int_{S_{nk}} T_\xi(\mathbf{G}(\xi,\mathbf{x}); \mathbf{P}(\xi,\mathbf{x}); \mathbf{n}_n(\xi)) \varphi(\xi) d_\xi S = \mathbf{f}_1(\mathbf{x}), \end{cases} \quad (8)$$

где

$$\mathbf{f}_0(\mathbf{x}) = -T_{\mathbf{x}}(\mathbf{U}_1(\mathbf{x}); \mathbf{P}_1(\mathbf{x}); \mathbf{n}(\mathbf{x})) + T_{\mathbf{x}}(\mathbf{U}_2(\mathbf{x}); \mathbf{P}_2(\mathbf{x}); \mathbf{n}(\mathbf{x}))$$

$$\mathbf{f}_1(\mathbf{x}) = 2\int_{\partial V} \mathbf{G}(\mathbf{x},\xi) \cdot \varphi_0(\xi) d_\xi S - \frac{2}{\eta_m + \eta_p} \sum_{n=1}^{N} \int_{V_n} \mathbf{G}(\xi,\mathbf{x}) \cdot \mathbf{H}(\xi) d_\xi V, \ \mathbf{x} \in S_{mp} \subseteq S_{конт}.$$

Таким образом, полученное решение (7) гранично – контактной задачи (3) позволяет учитывать неоднородность строения исследуемых регионов, как по плотности, так и по вязкости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Геодинамика, - М.: Наука. 1979, 327 с.
2. Косыгин В.Ю. Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР. 201 с.
3. Маслов Л.А., Косыгин В.Ю., Комова О.С. Изучение глубинных геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне перехода на основе её плотностных моделей // Тихоокеан. геология. 1988. №2. С.3-10.
4. Хачай Ю.В. Исследование конвекции сжимаемой гравитирующей жидкости в плоском слое применительно к условиям верхней мантии Земли// Методы интерпретации и моделирования геофизических полей: Сб. науч. трудов. Свердловск УрО АН СССР, 1988 С.82-89.
5. Косыгин В.Ю,, Исаев В.И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса Япония – возвышенность Шатского – Императорские горы// Тихоокеан. Геология 1983. № 5. С.27-38.
6. Пятаков Ю.В. Определение напряжённого состояния гравитирующего шара, содержащего плотностные неоднородности//Геофизический журнал, №5, Т. 20, 1998. С.78-86.
7. Пятаков Ю.В., Косыгин В.Ю. Интегральные уравнения в пространственных задачах сильно вязких неоднородных сред, - Хабаровск: Изд – во «Импульс – Восток». – 2009, 224 с.

****

УДК: 550.361.4

РОЛЬ ТЕПЛОВОЙ АКТИВНОСТИ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРНЫХ КОЛЕБАНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

А.А. Котлованова[1],e-mail: free_ride_@mail.ru,
Д.Ю. Демежко[2],e-mail: ddem54@inbox.ru
1- Уральский федеральный университет, 2- Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Heat exchange between air and upper active layer of soil plays a significant role in underground temperature field forming. When describing the process of harmonic wave propagation to the depth one often simplifies this process to heat transfer in homogeneous media with a constant apparent thermal diffusivity. We have shown that thermal effusivity is responsible for the wave propagation disturbances, which are usually interpreted as thermal diffusivity change.

Научный и практический интерес к проблеме теплопереноса в верхних слоях земной коры не ослабевает уже почти два века – со времени публикации в 1822 г. Жаном Батистом Жозефом Фурье своего классического труда «Аналитическая теория тепла». Приложения этих исследований долгое время были связаны с задачами строительства и агрометеорологии, например, с прогнозированием промерзания и сезонного хода температур на заданной глубине. Во второй половине 20 века появление моделей общей циркуляции атмосферы и океана стимулировало исследование теплового баланса между Землей и атмосферой [1-2]. В 80-90-х годах 20 века был разработан метод реконструкции температурной истории земной поверхности по данным о современном вертикальном распределении температур горных пород [3-5]. Палеоклиматическая интерпретация реконструированных изменений температуры поверхности обычно базировалась на предположении о соблюдении двух условий: 1) изменения температуры земной поверхности происходят синхронно с изменениями температуры приземного воздуха и примерно с той же амплитудой и 2) распространение температурного сигнала на глубину осуществляется кондуктивным способом. Преобладание кондуктивного механизма распространения гармонических колебаний в верхней части геологического разреза, т.н. активном слое, было доказано наблюдениями на ряде станций температурного мониторинга [6]. Одновременно была выявлена существенная пространственная и временная теплофизическая неоднородность самой верхней (первые метры - десятки метров) части геологической среды. Для упрощения моделей теплопереноса было естественно ввести эффективные теплофизические параметры, в частности, температуропроводность, описывающую теплоперенос в активном слое как в однородной среде [7-8]. В работе [9] показано, что при описании распространения гармонических температурных волн с поверхности физически более обоснованным является подход, в котором отдельно исследуются закономерности изменения амплитуды и фазы волны с глубиной, описываемые соответственно амплитудным k_a и фазовым k_f волновыми числами.

$$T(z,t) = Ae^{-k_a z}\sin(\omega t - k_f z - \varphi) \qquad (1)$$

Отношение волновых чисел k_a/k_f служит мерой проявления некондуктивных процессов теплопереноса и теплофизических неоднородностей. В случае однородной среды волновые числа равны $k_a = k_f$ и определяются температуропроводностью и периодом колебаний. В [10] было показано, что при распространении колебаний в двухслойной среде, состоящей из верхнего слоя конечной мощности, лежащего на поверхности полупространства, волновые числа (т.е.характер затухания амплитуды и сдвиг фазы) в верхнем слое определяются температуропроводностью этого слоя и контрастом ε тепловых активностей e_1, e_2 двух сред:

.

$$\varepsilon = \frac{e_2 - e_1}{e_2 + e_1}$$
$$e_{1,2} = \sqrt{\lambda_{1,2}\,\rho_{1,2}\,C_{1,2}} = \lambda_{1,2} / \sqrt{a}_{1,2} \qquad (2)$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, C – удельная теплоемкость, ρ – плотность соответственно верхнего слоя (индекс «1») и полупространства (индекс «2»). В нижнем полупространстве значения волновых чисел не зависят от глубины и определяются исключительно его тепловыми свойствами и частотой колебаний.

Таким образом, введением лишь одного теплофизического параметра – эффективной температуропроводности – невозможно адекватно описать распространение температурных колебаний в неоднородных средах.

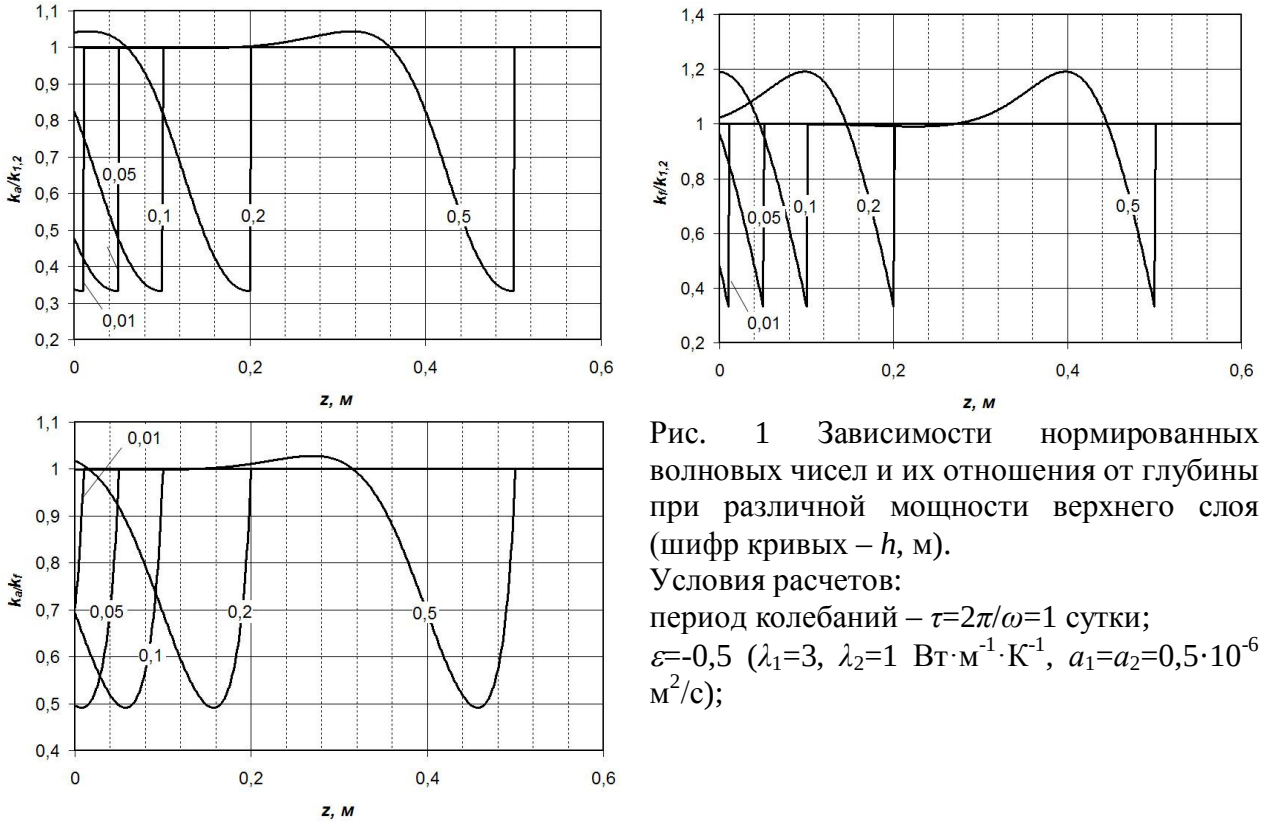
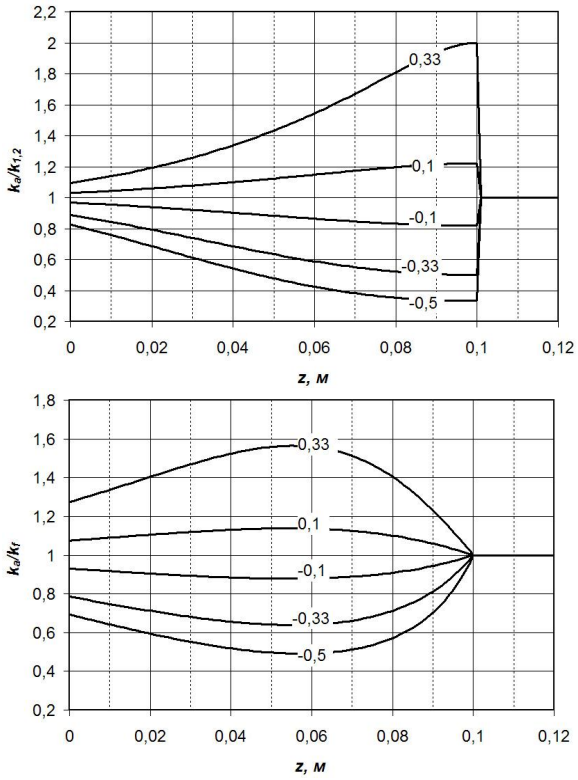


Рис. 1 Зависимости нормированных волновых чисел и их отношения от глубины при различной мощности верхнего слоя (шифр кривых – h, м).
Условия расчетов:
период колебаний – $\tau=2\pi/\omega=1$ сутки;
ε=-0,5 (λ_1=3, λ_2=1 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$, $a_1=a_2=0{,}5\cdot10^{-6}$ м^2/с);

На рис. 1 и 2 приведены зависимости нормированных волновых чисел (а также их отношений), описывающих распространение суточной волны, от глубины при различных значениях мощности верхнего слоя и контраста тепловых активностей. Для простоты при расчетах было принято, что температуропроводности двух сред равны, а контраст тепловых активностей обеспечивается одновременным изменением теплопроводности и объемной теплоемкости. При этом мы нормировали волновые числа на их «невозмущенное» значение, определяемое температуропроводностью и частотой колебаний. Таким образом, отклонение от «1» представляет собой аномалию волнового числа, обусловленную контрастом тепловых активностей. Из рис. 1 видно, что форма аномалий амплитудного, фазового волновых чисел и их отношения при заданном контрасте тепловых активностей сохраняется, а их положение на оси z зависит только от расстояния точки наблюдений до границы двух сред. Аномалии волновых чисел достигают экстремального значения (0,33 при ε=0,5) на границах двух сред, а аномалия их отношения – на некотором расстоянии до границы (0,043м). Форма аномалий определяется исключительно контрастом тепловых активностей ε - рис.2. Положительные значения ε соответствуют ситуации, когда рыхлые сухие почвы лежат на более плотных и влажных, например глинистых, породах ($e_1 < e_2$). Обводнение верхнего слоя почвы приводит к уменьшению значений волновых чисел, особенно вблизи границы, что в рамках подхода, реализуемого в работах (Pollack et al., 2005, Sergienko et al., 2008), можно ошибочно интерпретировать как аномальное (далеко выходящее за пределы реальных значений) изменение эффективной температуропроводности.



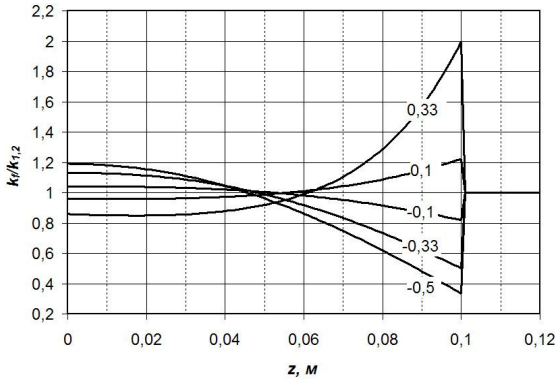


Рис. 2. Зависимости нормированных волновых чисел и их отношения от глубины при различных значениях контраста тепловых активностей (шифр кривых – ε).
Условия расчетов:
период колебаний – $\tau=2\pi/\omega=1$ сутки;
h=0,1м (λ_1=1, λ_2=3 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$, $a_1=a_2=0{,}5\cdot10^{-6}$ м^2/с)

Литература

1. Koster, R. D., and M. J. Suarez. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands /J. Geophys. Res., 1992, 97, 2697– 2715.
2. Stevens, M.B., J.E. Smerdon, J.F. González-Rouco, M. Stieglitz, and H. Beltrami. Effects of bottom boundary placement on subsurface heat storage: Implications for climate model simulations / Geophys. Res. Lett., 2007, 34, L02702, doi:10.1029/2006GL028546.
3. Cermak V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium /Palaeogeogr.Palaeoclim. Palaeoecol., 1971, 10, p.1-19.
4. BeckA.E. Precision logging of temperature gradients and the extraction of past climate. / Tectonophysics, 1982, 83, p. 1-11.
5. Lachenbruch,A.H. and Marshall,B.V. Changing Climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic./ Science, 1986, 234, p.689-696.
6. Smerdon J.E., Pollack H.N., Enz J.W. and Lewis M.J. Conduction-dominated heat transport of the annual temperature signal in soil /J. Geophys. Res., 2003, V. 108, B9, 2431, doi:10.1029/2002JB002351.
7. 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
8. 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
9. Демежко Д.Ю., Рывкин Д. Г., Голованова И. В. О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры. /Уральский геофизический вестник. 2006, № 9, с. 16-26.
10. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, Екатеринбург, 2001, 144 с.

****

УДК 550.383

ЭФФЕКТИВНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ЯДРА — РЕЗУЛЬТАТ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ПО ГЕОЦЕНТРИЧЕСКОЙ Z-КОМПОНЕНТЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ IGRF-2005

Кочнев В.А., kochnev@icm.krasn.ru, http://geoph.krasn.ru
Институт вычислительного моделирования СО РАН, г.Красноярск, Россия

Abstract

Geocentric component of Earth's magnetic field allows for stable evaluation of the effective magnetization of the Earth's core. From the results three peaks of the magnetization were identified — two in the northern and one in the southern hemisphere.

В работе [1] приведены результаты оценки эффективной намагниченности (ЭН) ядра, полученной по модулю магнитного поля Земли. В данной работе приводятся новые результаты, полученные по геоцентрической Z-компоненте магнитного поля.

При аппроксимации, представлении и исследовании магнитного поля Земли, как правило, используется локальная система, в которой Z-компонента направлена от точки на поверхности к центру шара, X-компонента к северу, Y – к востоку. Для решения глобальной задачи, в которой объектом становится весь шар, возникает необходимость перейти к геоцентрической системе, в которой начало координат находится в центре шара, ось Z совпадает с осью вращения шара и направлена к северному или южному полюсу, оси X и Y лежат в плоскости экватора и пересекают поверхность шара на долготах 0°, 180° и 90°, 270°.

На рис.1 а,б показаны геоцентрические Z-компоненты магнитного поля над северным и южным полушарием. На рисунке видно положение полюса и некоторых городов. Вид всех изображений – со стороны северного полюса. В северном полушарии область максимума поля совпадает с полюсом, но вытянута по направлению 270°-90°. В южном полушарии максимум смещен от полюса в сторону Австралии (CNB – Канберра).

При моделировании ядро аппроксимируется двумя полусферами (слоями), состоящими из 230 призм в каждом полушарии. Горизонтальные размеры призм 400 на 400 км, вертикальные зависят от мощности слоя. Начальная эффективная намагниченность ядра принята равной 573 А/м (рис. 1в), что создает магнитное поле, Z-компонента которого меняется от −30000 до 60000 нТл (рис. 1г). Разность исходных и модельного полей меняются от −12700 до 12300 нТл в северном и от −24000 до 20000 нТл в южном полушарии (рис. 1 д,е). В северном полушарии видим два максимума (сибирский и канадский), в южном полушарии один максимум (австралийский) и минимум, захватывающий южную часть Атлантического океана. Решение обратной задачи пакетом ADM-3D [2] по Z-компоненте устойчиво, о чем свидетельствуют невязки трех вариантов счета, приведенные ниже (в нТл).

Итерация→	1	2	3	4	5	49	50
Вариант 1	5841	4729	4075	2694	3464	2836	2834
Вариант 2	11196	5434	4526	3970	3644	2851	2849
Вариант 3	10403	4105	3198	2637	2300	1434	1431

В варианте 1 уточнялась модель ЭН ядра, приведенная на рис.1г. Результативная модель ЭН (рис.2а,б) имеет два максимума ЭН в северном полушарии и один в южном. По величине максимумы в три раза превышают максимум априорной ЭН (рис. 1г).

Вариант 2 получен при априорной ЭН, равной 0. Модель оказалась близкой к модели 1. Начальные невязки в варианте 2 оказались существенно большими, а конечные практически совпали. Существенное (в два раза) уменьшение невязок получено в варианте 3. В этом варианте сделано предположение, что в целом ядро имеет боковое намагничение, которое моделируется путем задания ненулевых намагничивающих компонент H_x=0.2, H_y=0.1, H_z=1 эрстед. В варианте 3 модель ЭН ядра стала проще. Конфигурация положительных аномалий не изменилась, изменились аномалии минимальных значений ЭН (рис.2 в,г).

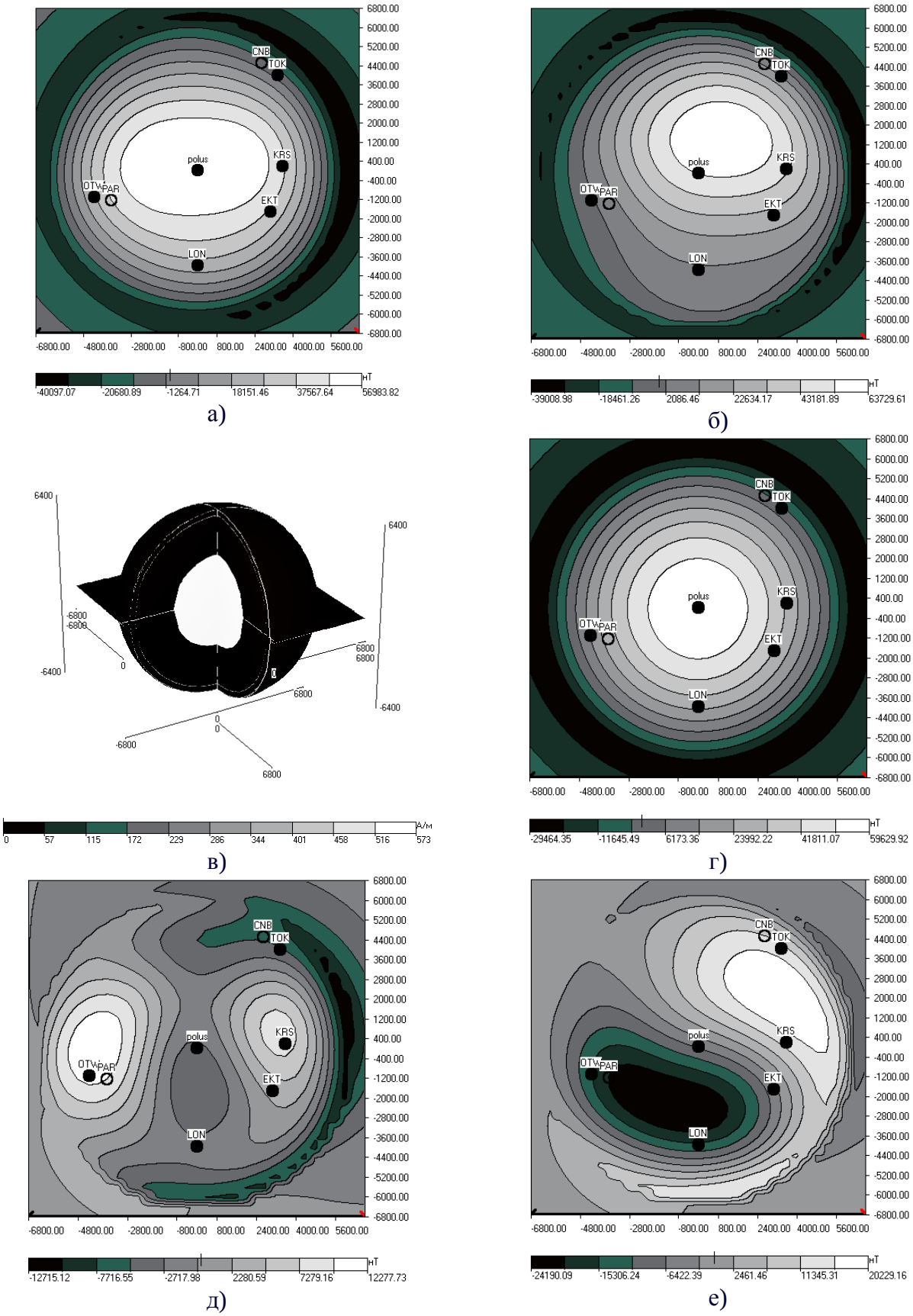


Рис. 1. Геоцентрическая Z-компонента а) над северным полушарием; б) над южным полушарием; в) начальная эффективная намагниченность ядра; г) Z-компонента магнитного поля от модели; разности исходной и модельной Z-компоненты: д) над северным полушарием; е) над южным полушарием.

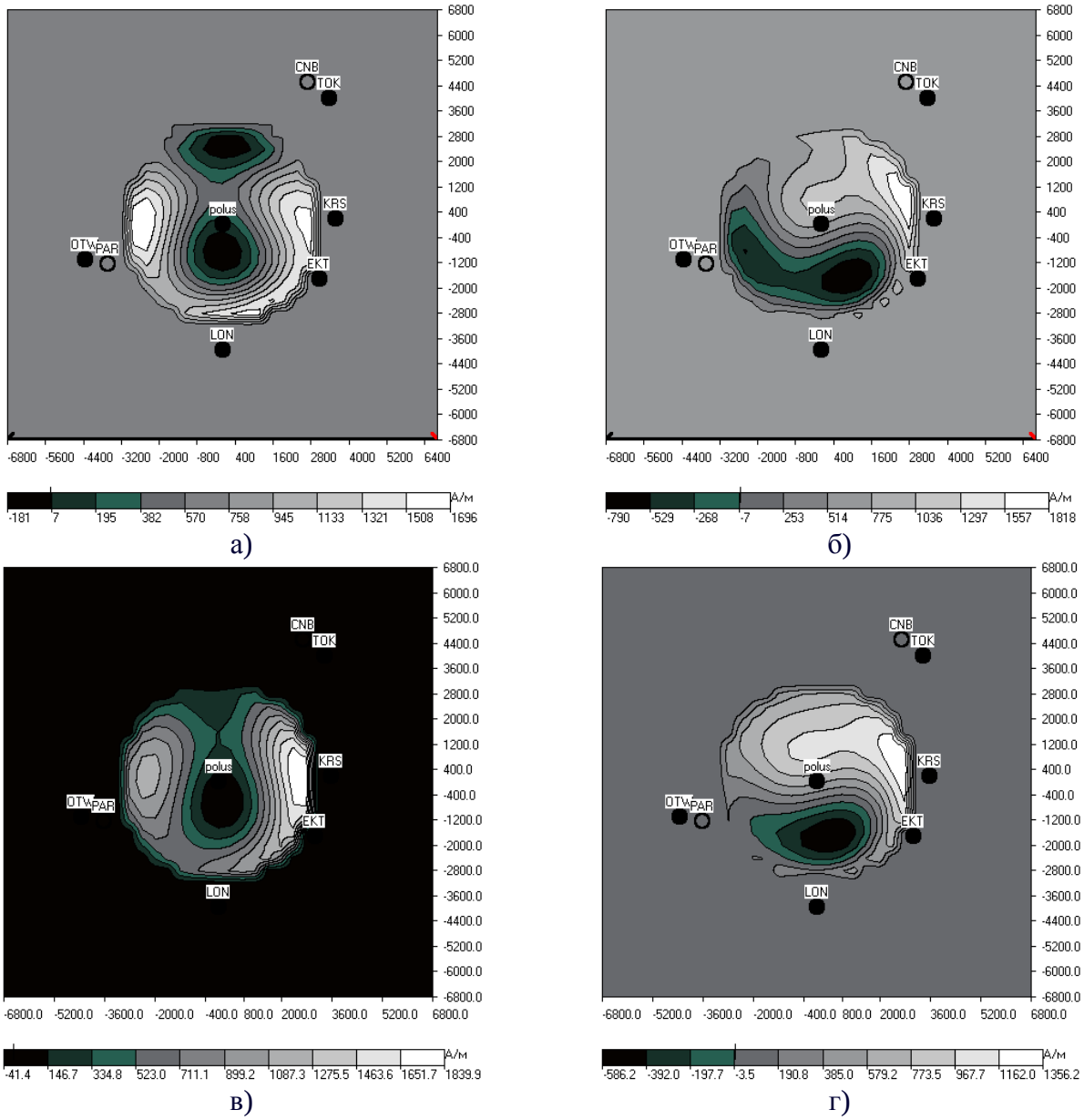


Рис. 2. Эффективные намагниченности ядра (а, в — северное, б, г — южное полушарие), полученные при разных начальных параметрах. а), б) Hx=Hy=0, Hz=1 эрстед, I_0=573 А/м; в), г) Hx=0.2, Hy=0.1, Hz=1, I_0=0 А/м.

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. Обратные задачи геофизики [Электронный ресурс]. URL: http://geoph.krasn.ru/ (доступ: 21.04.2011).

****

УДК 550.8.05

СОЗДАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДЕТАЛЬНОЙ ГРАВИМЕТРИИ

Кочнев В.А., Поляков В.С., Гоз И.В. kochnev@icm.krasn.ru, http://geoph.krasn.ru
Институт вычислительного моделирования СО РАН, г.Красноярск, Россия

Abstract
Complex seismic and geologic conditions of Eastern Siberia make it difficult to built a correct image of subterranean features. Detailed gravimetric data can provide important additional information necessary for calculation of static corrections. We demonstrate a method of calculation and example from Eastern Siberia.

"Яркая черта современного этапа сейсморазведки – формирование двух весьма разных, дополняющих друг друга направлений, которые можно охарактеризовать терминами сейсмоизмерение (то есть определение параметров среды) и сейсмовидение." [1]

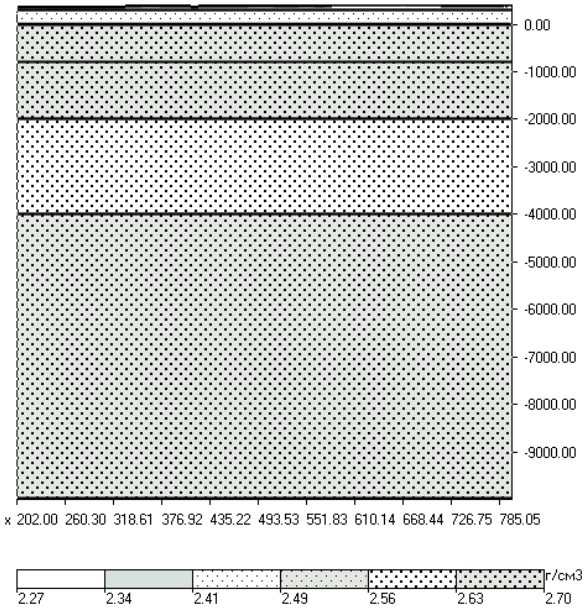
Это было написано С.В.Гольдиным в период становления многократных систем наблюдения и обработки данных по методу ОГТ. Наибольшие успехи сейсморазведки связаны с подготовкой и изучением структур в Западной Сибири. Благоприятные сейсмогеологические условия (песчано-глинистая толща, наличие опорных горизонтов) позволили в короткие сроки подготовить сотни антиклинальных структур, ¾ из которых оказались ловушками нефти или газа.

Сейсмогеологические условия в Восточной Сибири сложны. Высокоскоростной разрез, малые амплитуды структур, большая мощность неоднородной верхней части разреза, наличие сильных регулярных помех осложняют получение правильных изображений модели среды. Структуры, подготовленные сейсморазведкой, в большинстве случаев не подтверждаются бурением.

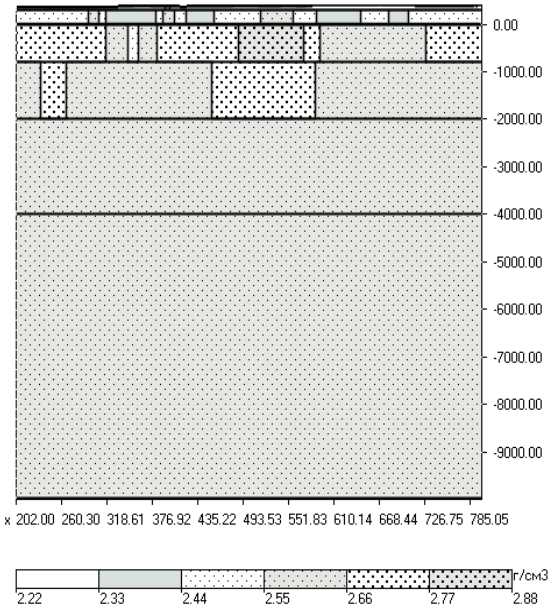
При решении обратных задач со сложными моделями возникает необходимость получения и учета априорной информации. Важным источником информации о параметрах ВЧР являются прямые и преломленные волны, наблюдаемые в первых вступлениях [2]. Однако в случае экранирования преломленных волн слоистыми интрузиями долеритов не удается построить правильную модель ВЧР, а следовательно, и изучаемых объектов.

Как показал опыт [3], более полную информацию о модели можно получить, используя данные детальной гравиметрии 3D или 2D на сейсмических профилях.

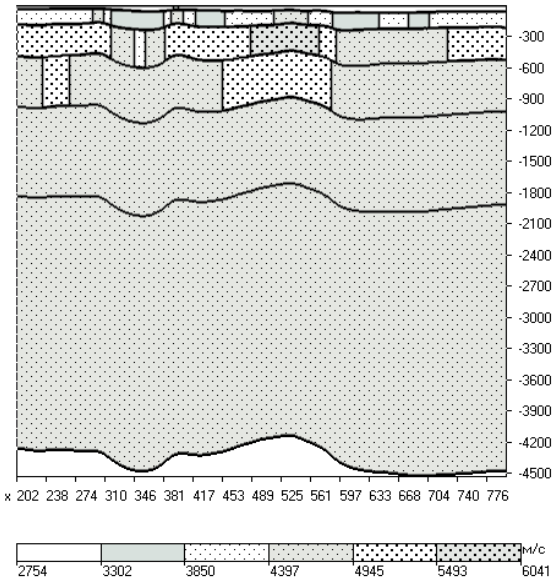
И здесь мы, так же, как и в случае отраженных и преломленных волн в первых вступлениях [2], сводим интегральную задачу гравиметрии к решению систем алгебраических уравнений (линейных или нелинейных). Для решения систем используется адаптивный метод. Особенность обратной гравиметрической задачи, сформулированной в [3], заключается в том, что единственное решение мы получаем в однослойной модели (если находятся плотности) и в двухслойной, если находится граница раздела двух слоев при известных плотностях. В многослойных моделях находится решение, ближайшее к априорно заданному, с учетом нежестких ограничений, задаваемых в виде матрицы погрешностей элементов априорной плотностной модели. Плотности элементов модели с малой погрешностью уточняются в меньшей степени. Возможность учета погрешностей априорных данных позволяет искать различные варианты решения, учитывающие особенности сформировавшихся геологических объектов. От плотностной модели осуществляется переход к скоростной модели из которой рассчитываются статические поправки удаления верхнего слоя от линии приведения до поверхности и замещения неоднородных слоев ВЧР однородными.



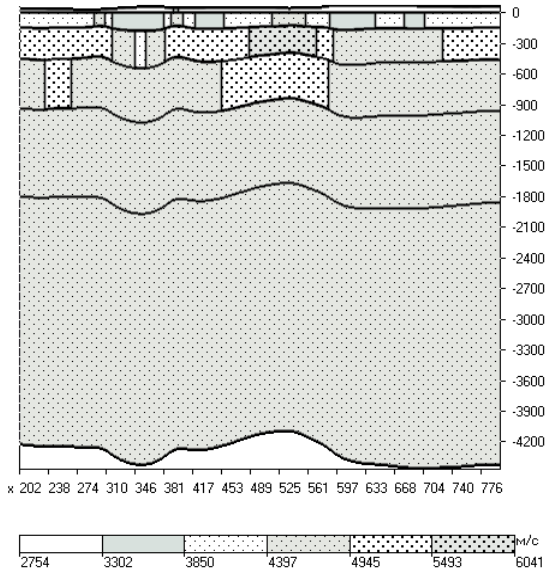
а) Априорная модель плотностного разреза



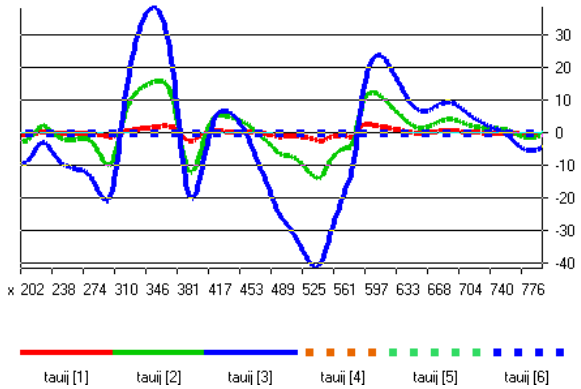
б) Плотностная модель, полученная в результате решения обратной задачи гравиметрии



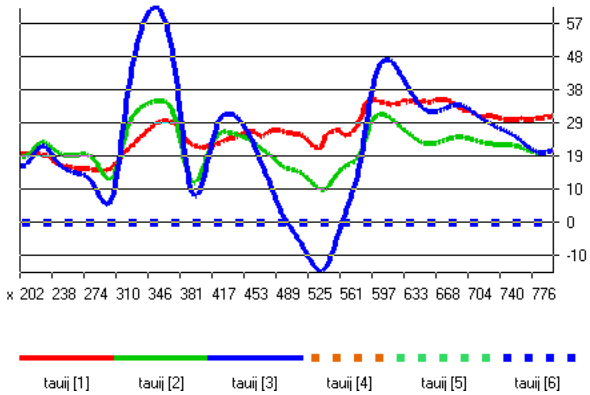
в) Модель интервальных скоростей в масштабе времени



г) Модель интервальных скоростей в масштабе времени после удаления 1 слоя



д) Статические поправки замещения от поверхности



е) Статические поправки замещения и исключения 1 слоя.

Рис.1

Расчет статики в варианте удаления первого слоя возникает, если расчет годографа или луча ведется от линии приведения. В этом случае линия приведения в создаваемой модели должна быть подошвой первого слоя.

В варианте исключения первого слоя, предусмотренном в пакете ADG-3D [4], нулевые времена в первом слое t_{ij1} вычитаются из всех t_{ijk}. В этом случае t_{ij2} оказывается равным нулю. Мы получаем временной разрез, в котором отсчет ведется от линии приведения. Первый слой оказывается выше этой линии, а все остальные ниже. На поверхности разреза отображается не рельеф поверхности, а рельеф t_{01}.

При расчете времен или лучей от линии приведения мы должны учесть его влияние, добавляя ко времени пробега в одном направлении поправку $\tau_{ij1} = \frac{t_{ij1}}{2}$.

В том случае, когда в статику необходимо включить влияние последующих слоев, мы делаем это не удаляя их, а упрощая модель среды, замещая каждый слой ее одним слоем с заданной скоростью. Поправка замещения в каждом слое будет равна

$$\tau_{ijk} = \frac{h_{ijk}}{V_{ijk}} - \frac{h_{ijk}}{V_k} \qquad (1)$$

Тогда общая поправка с учетом поправок исключения первого слоя будет равна

$$\tilde{\tau}_{ijN} = -0.5t_{ij1} + \sum_{k=2}^{N} \tau_{ijk} \qquad (2)$$

На рис.1 показана исходная априорная модель (а), уточненная в результате решения обратной задачи (б), модель интервальных скоростей в масштабе времени (аналог временного разреза), в котором плоские границы модели становятся криволинейными (в). Исключая влияние первого слоя на все остальные, получаем границы t_0 с меньшей кривизной (рис.1г). На рис 1д показаны статические поправки замещения от поверхности рельефа, рассчитанные до подошвы каждого слоя ВЧР (кривые 1, 2 и 3). На рис.1г видим статические поправки, исключающие влияние первого слоя и замещающие два последующих слоя слоями с постоянной скоростью.

Используя статические поправки и скоростную модель в технологии возможно получит несколько вариантов глубинного и временного разрезов в методах лучевой миграции. Для выбора наилучшего варианта модели используются различные критерии: численные, геологические и эстетические. Более подробно об этом будет сказано при представлении доклада.

В докладе будут проанализированы некоторые результаты обработки и интерпретации, полученные с учетом моделей, полученных при решении обратных задач гравиметрии.

Литература

1. Гольдин С.В. Интерпретация данных сейсмического метода отраженных волн. М.: Недра, 1979. 344 с.
2. Кочнев В.А. Адаптивные методы интерпретации сейсмических данных. Новосибирск: Наука, 1988. 152 с.
3. Кочнев В.А., Гоз И.В. Возможности гравиметрии и магнитометрии при интерпретации сейсмических данных. // Геофизика. 2008. № 4. С. 28-33.
4. Обратные задачи геофизики [Электронный ресурс]. URL: http://geoph.krasn.ru/ (доступ: 21.04.2011).

****

УДК 519.6:550.838

КОМПЬЮТЕРНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ НЕКОТОРЫХ АЛГОРИТМОВ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

В.А. Кутин, И.В. Геник, т.(342)244-55-81, ф. (342)216-75-02, Gp-kut@mi-perm.ru
Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

In the article the mathematical methods of identifying anomalies according to the magnetic survey have been considered. For the analysis of the structure of the magnetic field, essentially depends not only on the deep structure, but also from the near-surface effects and the availability of instrumental noise, a method of median filtering high-frequency component of the field with subsequent regularization, obviating contribution of displacements in the of the magnetometers data was used. For construction of borders of anomalous zones was developed a lineament method allocated of the extreme values of the field and its of transformants.

При выполнении наземных магниторазведочных работ в ряде случаев стоит задача автоматизированного выделения выбросов, связанных с приповерхностными неоднородностями, и раздельного анализа высокочастотной и низкочастотной составляющих поля с выделением линеаментов, описывающих характерные направления изменения поля.

Предметом исследования является поле модуля приращения полного векторного магнитного поля

$\Delta T = T - T_0$,

где T – измеренное поле модуля по сети профилей, T_0 – нормальное поле на этом участке.

Основная схема анализа строится на представлении исходного поля T в виде: $\Delta T = A + F = A + \overline{T} - T_0$

где A – остаточная аномалия, $F = \overline{T} - T_0$ – региональный фон. Аномалия A представляет собой импульсную часть поля T, которая характеризуется скачкообразным изменением амплитуды намагниченности. Она представляет амплитуду поля $A = T - \overline{T}$ и вычисляется с помощью медианной фильтрации T на профилях с получением фоновой составляющей $\overline{T}$. Фон F представляет ту часть поля T , которая связана с намагниченностью внутри слоев и их глубинным строением.

Для анализа поля A был разработан метод построения линий с аномальной амплитудой поля, с целью отслеживания границ намагниченности пород и установления связи этих линий с геологическими структурами. Для изучения регионального фона F, в виду высокой чувствительности магнитного поля к помехам, был применен метод регуляризации функции F, с использованием линеаментов [1], которые при описании структуры поля рассматриваются как геофизические границы аномалий.

Рассмотрим предложенные и программно реализованные алгоритмы.

Выделение и анализ локальной составляющей

Наблюденное магнитное поле T на профиле обычно имеет вид осциллирующей кривой с наличием в ней групп остроконечных импульсов. Амплитуда их может превышать в несколько раз фоновые значение. На импульсный характер поля могут оказывать влияние не только техногенные помехи, но и некоторые геологические факторы, трудно поддающиеся оценке. В связи с этим в ряде случаев может быть полезен анализ высокочастотной составляющей и возникает необходимость выделения множества экстремальных значений в двумерное поле остаточной аномалии.

Расчеты начинаются с вычисления амплитуды импульсов $a_i^k = \left| t_i^k - \bar{t}_i^k \right|$ в i-ой точке k-го профиля исходных данных $T = \{ t_i^k \}$. Фоновые значения $\overline{T} = \{\bar{t}_i^k\}$ определяются с помощью медианной фильтрации, которую рассмотрим более подробно.

Медианный фильтр представляет собой оконный фильтр, последовательно скользящий по линии профиля, и возвращающий на каждом шаге элемент поля по формуле

$$\bar{t}_i^k = \mathrm{med}\{t_{i-n}^k, \ldots t_i^k, \ldots t_{i+n}^k\} \quad (1)$$

Оператор med упорядочивает в порядке возрастания набор стоящих в скобках значений поля в количестве 2*n+1 и попавших в окно фильтра. Затем значению $\bar{t}_i^k$ присваивается n+1-й по счету элемент (медиана) упорядоченного ряда этих чисел. Таким образом, фильтр удаляет в первую очередь крайние члены ряда (выбросы поля) и оставляет наиболее статистически частые значения. Длина окна берется в виде среднего расстояния между линиями соседних профилей. В итоге фильтрации получаем на профилях остаточное поле $A = \{a_i^k\}$ и фоновую часть $F = \left\{\bar{t}_i^k - t_{i0}^k\right\}$, где t_{i0}^k - известные значения нормального поля T . Затем все эти поля с помощью гармонической интерполяции переносятся на прямоугольную сетку.

Поле A имеет множество локальностей с резкими скачками функции, но довольно дискретной структурой размещения на плоскости. Задача состоит в том, что бы исходя из принципа максимума, построить на карте линии связности, вдоль которых наиболее тесным образом сосредоточены максимальные значения магнитного поля.

Метод предусматривает выполнение следующих операций.

1. Для повышения связности применяется фильтр со скользящим средним и квадратным окном размера 2R. Величина R (шаг сетки и более) используется как регулятор связности получаемой структуры линий. В результате сканирования функции растут области, соединяющие в первую очередь наиболее близко расположенные экстремумы. Протяженность областей и их количество зависит от размера окна.

2. Определение экстремальных точек, которые соответствуют направленности областей, и для которых в сеточном представлении истинно булевское выражение

$$((a_{i-1\,j} < a_{ij}) \Lambda (a_{i+1\,j} > a_{ij})) V ((a_{ij-1} < a_{ij}) \Lambda (a_{ij+1} > a_{ij})) \quad (2)$$

где i, j – координаты узла экстремальной точки. В аналитическом отношении выражение (2) есть необходимое и достаточное условие максимума, хотя бы по одной из координат. В результате возникают цепочки точек, находящиеся между экстремумами поля.

3. Создание набора линеаментов - отрезков, встроенных в поток экстремальных точек и принимающие его направленность. Вид линеамента в форме ориентированного отрезка

$$L = [(x_c - R*c_x, y_c - R*c_y), (x + R*c_x, y + R*c_y)], \quad (3)$$

где в круглых скобках стоят координаты концевых точек отрезка на плоскости, (x_c, y_c) – центральная точка отрезка, 2R – длина отрезка, c_x , c_y – направляющие косинусы. Определение этих параметров начинается с вычисления центра отрезка. Для этого при каждой экстремальной точке строится круг с радиусом R и в круге вычисляется (x_c, y_c) - центр тяжести множества экстремальных точек в нем. Затем, для этого круга, по экстремальным точкам попавших в него, определяются методом наименьших квадратов косинусы (c_x , c_y), соответствующих наиболее близкому расположению экстремальных точек относительно линии отрезка. Построенные таким образом линеаменты позволяют выделить характерные направления изменения исследуемой составляющей поля.

Анализ региональной составляющей

Региональная составляющая (фон) F, несмотря на удаление скачков высокочастотной составляющей, может содержать влияние помех в виде мелких аномалий, не имеющих геологического обоснования.

Для выделения аномалий, имеющих геологическое значение, применяется метод интервальной регуляризации функции F. Сглаживание производится в заданных пределах, позволяющих при получении очередной трансформанты сохранять общую конфигурацию функции F.

Введем следующее представление поля F в сеточном виде

$$F_{ij} = f_{ij}^k + \Delta F_{ij}^k \quad (4)$$

где f_{ij}^k - k-я по счету трансформанта в процессе интерполяции, ΔF_{ij}^k - ее отклонение.

Функция f_{ij}^{k} рассчитывается по формуле

$$f_{ij}^{k} = \begin{cases} (f_{i-1j}^{k-1} + f_{ij+1}^{k-1} + f_{i+1j}^{k-1} + f_{ij-1}^{k-1})/4 \\ F_{ij} \pm \delta, \text{ïðè } \left| f_{ij}^{k} - F_{ij} \right| > \delta \end{cases} \quad (5)$$

Сглаживание производится с помощью разностного лапласиана, стоящего в верхней строке выражения (5). Пределы изменения f_{ij}^{k} ограничены коридором шириной 2δ, который имеет форму поверхности F. Начальное состояние $f_{ij}^{0} = F$. После завершения k-ой итерации трансформанта окончательно уточняется по формуле $\bar{f}_{ij}^{k} = a + b \cdot f_{ij}^{k}$, где a ,b рассчитываются методом наименьших квадратов для минимизации ее среднеквадратического отклонения от исходной функции F_{ij}.

Следующим шагом является построение линеаментов для очередной трансформанты, принципы построения подробно рассмотрена нами в работе [1], поэтому ниже приводится краткое описание метода. Известно, что максимальные значения модуля градиента

$$|\nabla f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (6)$$

всегда концентрируются в местах быстрого изменения параметров среды, поверхность модуля принимают там имеет выпуклость вверх. Задача состоит в нахождении экстремальных линий (линеаментов), являющихся осевыми линиями этих максимумов. Построение численной схемы основано на принципе максимума выражения (6) и осуществляется в два этапа. На первом этапе вычисляются экстремальные точки, содержащие условие максимума по нормали к линии простирания максимума. В численном отношении – это те узлы сетки, в которых имеет место условие подобное выражению (2). Второй этап – это процесс соединения соседних экстремальных точек в линии, начиная с максимальной по модулю точки, и до полного исчерпания списка этих точек. Для устойчивой работы метода линеаментов необходима гладкость функции и модуля ее градиента. В противном случае, из-за наличия множества малоамплитудных аномалий, возникает масса мелких линий, со слабо связной структурой. В данном методе регуляризации гладкость трансформант растет быстро с числом итераций, что дает возможность за не большое число шагов получать устойчивые структуры, отображающие глубинное строение.

Таким образом, разработаны и программно реализованы, методы позволяющие автоматизировать различные этапы подготовки исходных данных (выделение высокочастотной составляющей и помех) и их анализа – построение системы линеаментов поля.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 10-05-96025

ЛИТЕРАТУРА

1. Кутин В.А., Геник И.В. Построение линеаментов геопотенциальных полей в задачах трассирования границ блоков осадочного чехла и фундамента / Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009, С. 278-280.

****

УДК 622.02:537

ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ КАЧЕСТВА ГАББРО С ПРИМЕНЕНИЕМ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ

Ю.В. Лаптев, Р.С. Титов, В.Д. Кантемиров, М.В. Яковлев
т.8-343-350-37-09, ф. 8-343-350-21-11, ukr07@mail.ru
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Петрофизическая основа применения электрометрии при разведке массива габбро – это установленные размеры и контрасты сопротивлений, обусловленные содержанием магнезии и глинозема (при отсутствии магнитного железа). Порода характеризуется как 3-х компонентная смесь, свойства – непосредственной и детерминированной обусловленностью атомами Ca, Mg и Al; их количеством и сочетанием в минеральном скелете руд и вмещающих пород; межатомными связями, условиями и состояниями; структурой распределения – упаковки. Сопротивления окислов находятся в зависимости от металлических свойств катионов (металлов). Уникальность вклада окислов в общую электропроводность, даже если они рассеяны в структуре породы, объясняет физическое явление – металломорфозы [1].

В полном с ним соответствии, например, Al_2O_3 является агрегатом постоянного сопротивления, независимо от нахождения в боксите, а в составе габбро: в роговой обманке или в битовните (лабрадоре); MgO в магнезите, асбесте, серпентините, а в составе габбро: в роговой обманке или в диаллаге и т.д. А нерудные окислы всегда объединены и составляют высокоомную часть твердой фазы минеральных скелетов [2].

Одно из самых удачных и, к сожалению, малоцитируемых уравнений для расчетов биравномерной смеси принадлежит Овчинникову И.К. [3]:

$$\rho_n = \frac{3\rho_{зап.}ABC}{3ABC + 2(1 - w_{зап})\Delta\rho(AB + AC + BC)}, \qquad (1)$$

где ρ_n - сопротивление смеси, $\rho_{зап}$ - сопротивление заполнителя, $w_{зап}$ - объемное содержание заполнителя; $\Delta\rho = \rho_{зап} - \rho_{вкл}$, $\rho_{вкл}$ - сопротивление эллипсоидальных включений;

$A = abcA(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}$, $B = abcB(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}$, $C = abcC(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}$, a, b, c - полуоси эллипсоида; $A(0), B(0), C(0)$ - функции эллиптических интегралов 1-го и 2-го рода и тригонометрических функций.

Частный случай (1) для смеси с включениями бесконечно большого сопротивления выражает уравнение смеси Семенова А.С.:

$$\rho_n = \frac{(3 - w_{зап})\rho_{зап.}}{2w_{зап}} \qquad (2)$$

Для вычислений предложен «метод последовательного вложения» с 2-кратным применением уравнения (1). Уровень сопротивления, так называемого «первого заполнителя» – для габбро это серпентиниты – достигает ~ 4000 Ом.м.

В качестве первого приближения интересен целочисленный пример. В серпентинит размещаем в количестве 12 % равномерно распределенные агрегаты MgO (400 Ом.м), сопротивление первой, промежуточной смеси составит 2000 Ом.м. Далее, принимая уже промежуточную смесь, как «второй заполнитель», вложим в количестве 13 % агрегаты Al_2O_3 (20 Ом.м) и получаем для габбро – 550 Ом.м. Так было спрогнозировано промежуточное сопротивление (рисунок 1).

Графики (серпентиниты ↔ габбро) не параллельны, что для глубин более 15 м не является недостатком теории. Измерения выполнены в 70 м от контакта габбро и серпентинита, встречными линиями он был дважды пересечен.

Геометризация важна в связи с созданием производства минераловатных изделий. Кондиции габбро определяет модуль кислотности:

$$Мк = \frac{SiO_2 + Al_2O_3}{CaO + MgO} \qquad (3)$$

Обогащение ориентировано на диапазон *Мк*=1.7 ÷ 2.9, принимается сырье при >1.4, наихудший показатель обогатимости > 1.2.

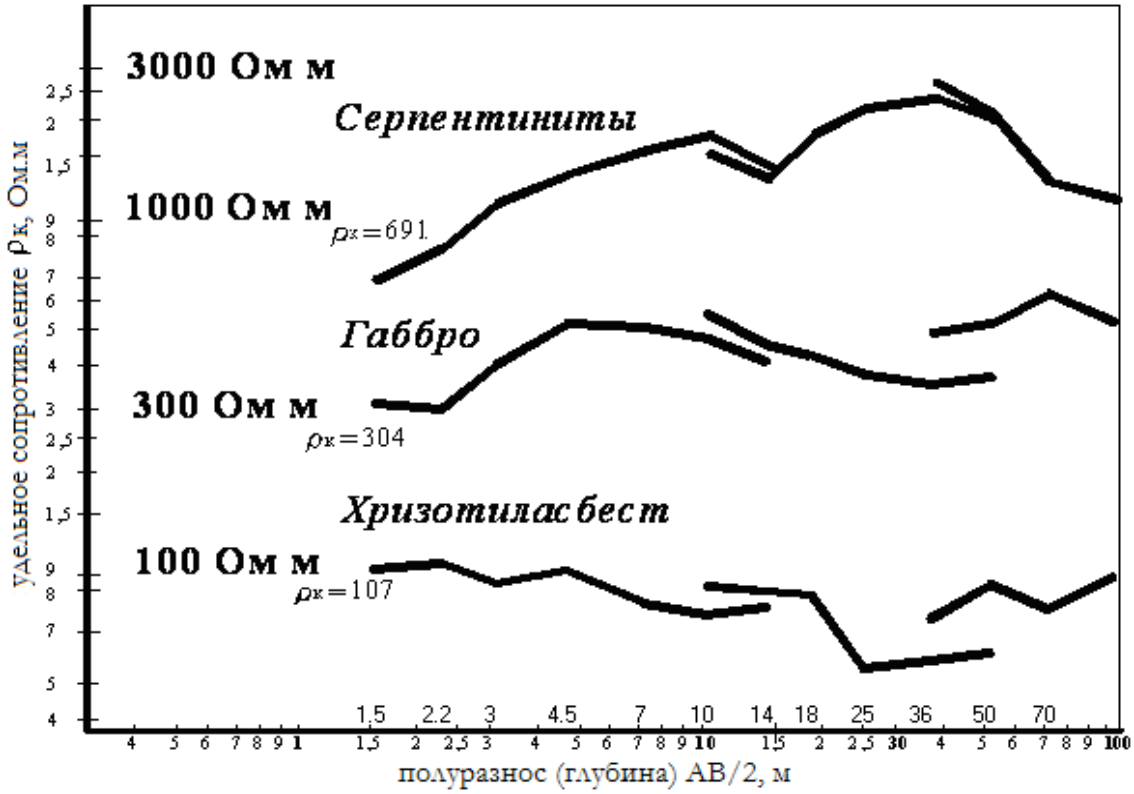


Рис. 1. Графики ВЭЗ, выполненных в карьере ОАО «Ураласбест».*

* Полевые работы и обработка выполнены под общим руководством д.т.н. Ю.В. Лаптева при деятельном участии от предприятия главного инженера О.Ю. Контеева, руководителя горных работ В.П. Барабанова.

Залежь вмещает жилы серпентинитов. Определение их геометрии – серпентинит высокоомен – вопрос технический и несложный. *Мк* распознается по вариациям в габбро состава. Роговая обманка замещает лабрадор; битовнит – диаллаг. «Обмены», первый свойственен кислой области состава, второй – основной, инварианты – глинозем обладает сопротивлением 20 Ом.м, отношение магнезии к глинозему 400 к 20 Ом.м – так же 20.

Пользу «инварианта» подкрепляют высокоомное окружение и природный уровень замещений, приходящийся на агрегаты. Глинозем в «обеспечение» роста *Мк* замещает магнезию, как по заказу, дозированно, до половины от коэффициента 1/5 (не более 10 %), вариации не связаны постоянством числителя и знаменателя (7). Монотонность и полезный наклон тарировочного графика *Мк*(1/ρ) подтверждены (график в разработке).

Привлечены данные о составе (29 проб). Числовой набор к случайным величинам не отнесен, обработан в ходе корреляционного анализа. Связи *Мк* с 1/MgO (коэффициент корреляции Kr= 0.873) и с Al_2O_3 (Kr= 0.832) устойчивы. Практическое отсутствие связи с 1/CaO (Kr= 0.137), с SiO_2 (Kr= 0.246). Прикладное значение имеют взаимосвязи: *Мк* с отношением Al_2O_3/MgO (Kr=0.832) и сопротивления с Al_2O_3/MgO (Kr=0.833).

Геометризация блоков габбро проведена на сложном участке залежи, примыкающей и в непосредственной близости к вмещающему массиву серпентинитов (рисунок 2).

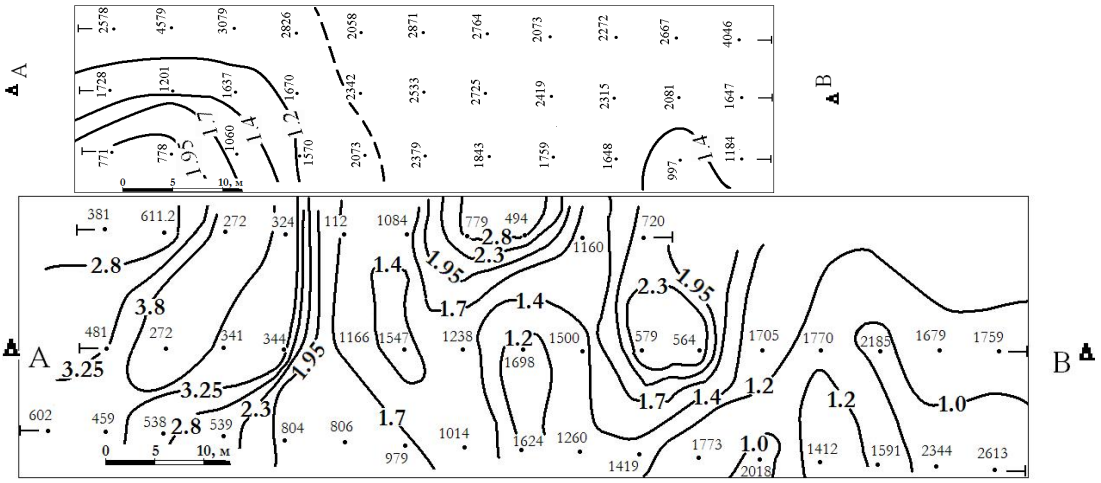


Рис. 2. Результаты электрометрии при эксплуатационной разведке габбро.*

(цифры– сопротивление ρ_K, Ом.м; изолинии– *Мк*, д.е.; пунктир – контакт серпентинитов и габбро по данным детальной разведки, уточненный в результате электрометрии).

* Полевые работы и обработка выполнены под общим руководством д.т.н. Ю.В. Лаптева

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Предложен, теоретически проработан и внедрен измерительный комплекс электрометрии, сочетающий зондирования и площадные съемки. Назначение – диагностирование кондиций габбро на стадии эксплуатации, т.е. в инженерных целях и на относительно небольших объемах.

При сравнительно больших глубинах и масштабах детальной разведки традиционные методы себя оправдывают, тогда как геофизические измерения безнадежно слабы, как ни странно «мешает» всегда присутствующий объемный эффект. И наоборот, традиционный петрохимический «сигнал» рудопроявлений применительно к целям эксплуатационной разведки – не объемен, более опосредованный, косвенный, точечный, более трудоемкий из-за множества операций его получения на единицу объема массива, чем изучаемый, но уже в силу все того же объемного эффекта и объемной постановки измерений.

Инновационная составляющая – это исследование градиентов, контрастов и абсолютных размеров электрических как признака состояния катионов, т.е. как ожидаемого, прикладного и полезного сигнала регистрации, в котором действует прямой физический индикатор той или иной степени восстановления элементов. Использование этого сигнала металломорфоз выгодно во всех отношениях и обстоятельствах, поскольку, минуя промежуточные технологические звенья, создает информационный ресурс оперативного определения в естественном залегании качества, сортамента руд в объеме подготавливаемого к отработке блока. Исследовательский, измерительный инструмент, при помощи которого можно получать рисунки изолиний указанных параметров, позволит взглянуть по-новому на весь процесс управления качеством, наметить принципиально новые цели – цели формирования качества.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00159)

ЛИТЕРАТУРА

1. Тимохин А.В. Эксплуатационная разведка месторождений огнеупоров и бокситов с применением электрометрии// Проблемы комплексного освоения георесурсов: М-лы III междунар. науч. конф., IV том/ ИГД ДВО РАН.- Хабаровск, 2010.- С 226- 234.

2. Лаптев Ю.В. Петрофизическая модель сопротивления полупроводниковых рудных минералов как основа эксплуатационной разведки отрабатываемых месторождений огнеупоров и бокситов с применением электрометрии // сб. V науч. чтен. памяти Ю.П. Булашевича /ИГФ УрО РАН. Екатеринбург, 2009. С.286-290.

3. Овчинников И.К. Теория поля.- М.: Недра, 1978.- 327 с.

****

УДК 622.02:537

ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ ПРИ РАЗВЕДКЕ ХРИЗОТИЛАСБЕСТА И ТИТАНОМАГНЕТИТОВ В ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЦЕЛЯХ

Ю.В. Лаптев, А.В. Тимохин, Р.С. Титов, В.Д. Кантемиров, К.С. Титов
т.8-343-350-37-09, ф. 8-343-350-21-11, ukr07@mail.ru
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Петрофизическая основа применения электрометрии при разведке залежей хризотиласбеста Баженовского месторождения, эксплуатируемого ОАО «Ураласбест», и титаномагнетитов на Гусевогорском месторождении труднообогатимых руд железа Качканарского типа, разрабатываемом ОАО «Ванадий», – это установленные размеры и контрасты сопротивлений, как полезный сигнал регистрации кондиций руд и их изменений. Они обусловлены, так же как в габбро и серпентинитах, магнезией и глиноземом. Существенное отличие хризотиласбеста и титаномагнетитов – условия нахождения в присутствии магнитного железа, т.е. в низкоомном окружении.

Вклад окислов в общую электропроводность, даже если они рассеяны в структуре породы, объясняет физическое явление – металломорфозы [1].

Многокомпонентная модель позволяет рассматривать руды как смесь только тех окислов (фракций), равномерно рассеянных в твердом скелете вместе с акцессорными (фемическими) минералами, роль которых в качестве агрегатов сопротивления несомненна. Хризотиласбест - это магнетит при минимуме глинозема (Al_2O_3), который фиксируется, по видимому, только в роговой обманке в составе перидотитов, плюс магнезия. Титаномагнетит представляет смесь магнетита и глинозема, а минимум приходится на содержание MgO в диаллаге, входящем в состав плагиоклазитовых жил.

Примеси в магнетит как Al, так и Mg, повышают сопротивление, но Mg на порядок больше. В отличие от металлов причина высокой проводимости магнетита связывается с «быстрым обменом валентности» на катионах. Магнетит испытывает – дефицит металла (железа). Все примеси повышают сопротивление – Fe может изоструктурно восполняться и замещаться до конца не установленным списком металлов соответствующих валентностей (2 и 3). Это обеспечивает образование неограниченного, структурного ряда шпинелей и разницу сопротивлений на порядки [2].

К итогу изучения окислов был преодолен распространенный стереотип о бесперспективности изучения связи состава и электрических свойств, если петрохимические изменения обусловлены соединениями «простых» металлов: Na, Mg, Al. За обоснование принято имеющее место малое количество носителей – электроны локализованы в обеспечение связи.

Нас данное обстоятельство нисколько не смутило. Фактор «локализации носителей» – фактор диапазона. Главное внимание уделено детерминированной связи изменения состава и сопротивления в ожидаемом (вследствие имеющейся степени локализации электронов), пограничном и на границе с диэлектриками полупроводниковом диапазоне. Установлено несомненное постоянство сопротивлений: магнезии, глинозема и химически чистого магнетита (Fe_3O_4), составляющих 400, 20 и 10^{-5} Ом.м. А нерудные окислы объединены и составляют высокоомную часть твердой фазы минеральных скелетов.

Примесь в 50 ат. % Al и Mg запишется с выделением чистых агрегатов:

$$2\cdot Fe\ (½Al, ½Fe)_2\ O_4 \rightarrow\ Fe_3O_4\cdot FeO\cdot\ Al_2O_3 \qquad (1)$$

$$2\cdot\ (½Fe, ½Mg)\ Fe_2O_4 \rightarrow Fe_3O_4\cdot MgO\cdot\ Fe_2O_3 \qquad (2),$$

при этом, поскольку FeO и Fe_2O_3 низкопроводны, не менее 10^4 Ом.м, сопротивление шпинели № 2 будет безусловно большим, чем №1, соразмерно отношению сопротивлений агрегатов магнезии и глинозема, отнесенным на %-ое содержание в смесях.

Варьирование состава агрегатов в асбесте и титаномагнетите интересно в сравнении.

Магнетит присутствует во всех асбестовых жилах (Башта К.Г. и другие) с увеличением его количества в мощных жилах по сравнению с маломощными. В отороченных жилах (ОЖ)

содержание магнетита составляет 20.8 %, в жилах крупной сетки (КС) – 15.1 %, мелкой сетки (мс) – 11.7 %. Как и в перидотитах отмечено крайне малое содержание окисла алюминия. Железа во вмещающих жилы асбеста серпентинитах в несколько раз меньше 2- 3 %, так же как и в габбро, оно гематитовое.

Содержание в титаномагнетите магнитного железа – от 13 до 18 %.

Геометризация хризотиласбеста.

Залежам хризотил-асбеста свойственны скачкообразные понижения сопротивления, что фиксируется по изменениям на профильных линиях. Методический арсенал измерений позволил выявлять изменения, различать «жилы» и другие неотъемлемые элементы общего строения месторождения. Разновидностям руд соответствует отличающийся уровень сопротивлений, что установлено при параметрических измерениях – экспертизе на участках с известным залеганием рудных тел по данным детальной разведки (рисунок 1).

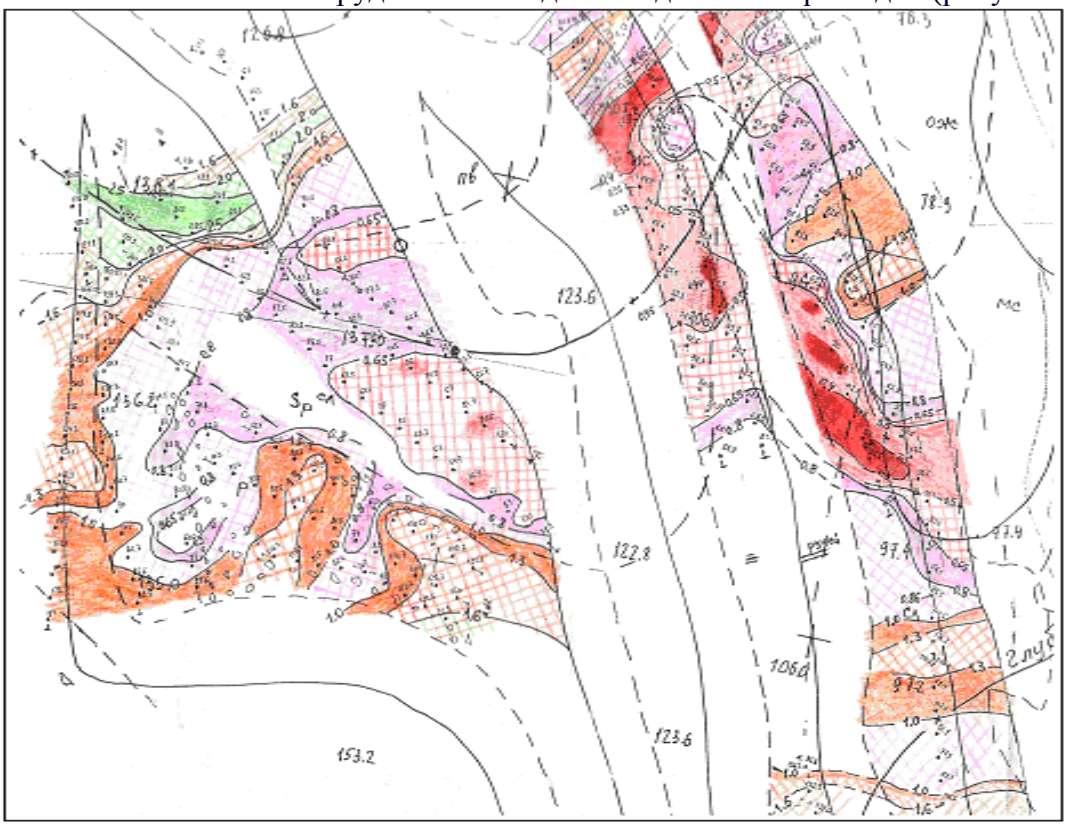


Рис. 1. Эксплуатационная разведка залежи Грязновская.
(на фоне маркшейдерского плана: изолинии равных содержаний магнезии и магнетита, размер изолинии (0.4, 0.5, 0.65, 0.8, 1, 1.3, 1.6, 2.0) – электрический параметр (о.е.), рассчитываемый по сопротивлению ρ_K, Ом.м и обратно пропорциональный содержанию; рост рудоносности отмечен изменением цвета: от зеленого, оранжевого (желтого) к розовому, красному).

Геометризация титаномагнетита.

Формализованная методика электрометрии для разведки в объеме блока (до глубины 15 м.), когда появилась возможность проведения сопоставимых с данными магнитометрии измерений на залежах титано-магнетитовых, труднообогатимых руд Качканарского типа, была в точности повторена (рисунок 2). Так были заверены параметры на примесных магнетитах.

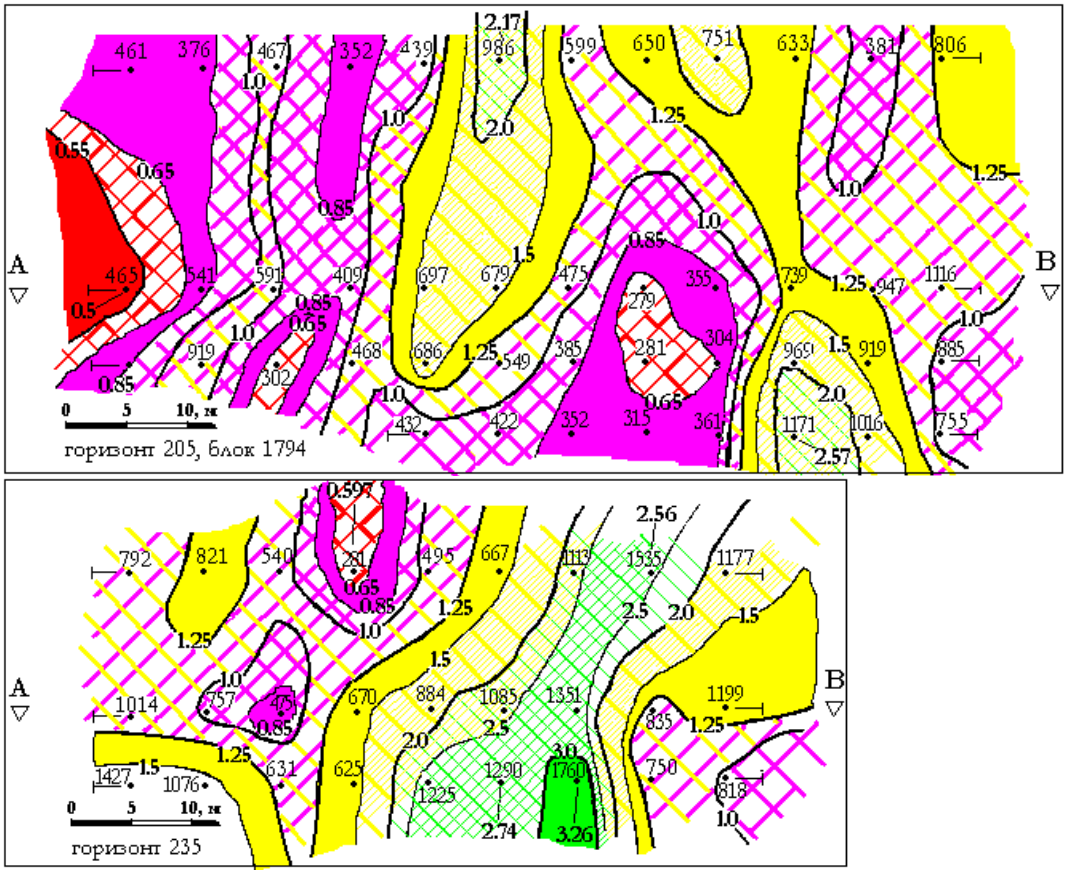


Рис. 2. Эксплуатационная разведка титано-магнетитовых руд, Северный карьер Гусевогорского месторождения. (цифрами – сопротивление ρ_K, Ом.м; изолинии равных содержаний магнетита, размер изолинии (0.5, 0.65, 0.85, 1, 1.25, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0) – электрический параметр (о.е.), рассчитываемый по сопротивлению и обратно пропорциональный содержанию; рост рудоносности отмечен изменением цвета: от зеленого, желтого к розовому, красному).

Идентификация качества была примерно реализована на 2-х опытных участках. Горизонту 235 свойственно засорение крупными по мощности жилами плагиоклазитов (до 3-6 метров). Обычна сетка более мелких, зачастую не изолирующих или разрушаемых при проходке буровзрывными скважинами жил. Этим, в целом обоснован постоянно действующий режим эксплуатационной разведки, измерения магнитной восприимчивости: каротажа (КМВ) и в отдельных случаях наземной съемки.

ВЫВОДЫ

И асбестоносному, и железо-рудному массивам присуще наличие «жильных» образований. Задача их картирования, идентификации в объеме блока одинаково полезна в эксплуатационных целях, в первом случае, как показатель руд, во втором – «засорения» [3].

Диапазон полезного сигнала, обратно пропорционального содержанию полезных компонент, невероятно высок – 8.5 раз в асбесте, 6. 52 раз в магнетите при соответствующих изменениях сопротивлений от 33.3 до 256 (269) Ом.м и от 281 до 1760 Ом.м.

Степень совпадения диапазона изменений еще предстоит оценить с точки зрения роли магнезиальной компоненты, но в первую очередь подтверждается несмешенное, и тем, полезное действие магнетита – в полном соответствии формулам разложения примесных шпинелей (1) и (2).

Различия абсолютных сопротивлений является исключительно гидрогеологическим показателем. При постоянстве влияния влажности в сходных гипсометрических условиях, обусловленных формируемой геометрией борта каждого карьера в отдельности, необходимо учитывать литологические особенности рудных полей. Титано-магнетит объективно плотнее

и менее обводнен, чем пористые и трещиноватые руды асбеста. Различное действие ионной (II-го рода) природы вместе с фактором количества воды обусловлено так же фактором отличающейся ее минерализации. Вклад этой природы в общую электропроводность и на измеряемое сопротивление никто не отменял.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследовательский измерительный инструмент геометризации и получения рисунков изолиний рудопроявлений позволяет обосновать принципиально новые цели – цели формирования рудных потоков [3-4]. Электрометрия вместе со способами предобогащения горной массы после отбойки, такими как: организация в карьере перегрузочных рудных складов, грохотильно-перегрузочных пунктов (ГПП); склоновое грохочение на основе процесса сегрегации и другими, закрепляет переход к методам активного управления качеством.

Предложенная технология является геоинформационным резервом в обеспечении более высокого уровня горнотехнической деятельности; поможет снять главные затруднения при отработке бедных руд и руд резко различного качества, достичь более глубокого передела полезной горной массы.

Технологические цели достигнуты, благодаря универсальным константам, раскрывающим механизм проводимости большинства геологических объектов, литологическое строение которых определяют полупроводниковые минералы (плагиоклазы и пироксены – наиболее распространенные минералы в земной коре).

Получены принципиально новые знания; закреплена значимость связи состава огнеупоров и бокситов с сопротивлением, что ранее в большинстве литературных источников отрицалось, а геометризация руд магнезиального состава с применением геофизических методов считалась невозможной.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00159)

ЛИТЕРАТУРА

1. А.В. Тимохин Эксплуатационная разведка месторождений огнеупоров и бокситов с применением электрометрии// Проблемы комплексного освоения георесурсов: М-лы III междунар. науч. конф., IV том/ ИГД ДВО РАН.- Хабаровск, 2010.- С 226- 234.
2. Шуй Р.Т. Полупроводниковые рудные минералы. - Л.: Недра, 1979. - 288 с.
3. Гальянов А.В. Рудоподготовка на карьерах/ А.В. Гальянов, Ю.В. Лаптев.- Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2000.- 426 с.
4. Гальянов А.В. Теоретические основы геометризации процессов в горном деле/ А.В. Гальянов; Урал. Гос. Горный ун-т.- Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010.- 250 с.

****

УДК 550.34.034

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ К ИСТОРИИ ГЕОИССЛЕДОВАНИЙ НА УРАЛЕ

В.В.Литовский, (343)3710286, Vlitovskiy@rambler.ru
Институт экономики УрО РАН, г.Екатеринбург, Россия

New data and publications on geophysical researches J.-N.Delisle, V.Fedorov, A.Allori and E.Bergier, J.Reinke in the Urals are resulted.

Концептуальная основа при формировании первых направлений уральских географических исследований принадлежит французской естественнонаучной школе [1, гл.1.3]. В ряде случаев французским исследователям принадлежит и честь первых научных геофизических измерений на Урале и Западной Сибири [1, гл.1.4 – 1.7; 2-8].

Ранее мною уже были выделены заслуги одного из выдающихся ученых, приглашенных в Санкт-Петербургскую академию наук, Жозефа Николя Делиля, к

сожалению, из-за трудностей работы с Архивом ученого материалы его деятельности, касающиеся Урала и Западной Сибири и сегодня малоизвестны уральской научной общественности. А ведь именно с его санкций на Урале были начаты системные инструментальные метеорологические наблюдения, организована первая академическая метеостанция. Сам ученый также побывал на Урале, но сведения об этом до последнего времени были крайне скупы[2-4]. К счастью, в 2008 г. была опубликована переписка Ж.Н. Делиля [3]. Из нее следует, что во время экспедиции в Березов в 1740 году он определял магнитное склонение. В частности, им было установлено, что в Березове оно имело значение -6º30', в отличие от Петербурга, где склонение, определенное им же, составляло +9º. Он писал: «разница в отклонении магнитной стрелки между этими городами составляет 15 ½ градусов. Это северо-восточное отклонение, каковое я здесь обнаружил, оказалось наибольшим, как мне помнится, из того, что я наблюдал в Северной Азии, так как в Тобольске отклонение нулевое, как уже отметил г-н Мессершмидт и как подтвердили наблюдения моего брата. По проезжей дороге на восток от Тобольска также обнаруживается весьма небольшое отклонение, редко – к востоку, чаще к западу, где оное не превосходит и 2-х градусов вплоть до самых границ с Китаем. Только в более северных районах, где еще мало проводилось наблюдений, отмечается постоянное отклонение на восток. Поелику на севере, где я сейчас нахожусь, весьма любопытно наблюдать отклонение магнитной стрелки» [3, с.352]. Интересны и подробности его полевых исследований: «что за забавное зрелище – наша обсерватория с рогожными стенами, где стоят 2-3 горшка тлеющего навоз, дым от какового должен отгонять комаров! Без этих курильниц, дымящих прямо у нас под носом, наблюдения наши были бы просто невозможны… Каждый из нас запасся эдаким колпаком, снабженным занавеской из конского волоса, не позволяющий комарам жалить вас в лицо, но сквозь которую все прекрасно видно. А если надеть и перчатки, комары вам и вовсе не страшны» [3, с. 366-367]. Выполнял он и пионерные гравиметрические измерения, о результатах которых пока нам ничего неизвестно. В связи с этим было бы уместно перевести его работу «Mémoires pour servir à l` histoire et au progrès de l`Astronomie, de la Géographie, et de la Physique» (Мемуары в пользу истории и развития астрономии, географии и физики) [4], издать научную часть его архива [2,5], статью – De L` Isle J. N. Calcul du mouvement des pendules par les observations faites a Berezov, опубликовать материалы из архива его брата [2].

Последователь Ж.-Н.Делиля, аббат Жан Шапп д`Отрош, совершивший от имени Парижской Академии наук путешествие в Сибирь в 1761 году, провел первые в урало-сибирском регионе комплексные геофизические исследования [1,4]. Они осуществлялись по научной программе Ж.-Н. Делиля и учитывали его опыт экспедиции в Березов. В Екатеринбурге и Тобольске Шапп д`Отрош впервые измерил магнитное склонение, интенсивность электричества во время гроз, выполнил альтиметрические замеры [1]. Им написан большой труд «Путешествие в Сибирь» и издан атлас к нему, практически неизвестный в России. Лишь в 2008 году в издательстве «Альфарет» вышло его факсимильное издание [6], к сожалению, для исследователей оно практически недоступно.

Из магнитных исследований на Урале в преддверии открытия Екатеринбургской магнитно-метеорологической обсерватории (1836 г.), до сих пор не отмечен вклад Василия Федоровича Федорова (1802-1855) – выпускника Дерптского университета, в 1832 г. В.Я. Струве на три года отправленного в Юго-Западную Сибирь в ученую командировку. Основной целью было определение положения мест, находящихся между 50° и 60° широты, но при этом решалась и дополнительная задача – геомагнитные исследования. О них было известно мало, указывалось лишь, что сведения о поездке В.Ф.Федорова изложены в работах «Извлечение из писем путешествующего астронома Василия Федорова к директору Дерптской обсерватории Струве»[7] и «Fedorow's, W., vorläufige Berichte über die von ihm in den Jahren 1832 his 1837 auf allerhöchsten Befehl in West-Sibirien ausgeführten astronomisch-geographischen Arbeiten» (СПб.,1838). Ничего не говорил о них и Г.Ф. Абельс, ограничиваясь сожалением, что магнитные наблюдения путешественников в Екатеринбурге «произведены в различных местах в городе, точное положение каковых не может быть установлено»

[8,с.119]. Первый из указанных трудов В.Ф.Федорова был найден в Интернете[9]. Из него следует, что основной целью действительно было определение географического положения 14 главных пунктов: Оренбурга, Екатеринбурга, Тобольска, Омска, Енисейска и др.; 36 второстепенных пунктов. На Южном Урале к ним были отнесены Илецкая Защита (ныне Соль-Илецк), Орская крепость (ныне г. Орск), Вехнеуральск и Троицк, а на Среднем Урале – Верхотурье, Богословск (ныне г. Карпинск) и Туринск. Об измерениях, включая геомагнитных, выяснилось, что на Урале с 21/9 августа 1832 года до декабрь 1832 года они выполнялись в Оренбурге, Илецкой Защите, Орской крепости, Верхнеуральске и Троицке, а с декабря - в Екатеринбурге. Здесь он провел 4 месяца и, главным образом, по кульминациям Луны определял координаты астропункта. Его палатка для наблюдений располагалась в непосредственной близости к гостинице, где он останавливался. «Хронометр находился у меня в комнате до тех пор, пока оставалось только две или три минуты до времени наблюдения; тогда я вкладывал оный в ящик и приносил в палатку» (с.154). Из карты Екатеринбурга 1826 г. следует, что гостиный двор в Екатеринбурге был один. Он занимал квадратную территорию с четырьмя симметрично расположенными Г-образными помещениями и внутренним двором, а находился он примерно на том месте, где сейчас располагается здание Администрации г. Екатеринбурга. Это позволило предположить, что палатка располагалась в центре внутреннего дворика, который охранялся городовыми. По интерактивной карте города не трудно найти его координаты 56º50'13" или 56.837086º с.ш. и 60º35'54" или 60.598499º в.д. Далее на с.155 его работы находим: «в рассуждение магнитных наблюдений зимою также представляется менее удобства, нежели летом, однакож я сделал уже ряд испытаний относительно магнитной напряженности, и теперь занимаюсь наблюдениями над наклонением». Таким образом, в период с декабря 1832 года до 14/3 марта 1833 года Федоровым также были выполнены и магнитные измерения в Екатеринбурге, причем, включающие измерение абсолютного значения напряженности магнитного поля. То же в период с марта по июль 1833 года он, судя по описанию, проделал в Богословске и Верхотурье. 25/14 июля 1833 года ученый из Верхотурья выехал в Туринск, а оттуда в Тюмень и Тобольск. Детальное знакомство с классическим трудом К.Гаусса «Общая теория земного магнетизма» позволило частично восстановить и сведения о полученных Федоровым данных. Так, следуя ему [9, с.40-41] магнитное наклонение по В.Ф.Федорову в Екатеринбурге составляло 69°15', в Тобольске – склонение составляло -10°20', а наклонение – 71°2', в Оренбурге – 64°47'. Впоследствии В.Ф.Федоров стал известным ученым, был назначен на должность ординарного профессора астрономии в Киевском университете, где стал основателем астрономической обсерватории. Таким образом, место и результаты измерений В.Ф.Федорова в Екатеринбурге установлены.

Астрогеодезическая программа Ж.Н. Делиля и задача триангуляции России отчетливо прослеживается в XIX веке в подходах и действиях отца и сына Струве, а непосредственно на Урале в трудах французских инженеров-топографов Аллори и Бержье. Инициалы этих исследователей на основе изучения подписей карт лишь в 2002 году были установлены мною и главным специалистом Нижнетагильского музея-заповедника «Горнозаводской Урал» Светланой Адольфовной Клат и введены в научный оборот [10]. Ныне, благодаря нижнетагильскому краеведу Андрею Леонидовичу Пичугину установлено полное имя одного них – Эдуарда Адана Бержье (Edouard Adam Bergier). В 2010 году А.Л. Пичугиным была издана монография «Французские топографы Аллори и Бержье: история картографии Урала» с основательным описанием их деятельности на Урале [11]. Полное имя второго исследователя – Августа (Огюста - В.Л.) Рени Аллори (August Reni Allori) – установила заведующая отделом использования и публикации документов Государственного архива Свердловской области (ГАСО) Ольга Алексеевна Бухаркина [4, с.6].

В заключение, отмечу, что в 2006 году в ходе визита в Екатеринбург доктор Питер Винклер, профессор Мюнхенского университета и член Немецкой академии естественных наук (Lehrstuhl für Geschichte der Naturwissenschaften, Universität München) передал представителям Уралгидромета копии данных по метеонаблюдениям в Екатеринбурге за

1789-1790 гг. из фондов Мангеймского метеорологического общества. В том же году в банке данных Мюнхенского Института Восточной Европы он обнаружил биографические сведения о первом смотрителе ЕММО Юлиусе Рейнке (Julius Reinke). Оказалось, что последний родился в 1811 году и умер в Петербурге 13 августа 1865 года, о чем упоминается в "Санкт-Петербургских евангелистических воскресных новостях" (St. Petersburg ebangel. Sunday News) от 16 августа 1865 г. Во многом это стало возможным, благодаря любезной поддержке его поисков доктором Германом Байером-Тома.

1. Литовский В.В. Естественно - историческое описание исследований окружающей среды на Урале. Монография. Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. ун-та, 2001. 476 с. [Электронный источник] URL: http://www.rfbr.ru/rffi/ru/books/o_17819?FILTER_ID=23@4
2. Постников А.В. Новые данные о российских картографических материалах первой половины XVIII в., вывезенных Ж.-Н. Делилем во Францию. [Электронный источник] URL: http://www.vostlit.info/Texts/Dokumenty/M.Asien/XVIII/1720-1740/Unkovskij/landkarta.htm
3. Материалы экспедиции Ж.-Н. Делиля в Березов в 1740 г.: Дневник Т.Кенигфельса и переписка Ж.-Н. Делиля. СПб.: Историческая иллюстрация, 2008. – 544 с.
4. Литовский В. В. Французские естествоиспытатели и Урал // «Французский след» на Урале. Екатеринбург: Уральское литературное агентство, 2010. С.20-37
5. В.Я.Струве. О рукописиси астронома Делиля, принесенной в дар Русскому географическому обществу кн. И.А. Долгоруковым // Записки РГО. 1849. Кн. III. С. 55
6. Шапп д'Отрош Ж. Атлас к путешествию в Сибирь Chappe dAuteroche Jean. Atlas au Voyage en Siberie, fait par ordre du Roi en 1761. — Факсимильное издание 1769 г. — СПб.: Альфарет, 2008. — 1 л. фронт., 30 л. карт.
7. Извлечение из писем путешествующего астронома Василия Федорова к директору Дерптской обсерватории Струве // Журнал мин. нар. просвещения. 1834. №7. С.150-161.
8. Абельс Г.Ф. Магнитные наблюдения в Свердловске (Екатеринбурге) / Свердловская магнитная и метеорологическая обсерватория 1836–1936. Юбил. сб. – Свердловск: Сведловское упр-е гидрометслужбы, 1936. С. 97 – 136.
9. Гаусс К. Общая теория земного магнетизма / Избранные труды по магнетизму. Издательство АН СССР, Ленинград, 1952 год, 343 с.
10. Клат С. А., Литовский В. В. Новые сведения о деятельности на Урале французских инженеров-топографов Бержье и Аллори. // «Французский след» на Урале. Екатеринбург: Уральское литературное агентство, 2010. С.63-78
11. Пичугин А.Л. Французские топографы Аллори и Бержье: история картографии Урала. http://www.tagillib.ru/our_city/pop_tagilovedenie/detail.php?id=2979&rubrika=104

****

УДК 550.34.034

ГРАВИОГЕОГРАФИЯ, ПРОБЛЕМЫ ИНФРАСТРУКТУРЫ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

В.В.Литовский, (343)3710286, Vlitovskiy@rambler.ru
Институт экономики УрО РАН, г.Екатеринбург, Россия

Approach to putting productive forces in the region are invited based on gravimetric analysis.

Концептуальная основа при формировании первых направлений уральских географических исследований с элементами геофизических подходов принадлежит французской естественнонаучной школе. Уже в ходе одной из первых академических экспедиций в Сибирь (1740 г.) академик Ж.Н. Делиль предпринял первую попытку применить гравиметрический метод для выявления особенностей фигуры Земли. К сожалению, экспериментальная техника того времени и ограниченность данных не

позволили применить данные подходы к прикладным задачам. Это стало возможным лишь на рубеже XIX-XX веков при развертывании крупномасштабных железнодорожных проектов. На Урале и соседних территориях их проводили: Соколов А.П.(1890 г.) – в Оренбурге; А.И. Вилькицкий (1894-1896 гг.) - в Тобольске, Березове, Обдорске; Дубяго Д.И. и Баранов В.А. (1899) - на Южном и Среднем Урале со смежными территориями (Челябинск, Уфа, Златоуст, Бирск, Камышлов, Екатеринбург, Нижний Тагил, Кушва, Пермь, Чусовой, Невьянск, Шайтанский завод (Первоуральск), Кыштым, Тюмень). Последующая детализация пространственного распределения региональных гравитационных полей позволила обнаружить важную особенность: аномалии таких полей связаны с месторождениями полезных ископаемых, к которым в силу горнозаводской специализации тяготеет и география распределения населенных пунктов Среднего и Южного Урала, смежных с ними территорий. Фактически для Урала это создало основу для размещения производительных сил использовать гравиогеографический подход. Первым примером этого стало строительство в 1930-х гг. города Березники в зоне Верхнекамского месторождения калийных и калийно-магниевых солей, гравиметрически обнаруженного П.И. Преображенским (октябрь 1925 год). В последующем объектом гравиметрических изысканий на Урале стала нефть и другие полезные ископаемые. Для разведки месторождений метод оправдал себя, поскольку позволил выявлять руды без бурения скважин и тем самым не подвергать, например, месторождение соли риску разрушения водами. Однако использование гравиметрии лишь в целях размещения шахт и пренебрежение его возможностями в целях размещения других элементов производственной инфраструктуры, включая размещение селитебной зоны населенных пунктов, привело к известным проблемам г. Березники (провалам грунта на железнодорожных путях, обрушением кровли шахт, к отселениям населения из опасных домов). Таким образом, возможности гравиметрии выявлять зоны освоения тех или иных минерально-сырьевых ресурсов могут быть расширены, а метод использоваться и для выявления «полюсов роста» в регионах, то есть для выявления не только перспективных зон освоения минерально-сырьевых ресурсов, но и территорий, подходящих для строительства городов. С учетом приоритетов последнего времени развивать северные территории Урала и сопряженных зон в данной работе для выявления «полюсов роста» были проанализированы соответствующие гравиметрические данные и сопоставлены с имеющимися планами формирования региональных «полюсов роста». В качестве приемлемой для горнодобывающего кластера была принята гипотеза размещения производительных сил на территориях, четко выделяющихся в гравиополях.

В приоритетной зоне северного освоения региона к таким отнесены зоны с повышенными значениями локальных аномалий поля силы тяжести (например, Тиманская гряда и Восточно-Уральская зона Уральского кряжа). В зоне Сибири в качестве приоритетной рассматривалась восточная Норильская зона платино-медно-никелевого оруденения и соседняя зона, вытянутая по меридиану с уходящим в верхнюю мантию «жерлом» в районе г. Игарка. В зоне Северного и Приполярного Урала в качестве зон потенциальных «полюсов роста» рассматривались зоны в пределах Помурского, Чистопского и Хорасюрского массивов Платиноносного пояса, где положительные аномалии поля достигают значений (40-60) мГал. Менее предпочтительными по данному критерию считались другие территории севера Урала. Помимо наличия должного количества минерально-сырьевых запасов в зонах «полюсов экономического роста» считалось целесообразным учитывать устойчивость локальных геосистем по критерию изостазии, то же относилось к инфраструктуре.

Для проверки выдвинутой гипотезы были проанализированы города, которым предписывались ключевые региональные функции. Установлено, что в гравитационном отношении ряд городов, исторически выполнявших функции региональных столиц, а затем утративших эти функции, расположены в зоне отрицательных гравитационных аномалий, то есть находятся в зоне дефицита или стока регионального вещества. Поэтому, несмотря на

успешное выполнение функций центров товарообмена, в период развития горнопромышленного комплекса они не смогли выдержать конкуренции с городами, находящимися вблизи месторождений, характеризуемых положительными аномалиями гравитационного поля и, соответственно, избытками регионального вещества. К городам первого типа относятся: Чердынь, Соликамск, Тобольск, Верхотурье, Уральск. К городам второго типа относятся Екатеринбург, Пермь, Нижний Тагил, Архангельск, Салехард.

В частности, город Тобольск известен как один из первых городов Сибири, основанный в 1587 году, а с 1708 года, выполнявший функции гигантской по территории столицы Сибирской губернии. В последующие времена он имел статус Тобольской губернии, уездного города, центра Тобольского района Обско-Иртышской и Тюменской областей, областного центра, наконец, административного центра Тобольского района Тюменской области в настоящее время. Таким образом, Тобольск – это город, переживший былую славу. Ныне он имеет все шансы стать историко-культурным центром Западной Сибири. Исходя из того, что город находится в зоне отрицательной аномалии, это позволяет рассматривать его как типичный «город-сток» регионального вещества. Соответственно, в рамках предложенного подхода он должен рассматриваться как накопитель вещества, например, выполнять функции складского логистического центра регионального значения.

К сожалению, проблема города ныне существенно осложнена слабой развитостью и неадекватностью конфигурации межрегиональных транспортных коммуникаций.

В отличие от Тобольска один из старейших северных городов – город Салехард имеет необходимые шансы для закрепления за собой функций современного регионального центра. Салехард (Обдорск) возник в 1595 году и наряду с Мангазеей являлся форпостом проникновения в Сибирь по Северному пути и местом сбора «мягкой рухляди» (мехов и кож). В последующем он утратил свой статус и стал активно развиваться с началом третьего тысячелетия. Оказалось, что в гравитационном отношении город находится на изостатически уравновешенной поверхности. Это, по всей видимости, связано с деятельностью моря, р.Обь и значительных криостатических процессов. Город характеризуется наличием излишков вещества по всем направлениям за исключением восточной оси, проходящей между Паютой и Янгиюганом (акватория Обской губы) и далее. Несмотря на периоды временной утраты статуса регионального центра, населенный пункт не утратил функцию «центрального места» и ныне является столицей ЯНАО. Значительные скопления вещества в его окрестностях, особенно в западном направлении, указывают на приоритет развития западных территорий по отношению к городу (то есть на хороший потенциал агломерации Салехард-Лабытнанги-Обская). На сохранение позиций центрального места данной агломерацией указывают также значительные градиенты потенциальных вещественных потоков.

Третий из взятых в качестве примера региональных центров - Екатеринбург - создавался как столица горнозаводского края, раскинувшегося на громадной территории по обе стороны Уральского хребта, как восточные ворота России в Европу. Город был основан в 1723 году. С 1781 года до 1917 года он являлся уездным городом Пермской губернии. В 1920-1930 гг. был столицей огромной Уральской области, включающей значительную часть Уральской горной страны. Позже являлся областным центром. Ныне является столицей УрФО.

Картина поля силы тяжести в районе Екатеринбурга свидетельствует о том, что город расположен в зоне небольшой положительной аномалии поля с соседствующими значительными избытками вещества по оси на Нижний Тагил, а также Полевской. В целом положительные аномалии преобладают в меридиональном направлении, преимущественно ближе осевой линии Уральского Хребта. Из этого можно заключить, что город удобно расположен к потенциальным направлениям потока вещества. Однако в перспективе освоение минерально-сырьевых ресурсов будет концентрироваться, вероятно, ближе к Хребту в северном и северо-западном направлении (к зоне Нижнего Тагила – Качканара). В целом можно отметить существенно больший ресурс вещества в районе Нижнего Тагила по отношению к Екатеринбургу. С развитием проекта «Урал промышленный – Урал Полярный»

статус Нижнего Тагила лишь возрастет. Таким образом, изучение местоположения городов и их сопряженных территорий на гравитационных картах могут содействовать определению предпочтительных мест для планирования размещения потенциальных полюсов регионального роста и выявлению основных осей транспортного каркаса, связывающего наиболее значительные источники регионального вещества с его наиболее существенными стоками.

Последующее более детальное изучение на таких картах пространственного распределения железнодорожных линий, образующих опорный каркас в зоне Урала и сопредельных территорий показало их предрасположенность к зонам регионального стока вещества, что обусловлено их преимущественным расположением в зонах речных долин. Они на гравиокартах преимущественно находятся в зонах отрицательных аномалий силы тяжести (локального дефицита вещества). Последний, вероятно, частично компенсируется динамическими процессами (речными стоками, метеорами), процессами заболачивания, эрозии и сноса почв и т.д. Исторически же тяготение дорожной сети к зонам стоков обусловлено тем, что железные дороги строились на базе предшествующих им гужевых дорог, в свою очередь, тяготевших к речным долинам (то есть к территориям естественного сноса регионального вещества). Наглядно это показывается на примере западносибирского участка Свердловской железной дороги и Северной железной дороги. В макрорегиональном масштабе также было изучено преобладающее направление потоков природного и антропогенного массопереноса вещества на основе пространственных характеристик грузооборота, что позволило выявить зоны, где перераспределение вещества содействует снятию геосферной нестабильности и, напротив, способствует увеличению нестабильности геосфер. В этом аспекте отмечена проблемная зона Аргазинского водохранилища, расположеного на территории с исходной положительной гравитационной аномалией. Показано также, что в принятом подходе для элементов развиваемого регионального каркаса (проект «Урал промышленный – Урал Полярный») наиболее адекватной является меридиональная часть (Полуночное-Обская) с проблемными участками между Усть-Маньей и Саранпаулем. Смещение трассы в направлении Овгорта и Мужей также приводит к появлению проблемных участков. Однако смещение в сторону горного хребта позволяет находить оптимум в изостатическом смысле. Для участка Салехард-Надым – Новый Уренгой проблемными являются участки между Салехардом и Янгиюганом, а также – от Надыма до Нового Уренгоя. Особенно критичными оказались участки Харасавэй-Бованенково – Тамбей и Паюта-Новый Порт, где дефицит вещества в изостатическом смысле возможен с потенциальным изъятием вещества газоконденсатных месторождений. Для проекта «Белкомур» наиболее критичными считаются участки, проходящие в зоне Верхнекамского месторождения калийных солей, включая недавно введенный (декабрь 2009 г.) участок в обход Березников : Соликамск - Яйва.

Из различных возможных вариантов обхода опасных участков в районе Березников наиболее безопасным является южный вариант с широтным выходом на Губаху.

****

УДК 523.745; 550.386

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ МАГНИТОСФЕРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ВЫСОКОШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЙ

Р. Ю. Лукьянова, тел. (812)3557497, факс (812)3522688, e-mail: renata@aari.nw.ru
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург,
Институт космических исследований РАН, Москва, Россия
Ф. Христиансен, Датский технический университет, Копенгаген, Дания

An approach for modeling the field-aligned currents (FAC) and global distribution of ionospheric electric potentials is presented. The convection model utilizes realistic maps of FACs derived from high-precision three-component magnetic field measurements by the low-orbiting satellites as input to a comprehensive numerical scheme. The boundary conditions provide a correct treatment of the asymmetry of conductivity and sources of electric potential between the northern and southern hemispheres. On the basis of numerical simulation the basic convection patterns developed simultaneously in both hemispheres for summer/winter solstices are obtained.

Магнитное поле продольных токов. В показаниях магнитометров, установленных на космических аппаратах, содержится не только часть, соответствующая главному геомагнитному полю, но и часть, обусловленная ионосферными и магнитосферными электрическими токами, которые возникают вследствие воздействия солнечного электромагнитного и корпускулярного излучения на магнитосферу и ионосферу Земли. Продольные токи (ПТ), текущие вдоль силовых линий геомагнитного поля, связывают ионосферу с пограничными и внутренними слоями магнитосферы. Задача обнаружения и измерения ПТ решается путем измерения магнитного поля в пространстве над ионосферой. При интерпретации данных магнитометров, установленных на борту низкоорбитальных (150-800 км) спутников, трудность разделения полей обусловлена тем, что ПТ создает поле, перпендикулярное главному полю и вызывающее поворот суммарного вектора на малый угол. Магнитометр должен быть точно ориентирован в пространстве, что является сложной в техническом отношении задачей. В 1999-2000 гг. был осуществлен запуск на полярную орбиту двух европейских спутников Orsted и CHAMP, которые предназначались для исследования как главного геомагнитного поля, так и магнитного поля внешних источников. В меридиональной плоскости орбита постепенно смещалась по местному времени, так что за несколько лет жизни спутников были получены магнитные данные многих тысяч пролетов над всеми долготными секторами средне- и высокоширотных областей обоих полушарий. Обработка полученного массива данных позволила усовершенствовать модель IGRF, а также привела к появлению качественно новых моделей распределения ПТ.

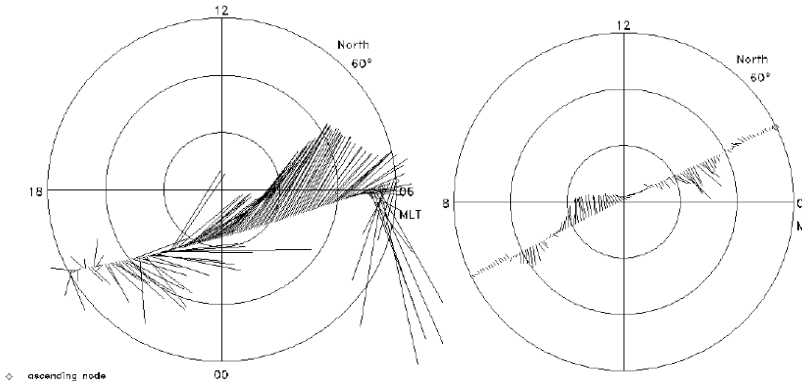


Рис. 1. Векторы горизонтальной компоненты магнитного поля вдоль траектории пролета спутника Orsted во время магнитной бури 8 июня 2000 г. (слева) и в спокойных геомагнитных условиях 2 июня 2000 г. (справа).

На Рис. 1 в системе координат исправленная геомагнитная широта (CGL) – местное геомагнитное время представлены траектории пролета спутника Orsted через высокоширотную область CGL>60° северного полушария при возмущенных и спокойных геомагнитных условиях. Вдоль траектории показаны векторы горизонтальной составляющей

магнитного поля (ось X направлена вдоль, а ось Y перпендикулярно траектории пролета). В каждой точке траектории вектор представляе собой разность между полным измеренным полем и моделью IGRF. Величина вертикальной (Z) компоненты после вычитания IGRF близка к нулю. Вариации горизонтальной составляющей обусловлены магнитным эффектом ПТ, направленных в высоких широтах почти перпендикулярно к ионосферной оболочке. Так, например, если спутник пересекает два прилежащих вытянутых вдоль широты слоя тока противоположной полярности, то вариация X компоненты будет иметь форму буквы «V» (прямой или перевернутой в зависимости от полярности слоев). При пролете вблизи разрыво токовых структур увеличивается амплитуда Y компоненты. Зная распределение горизонтальных компонент магнитного поля, с помощью закона Ампера можно рассчитать плотность ПТ. Поскольку космические проекты низко-орбитальных спутников состояли из одного апппарата, то собрано большое количество данных вдоль отдельных траекторий пролета. В этих условиях возможны два подхода к построению двумерных карт ПТ. При одном из них предполагается, что токи представляют собой слои, неограниченно вытянутые вдоль геомагнитной широты, а спутник пересекает их приблизительно перпендикулярно. Тогда плотность ПТ определяется по градиенту X компоненты магнитного поля вдоль траектории. Второй подход состоит в разбиении всей высокоширотной области на ячейки с некоторым шагом по широте и долготе, наложении всех имеющихся пролетов, попадающих в заданную ячейку и построении статистического двумерного распределения магнитных вариаций, по которому можно рассчитать распределение ПТ. При построении модели ПТ использовался второй подход.

Статистическая модель продольных токов. Анализ данных надионосферных магнитных измерений позволил создать статистическую модель ПТ, параметризованную по полушарию, сезону года и ориентации ММП [1, 2]. Пример карт ПТ токов для двух сезонов в обоих полушариях при ММП $B_Z<0$, $B_Y>0$, $B_T=5$ нТл представлен на рис. 2. Наиболее интенсивные ПТ сосредоточены в высокоширотных областях, где в большей части долгот втекающие в ионосферу и вытекающие из нее токи имеют вид квази-кольцевых зон. В авроральной области токи зоны 1 текут к ионосфере на утренней половине и от ионосферы в вечерней половине. В зоне 2, расположенной экваториальнее зоны 1, направление токов обратное. Полный ток зоны 1 составляет ~1 млн А в спокойное время и ~3 млн А в периоды геомагнитных возмущений. Ток зоны 2 примерно на треть меньше. При увеличении азимутальной (B_Y) компоненты ММП достаточно интенсивные токи могут наблюдаться в полярной шапке вблизи геомагнитного полюса. ПТ, контролируемые параметрами димостью, изменяются, особенно в период ироких пределах.

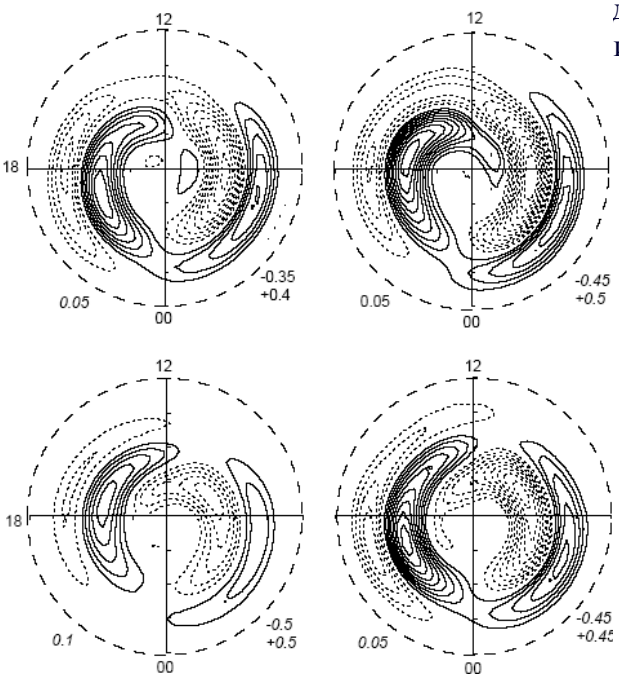


Рис. 2. Распределение ПТ для декабрьского солнцестояния (слева) и мартовского равноденствия (справа) в высокоширотных областях северного (вверху) и южного (внизу) полушарий при ММП $B_Z < 0$, $B_Y > 0$, Внешний широтный круг соответствует 50° CGL. Сплошными (пунктирными) линиями обозначен ток, текущий к ионосфере (из ионосферы), цифры внизу справа каждой диаграммы соответствуют максимальной плотности втекающего (положительного) и вытекающего (отрицательного) тока в μА/м2. Шаг между изолиниями обозначен цифрой внизу слева каждой диаграммы.

Численная двухполушарная модель ионосферной конвекции. Современные модели распределения электрического потенциала в ионосфере (модели конвекции ионосферной плазмы), базируются, в основном, на статистическом анализе данных наземных магнитометров или на измерениях ионосферного электрического поля радарами и спутниками. Проводились и расчеты распределения ионосферного потенциала для упрощенных схем ПТ. Но такие расчеты давали лишь приблизительные оценки. Это было связано с трудностями задания реалистичного распределения ПТ и недостаточным развитием математических методов. Не учитывалось и то, что распределение потенциала в сопряженных ионосферах противоположных полушарий должно быть самосогласованным. Появление спутниковых карт ПТ в обоих полушариях для различных комбинаций ориентации ММП и солнечного зенитного угла [1, 2] открыло новые перспективы для построения глобальной модели конвекции, в которой ПТ используются в качестве входных параметров. Были разработаны алгоритмы расчета электрического потенциала при корректном учете граничных условий сопряжения полушарий [3].

Структура электрических токов, обеспечивающих магнитосферно-ионосферное взаимодействие, определяется через уравнение непрерывности

$$div\ \boldsymbol{J} = j'' \cdot \sin\chi \qquad (1)$$

где $\boldsymbol{J}$ - горизонтальные токи, текущие в ионосфере, j'' - плотность ПТ, χ - магнитное наклонение. Принципиальным моментом постановки задачи является учет электродинамической связи токонесущих ионосферных оболочек противоположных полушарий, а именно, внутри северной и южной полярных шапок процесс растекания интегральных токов описывается своим уравнением непрерывности с присущих данной шапке распределением проводимости и ПТ. Вне области полярных шапок учтена сопряженность ионосфер, при которой замкнутые магнитные силовые линии земного диполя эффективно выравнивают потенциал в сопряженных точках противоположных полушарий. Постановка граничных условий, отражающих неразрывность общей токовой цепи и выравнивание потенциала на границах шапок, приводит к взаимозависимости распределения электрических полей внутри полярных шапок и влияние обеих шапок на распределение потенциала в среднеширотной области. Расчетная область представлена на рис. 3.

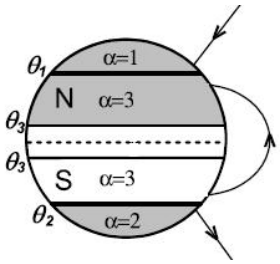


Рис. 3. Схема ионосфер двух полушарий, разделенная на области северная (α=1), южная (α=2)полярная шапки и средние широты (α=3)

Краевая задача имеет вид

$$div\ \boldsymbol{J}_1 = j_1 \quad \text{при} \quad \theta \le \theta_1 \qquad (2)$$

$$div\ \boldsymbol{J}_2 = j_2 \quad \text{при} \quad \pi - \theta_1 \le \theta < \pi \qquad (3)$$

$$div\ \boldsymbol{J}_3 = j_3 \quad \text{при} \quad \theta_1 \le \theta \le \theta_3 \qquad (4)$$

Граничные условия:

$$U_1(\theta_1, \varphi) = U_3(\theta_1, \varphi) = U_2(\theta_2, \varphi) \qquad (5)$$

$$J_1(\theta_1, \varphi) - J_3(\theta_1, \varphi) = J_2(\theta_2, \varphi) \qquad (6)$$

$$J_3(\theta_3, \varphi) = 0 \qquad (7)$$

Индекс *1* соответствует северной полярной шапке с экваториальной границей на $\theta=\theta_1$; индекс *2* - южной полярной шапке с границей на $\theta=\theta_2$; индекс *3* – среднеширотной области с границами на $\theta=\theta_1$ и $\theta=\theta_3$.U_α, J_α и j_α - электрический потенциал, интегральный ионосферный ток и источник в виде радиальной составляющей ПТ в соответствующих областях (α=1, 2, 3). В зависимости от распределения проводимости и ПТ в рамках задачи (2-7) могут быть воспроизведены существенно различающиеся в северной и южной шапках распределения потенциала, которые, однако, связаны друг с другом. Алгоритм расчета более подробно

описан в [3]. Модель конвекции параметризована по B_Z и B_Y ММП, дню года, солнечной и геомагнитной активности и реализована в виде программного средства.

На рис. 4 в качестве примера представлены картины конвекции в северном и южном полушариях в условиях равноденствия и июньского солнцестояния при ММП $B_Z<0$, $B_Y>0$. В обоих полушариях воспроизводятся основные зависимости, а именно, конвекция имеет двухвихревую структуру, при этом форма и интенсивность вихрей зависят от ориентации ММП и солнечного зенитного угла; потенциал в фокусах вихрей увеличивается при повороте ММП к югу, вихри расширяются на утреннюю или вечернюю сторону в зависимости от знака ММП B_Y, но вечернего вихря превалирует над утренним. Между противоположными полушариями: при заданном направлении B_Y картины конвекции в северном и южном полушариях не являются точным зеркальным отображением и несколько отличаются по интенсивности и по форме.

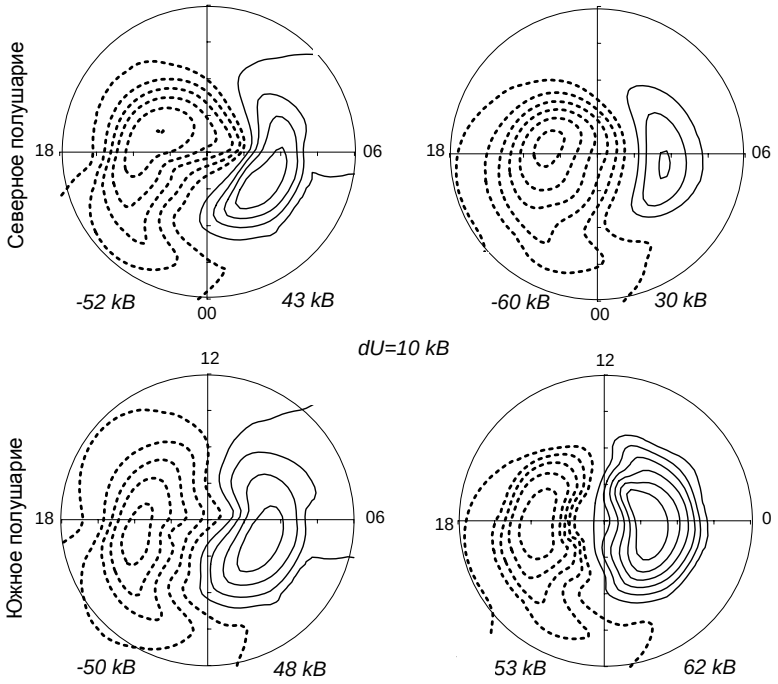


Рис. 4. Картины конвекции в двух полушариях в условиях равноденствия (слева) и июньского солнцестояния (справа) при ММП $B_Z < 0$, $B_Y > 0$ и $Bт = \sqrt{B^2_Z + B^2_Y} = 5$ нТл. в координатах исправленная геомагнитная широта – местное геомагнитное время. Внешний широтный круг соответствует 50°. Сплошными (пунктирными) линиями обозначен положительный (отрицательный) электрический потенциал; цифы внизу справа каждой диаграммы соответствуют значенияям в центре соответствующего вихря.

Заключение. В рамках численной модели глобального распределения электрического потенциала с учетом взаимного влияния сопряженных токонесущих ионосферных оболочек противоположных полушарий получены картины конвекции для условий гелиофизически обусловленной асимметрии (сезон года и ориентация ММП). В качестве источника задавалось реалистичное распределение продольных токов, полученное по данным спутниковых измерений магнитного поля над ионосферой высоких широт.

Литература

1. *Christiansen F., Papitashvili V. O., Neubert T.* Seasonal variations of high-latitude field-aligned current system inferred from Orsted and Magsat observations // J. Geophys. Res., 2002. No 107(A2), doi:10.1029/2001JA900104.
2. *Papitashvili V.O., Christainsen F., Neubert T.* A new model of field-aligned currents derived from high-precision satellite magnetic field data // Geophys. Res. Lett., 2002 V. 29(14). 10.1029/2001GL014207.
3. *Lukianova, R., Christiansen F.* Modeling of the global distribution of ionospheric electric fields based on realistic maps of field-aligned currents // J. Geophys. Res., 2006. V. 111, A03213, doi:10.1029/2005JA011465.

****

УДК 550.348.436

УТОЧНЕНИЕ МАГНИТУДЫ БИЛИМБАЕВСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 17 АВГУСТА 1914 г.

А.А. Маловичко, Л.С. Чепкунас
Тел. (495) 912 68 72 (495) 912 63 97 Факс (48439)3-02-34 e-mail: amal@gsras.ru; luba@gsras.ru
Геофизическая служба РАН; г. Обнинск, Россия,

Amendment of magnitude of strong tectonic earthquake in Ural mountains on August 17th 1914 is produced. The review of available parameters of earthquake in the different published sources is carried out. Analysis of seismograms of seismic stations Sverdlovsk, Pulkovo and seismological bulletins of foreign stations Tif, Pola, Wien is fulfilled. The revised value of magnitude (M=5.1) taking into account different types of waves for above stations is obtained.

Уральский регион является одним из наиболее сейсмоактивных территорий Восточно-Европейской платфомы – ВЕП.

Основное количество сейсмических событий в каталогах региона относится к территории Среднего Урала [1]. Наиболее значительным явлением в этом регионе является землетрясение, произошедшее 17 августа 1914 г., тектоническая природа которого не вызывает сомнения. Сбор макросейсмических проявлений этого события был проведен с участием З.Г. Вейс-Ксенофонтовой вскоре после события. Правда, опубликовала она эти результаты значительно позднее, в 1940 г. [2].

В табл.1 приведены параметры этого землетрясения по ряду опубликованных источников. Не касаясь несколько незначительных вариаций в значениях координат в источниках, обратим внимание на то, что магнитуда этого события меняется значительно M = 4.5 ÷ 5.5.

Табл. 1. Параметры землетрясения по разным источникам

Публикация	Дата	t_0	Координаты	h, км	M	I_0	Источники
«Атлас …» (1960) [3]	17.08.1914	04-57-01	57.0N; 59.4E		4.5	5-6	Вейс-Ксенофонтова, Попов (1940)
Karnik (1968) [4]	17.08.1914	04 57 01	57.0 N 59.4 E		5.5/9	5-6	***BT*** -
«Новый каталог …» (1977) [5]	17.08.1914	04-57-01	56.8N; 59.4E	26	5.5	6-7	Вейс-Ксенофонтова, Попов (1940); КК
Кашубин и др. (2001); [6]	17.08.1914	04-57-01	56.8N; 59.40E	26	5.5	6.5	Ананьин (НК, 1977)
Ломакин и др., 2002 [7]	17.08.1914	04-57-01	56.8N; 59.4E	26	5.0	6.0	Вейс-Ксенофонтова, Попов (1940); сейсмограммы станции «Свердловск»

BT – комментарий: В каталоге Karnik [4] указано, что при определении магнитуды использовались материалы 9 сейсмостанций (каких именно – не упоминается). Однако в примечании отмечается, что в работе Бюса, Цхакая, Джибладзе, Лебедевой, Левицкой и др. «Географические координаты пунктов, где землетрясения ощущались с $I_0 \geq 6$» (1960) это событие имеет M=4.5.

Предлагаемая работа посвящена уточнению магнитуды землетрясения 17 августа 1914 г. Использовались имеющиеся в архиве ГС РАН (г. Обнинск) следующие бюллетени: «Еженедельный бюллетень Сейсмической станции 1-го разряда «Екатеринбург» за 1914 год с результатами станционной обработки, «Сейсмологический бюллетень сети сейсмических станций СССР, 1914 год», содержащий данные сводной обработки землетрясения 17 августа 1914 года на шести сейсмических станциях: «Екатеринбург», «Пулково», «Баку», «Тифлис», «Иркутск», «Ташкент».

Анализ бюллетеней станционной обработки показал, что они не содержат данные замеров периодов и амплитуд зарегистрированных волн, необходимых для определения магнитуды. Поэтому были повторно проанализированы сейсмограммы станций "Екатеринбург" и "Пулково" за 17 августа 1914 года, хранящиеся в архиве ГС РАН. В 1914 г.

на станциях SVE и PUL регистрация землетрясений проводилась сейсмографами Голицына с максимальным увеличением Vmax=1100 на периоде T=8 сек [8]. На этих станциях получено по три сейсмограммы, отдельно на каждый канал – Z, E-W, N-S.

Станция SVE удалена от эпицентра на расстояние 75 км, т.е. для этой станции землетрясение – местное. На сейсмограммах станции SVE (№ 227) на всех составляющих четко выделяется только первое вступление P-волны, далее запись нечитаемая – «выбита» из-за отсутствия перекала. В работе [7] сделаны оценки магнитуды SVE по замерам в кодовой части записи и по общей длительности Md.

Станция PUL расположена на расстоянии 1720 км. Как известно, на региональных эпицентральных расстояниях волновая картина сложная [9]. В первых вступлениях, согласно годографу на сейсмограммах наблюдаются слабо выраженные продольные волны Pn с незначительной амплитудой колебаний, самыми четкими в этой группе являются волны Pg. В группе поперечных волн аналогом волны Pn является волна Sn, выраженная также очень слабо. Наиболее интенсивны короткопериодные волны Lg, распространяющиеся только по континентальным трассам. Для них характерны достаточно резкие вступления с колебаниями относительно короткого периода (2–10 сек). Сейсмограмма станции «Пулково» оказалась пригодной для обработки. На рис. 1 (а, б, в) приведены записи землетрясения 14.08.1914 г. на станции «Пулково».

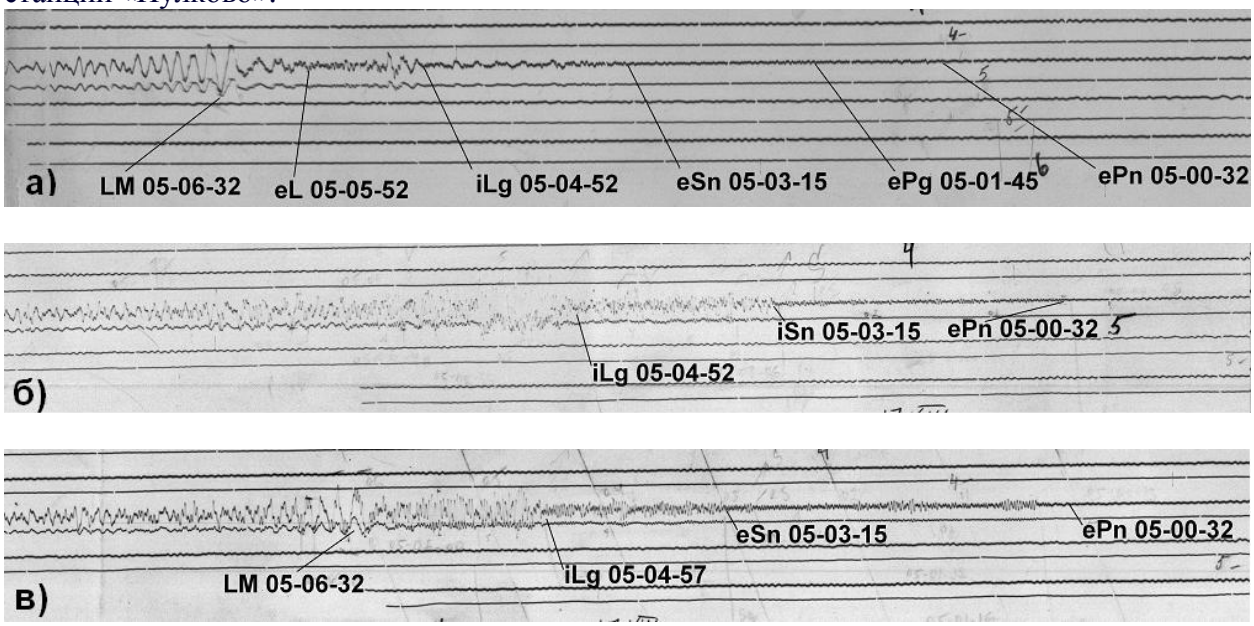


Рис. 1 . Сейсмограмма станции «Пулково» с записью землетрясения 17.08.1914 г. сейсмографом Голицына: а, б, в – соответственно составляющие Z, NS, EW.

На всех сейсмограммах станции PUL запись отчетливая и подлежит интерпретации. В результате тщательного просмотра сейсмограмм на станции «Пулково» было установлено, что мы имеем дело с записями регионального землетрясения (рис. 1 а, б, в). Продольная волна Pn наиболее отчетливо выделяется на вертикальной составляющей Z, слабые колебания Pn отмечаются и на горизонтальной составляющей E-W. На вертикальной составляющей выделяется также вступление волны Pg. На горизонтальных составляющих можно выделить вступление поперечной Sn-волны, а также группу с достаточно четкими вступлениями – волны Lg, по максимальной фазе которой проведены замеры амплитуд и периодов для оценки магнитуды землетрясения. После интерпретации сейсмограммы № 456 авторами создан станционный бюллетень.

Рассматривались также бюллетени землетрясения 17 августа 1914 г. ряда зарубежных станций: «Pola». «Wien», «Triest», «Ottawa», «Strassburg», «Manila», «Pompei», «Liverpul» и обсерватории в Китае «ZI-KA-WEI». Только по станциям «Pola» и «Wien» имеются времена вступлений и динамические замеры, которые использовались для расчета магнитуды MLH.

По данным станций «Свердловск», «Тифлис» и «Wien» рассчитана магнитуда Md по общей длительности.

Таким образом, средняя величина магнитуды землетрясения 17 августа 1914 года, уточненная по 7 значениям M на пяти станциях, составила M=5.1.

Для Урала это тектоническое землетрясение до настоящего времени является важнейшим сейсмическим событием. Заметим, что сейсмическая активность в этом районе продолжается. Так, 21 сентября 2005 г. на Среднем Урале, в Свердловской области, произошло сейсмическое событие, эпицентр которого находился в непосредственной близости от эпицентра Билимбаевского землетрясения 17 августа 1914 г. [10]. Параметры сводной обработки события 21.09.2005 г. опубликованы в [11]:

21.09.2005 0=20-40-19.0 φ=57.30º N, λ=59.60º E, M=3.3. Землетрясение ощущалось в городах Верхний Тагил, Новоуральск, Верх-Нейвинский, Кировоград и поселках Половинный, Белоречка [10, 11].

Список литературы

1. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 1. Петрозаводск. 2007. С. 14-66.
2. Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. АН СССР, Москва-Ленинград, 1940. с.68.
3. Атлас землетрясений в СССР (Результаты наблюдений сейсмических станций СССР 1911-1957 гг.) 1962. М.: Изд-во АН СССР. 337 с.
4. Karnik Vit. Catalogue of Earthquakes 1901–1955 M>4.5, Io≥VI // Seismicity of the European Area. Part 1. Czechoslovak Academy of Scieces, Praha, 1968. p.160.
5. Новый Каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. 1977. М.: Наука. 534 с.
6. Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Кусонский О.А., Ломакин В.С., Маловичко А.А., Никитин С.Н., Парыгин Г.И., Рыжий Б.П., Уткин В.И. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2001. 12 с.
7. Ломакин С.В., Годзиковская А.А., Прибылова Н.Е., Силина И.К., Митенкова Н.В. Сейсмические события Уральского региона за 1914-2002 гг. М.: Гидропроект, 2002. 96 с.
8. Аппаратура, методы обработки и классификация землетрясений // Землетрясения в СССР: Изд-во АН СССР, Москва. 1961. С. 10-66.
9. Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра// Экспериментальная сейсмика. Труды ИФЗ АН СССР. №32 (199). 1964. С. 63-68.
10. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Парыгин Г.И., Гуляев А.Н. Сейсмичность Урала // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восиочно-европейской платформы. Книга 1. с. 274
11. Асминг В.Э., Габсатарова И.П., Голубева И.В., Маловичко Д.А., Мехрюшев Д.Ю., Надежка Л.И., Пойгина С.Г., Санина И.А. Восточно-европейская платформа, Урал и западная Сибирь //Землетрясения России в 2005 году. Обнинск. 2007. С.15-18.

****

УДК 550.114

К ВОПРОСУ ПРАКТИЧЕСКОГО РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ В ВЫБРАННЫХ АППРОКСИМАЦИОННЫХ КЛАССАХ

М.Н. Маркова, Е.П. Лапина
тел.(044)424-33-30, E-mail: lapina_lena@ukr.net
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАНУ, Киев, Украина

Questions of practical application of the inverse problem for two approximating classes of magnetic sources are considered by the example of interpretation of a section of Big Krivoi Rog region.

Геофизические интерпретационные постановки, обусловленные реалиями геологоразведочных работ, отнюдь не способствуют разрешению имеющихся проблем, а наоборот, усложняют их, возводя в ранг задач, которые могут не иметь решения в общем, но разрешимых в частном, каждом конкретном случае. Создание новых методов истолкования геофизических аномалий является актуальной проблемой в течении длительного периода времени, а объективная практическая потребность в интерпретационных технологиях будет служить причиной для реализации этих методов в виде программно-алгоритмического обеспечения и внедрения в геофизическую практику.

Для практического применения решения обратной задачи магнитометрии предлагаются аппроксимационные построения для двух модельных классов источников поля – это класс стержневых тел и класс трехмерных звездных тел А.Н.Тихонова, при помощи которых можно детально описать сложные геологические среды.

Такой подход позволяет решать следующие важные интерпретационные задачи:

1) заменить исходное аномальное поле аналитической функцией и перещитать его с разновысотных точек рельефа дневной поверхности в точки горизонтальной плоскости, учесть влияние регионального фона и аномальный эффект от приповерхностного слоя, вычислить разнообразные трансформанты поля и провести качественную интерпретацию аномальных полей;

2) описать сложные геологические среды и найти численные значения параметров, которые определяют положение и размеры магнитоактивных объектов.

Класс стержневых тел.

Трехмерная модель. Задано магнитное поле, представленное вертикальной и горизонтальной составляющими напряженности магнитного поля:

$$Zn(i) = Tn_z(i); \quad H(i) = (Tn_x(i)^2 + Tn_y(i)^2)^{1/2}, \quad i = 1,2,...,n.$$

Исходное поле заменим полем некоторой совокупности элементарных тел. Каждое тело состоит из трех пересекающихся взаимно перпендикулярных материальных стержней. Точка пересечения − центр симметрии тела. Каждый стержень вытянут по направлению координатной оси и намагничен вдоль своего простирания.

Общая геологическая модель определена такой последовательностью параметров:

$$P = \{m,(c_x,c_y,h)_j;(2t_x,2t_y,2t_z)_j;(I_x,I_y,I_z)_j\}, \quad j = 1,2,...,m,$$

где m – количество элементарных тел, (c_x,c_y,h) − центры тяжести тел, $(2t_x,2t_y,2t_z)$ − длины стержней, (I_x,I_y,I_z) − составляющие вектора интенсивности намагничения стержневых масс.

Решение обратной задачи магнитометрии позволяет построить аналитическую модель аномального магнитного поля и найти координаты центров масс аномалиеобразующих объектов. Найденные центры масс в дальнейшем могут определять положения геометрических центров симметрии трехмерных звездных тел. Таким образом, решается вопрос выбора модели начального приближения для метода автоматизированного подбора, который является наиболее эффективным инструментом решения обратных задач в сложных физико-геологических условиях.

Класс трехмерных звездных тел.

Задача решается в центральной системе координат. Для каждого тела геологической модели выбрана своя локальная система координат, определен центр звездности. Начало локальной системы координат находится в центре звездности тела, а направления координатных осей согласованы с центральной системой. Таким образом, форма и размеры тела описываются в системе координат, которая связана с самим телом.

В этом модельном классе определенный интерес представляет принципиально новый способ описания аномальных тел радиус-вектором, который можно представить в виде тригонометрического полинома:

$$R = R(\varphi;\theta) = \sum_{j=1}^{m} A_j W_j(\varphi;\theta),$$

где A_j – коэффициенты для определения положения внешней поверхности тела. $W_j = W_j(\varphi;\ \theta)$ – тригонометрические функции:

$$W_1 = 1;\ \ W_2 = \cos\theta;\ W_3 = \cos\varphi\sin\theta;\ W_4 = \sin\varphi\sin\theta,\ \ W_5 = \sin\theta;\ W_6 = \cos 2\theta;$$

$$W_7 = \sin 2\theta;\ \ \ W_8 = \sin 2\varphi\sin\theta;\ \ W_9 = \cos 2\varphi\sin\theta;\ \ W_{10} = \sin\varphi\sin 2\theta;$$

$$W_{11} = \cos\varphi\sin 2\theta;\ \ W_{12} = \sin 2\varphi\sin 2\theta;\ \ \ \ W_{13} = \cos 2\varphi\sin 2\theta.$$

Этот способ позволяет осуществлять построение гладких границ аномалиеобразующих тел при небольшом количестве параметров, число которых может увеличиваться по мере усложнения их формы.

Общая геологическая модель представлена последовательностью параметров:

$$P = \{jk;\ [(x_o;\ y_o;\ H_o)_t];\ [(m;\ A_j,\ j = 1,2,\ldots m)_t];\ [(I_x;\ I_y;\ I_z)_t];\ \ t = 1,2,\ldots jk\},$$

где jk – количество элементарных тел; (x_0, y_0, H_0) – центры звездности тел; m – количество параметров, определяющих внешний контур тела, принимает одно значение из фиксированной последовательности $5 \le m \le 13$; A_j – коэффициенты для определения положения внешней поверхности тела; $(I_x;\ I_y;\ I_z)$ – составляющие вектора интенсивности намагничения.

Практический пример.

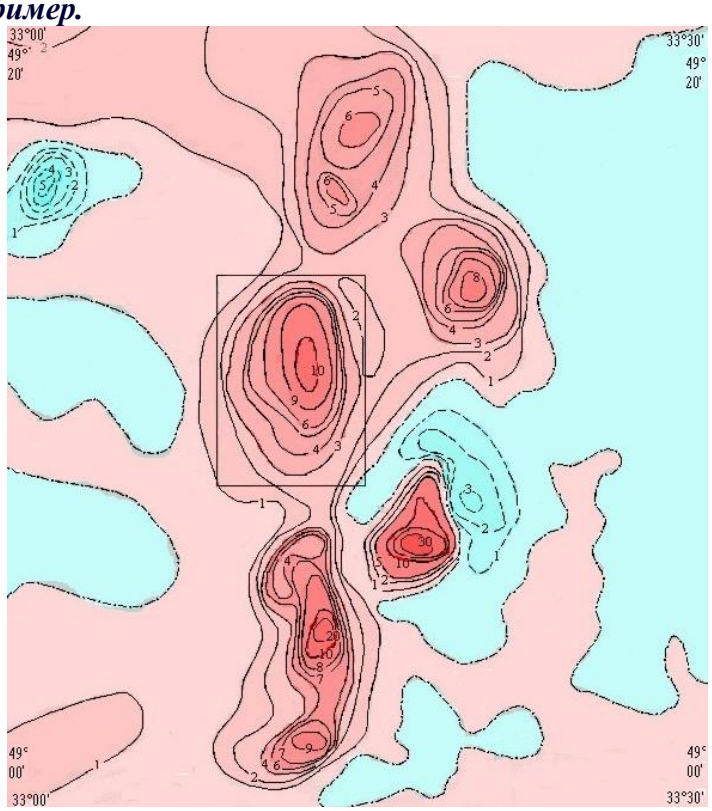


Рис. 1. Участок района исследований. Вертикальная составляющая магнитного поля, 10^2 *нТл*.

Район закартированных магнитных аномалий занимает часть Среднепреднепровского склона Украинского щита, охватывает район Большого Кривого Рога (рис. 1) и сложен породами докембрийской железорудной формации, представленной различными железистыми кварцитами, преимущественно магнетитового состава.

Исходное аномальное поле исследуемого участка (рис.1) представлено вертикальной составляющей вектора напряженности магнитного поля.

Задача решалась в несколько этапов:

1). Заданное магнитное поле аппроксимировано аналитической функцией посредством решения обратной задачи в классе стержневых тел [1, 4].

Среднее отклонение между наблюденным и теоретическим полями составляет $\Delta_{ср.} = 21{,}47\,нТл$, что составляет 2 – 3 %.

2). Определено положение центра масс аномального объекта:

$$(c_x, c_y, h) = (13.99; 14.7; 4.63).$$

3). По внешнему магнитному полю было найдено распределение функции I_z - вертикальная составляющая вектора интенсивности намагничения в пределах рассматриваемого участка исследований выделенного на рис.1. Массы намагничены вертикально и однородно. $(I_x, I_y, I_z) = (0, 0, 700)$. Для этой цели использовался подход описанный в работе [2].

4). Для более точного определения конфигурации намагниченного объекта, было целесообразно перейти к другому классу аппроксимационных моделей - класс трехмерных звездных тел [3, 4]. В результате решения обратной задачи получены коэффициенты A_j, определяющие конфигурацию намагниченного объекта:

$A_1 = 1.42717$; $A_2 = -0.11121$; $A_3 = -0.01044$; $A_4 = -0.02920$; $A_5 = 0.56801$;
$A_6 = -0.36538$; $A_7 = -0.75002$; $A_8 = -0.00896$; $A_9 = -0.29741$; $A_{10} = -0.05035$;
$A_{11} = 0.02978$; $A_{12} = 0.00350$; $A_{13} = 0.48845$.

Точность подбора составляет 3%.

Таким образом, применение разработанного программного обеспечения при решении практических задач показывает его эффективность при интерпретации магнитного поля, обусловленного, в предложенном примере, локальными источниками, и возможность применения разработанных подходов для интерпретации магнитных аномалий железорудной природы.

Литература.

1. Булах Е.Г., Лапина Е.П. К вопросу о построении аналитической модели внешнего магнитного поля // Геофизический журнал. – 2008. – Т. 30, № 2. - С. 42 – 50.
2. Булах Е.Г., Слободник Н.А. Определение намагниченности горных пород, расположенных в горизонтальном слое, по внешнему магнитному полю // Физика Земли. – 2008. – №4. – С. 74-82.
3. Булах Е.Г., Маркова М.Н., Лапина Е.П. Прямая и обратная задачи магнитометрии для совокупности трехмерных звездных тел класса А.Н. Тихонова // Физика Земли. – 2009. – № 2 - С. 88 – 96.
4. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. – К.: Наукова думка, 2010. – 462 с.

****

УДК 550.834.3(571.1)

МЕТОДИКА СЕЙСМОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО «СЕТОЧНОЙ» ТЕХНОЛОГИИ

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д.
Институт геофизики УрО РАН

This paper describes method of constructing seismic-density slice using grid technique. Date along for 4 deep seismic sounding profiles in the area between North Ural and Timano-Pechora plate were calculated using this method.

Современные технологии и требования к алгоритмам решения задач большой размерности требуют минимизации ручного труда на этапе подготовки исходных данных. Формализация данных геофизических исследований и их математическая обработка на первом этапе не должны содержать субъективного фактора. Последнему отводится решающая роль уже на этапе анализа полученных результатов (Красовский, 1989).

Обратные задачи сейсмоплотностного моделирования относятся к классу некорректно поставленных неустойчивых задач. Именно поэтому для них так важны плотностные модели начального приближения. Такие модели должны отражать общие особенности распределения плотности, а соответствующее им аномальное гравитационное поле должно в основных чертах повторять морфологию наблюденных аномалий.

С учетом этих требований разработана методика построения плотностных моделей литосферы по новой «сеточной» технологии на основе сейсмических скоростных разрезов. Методика рассмотрена на примере 4-х профилей в зоне сочленения Северного Урала и Тимано-Печорской плиты.

Информационная база плотностной модели начального приближения включает три составляющие: поля времен по профилям ГСЗ и соответствующие им двумерные скоростные разрезы земной коры, эмпирическую корреляционную зависимость «скорость-плотность» и карты гравитационного поля в редукции Буге (в цифровом виде).

Проанализированы поля времен первых вступлений продольных волн и построены скоростные разрезы земной коры по Красноленинскому профилю ГСЗ и фрагментам геотраверсов: Агат 2, Кварц и Рубин-1. В основе примененного способа интерпретации лежит разработанный для дифференциальных зондирований аппарат специальных полей времен и алгоритм решения по ним обратной кинематической задачи, в котором волны в первых вступлениях рассматриваются как рефрагированные (Мишенькина, 1983). По данному алгоритму составлена модифицированная программа «Invers», предназначенная для вычисления матрицы специального вида функции скорости $V_P(x,z)$. С использованием одного из вариантов схемы интерполяции (преимущественно триангуляции с линейной интерполяцией) построены сеточные «грид» файлы и соответствующие разрезы в изолиниях скорости.

Пересчет интервальных скоростей в плотности выполнялся по корреляционной кусочно-линейной зависимости «плотность - скорость», полученной на основе решения линейной обратной задачи гравиметрии по рассматриваемым профилям:

$$\sigma(V)=\begin{cases} V-0.05, & V<2.35 \\ 0.113\times V+2.034, & 2.35\le V<5 \\ 0.2\times V+1.6, & 5\le V<7.75 \\ 0.25\times V+1.3 & 7.75\le V<8.4 \end{cases}$$

Подошва осадочного чехла характеризуется резким изменением скоростей в диапазоне от $V\in(2.2;4)$ до $V\in(5.0;6.0)$ км/с (Новоселицкий, 1985; Егоркин, 1991). Положение предполагаемой кровли мантии определялось скоростными уровнями 7.75 – 8.25 км/с (по скачку скорости или ее градиента) с привлечением имеющихся данных по опорным отраженным, обменным и головным волнам. Из-за ограниченной длины годографов

построить разрез верхней мантии в изолиниях скорости не представляется возможным. Поэтому начальная скоростная модель верхней мантии составлена формально в виде однородных блоков, параметры которых задавались с учетом информации по первым вступлениям и уточнялись при решении прямой задачи гравиметрии методом интерактивного подбора.

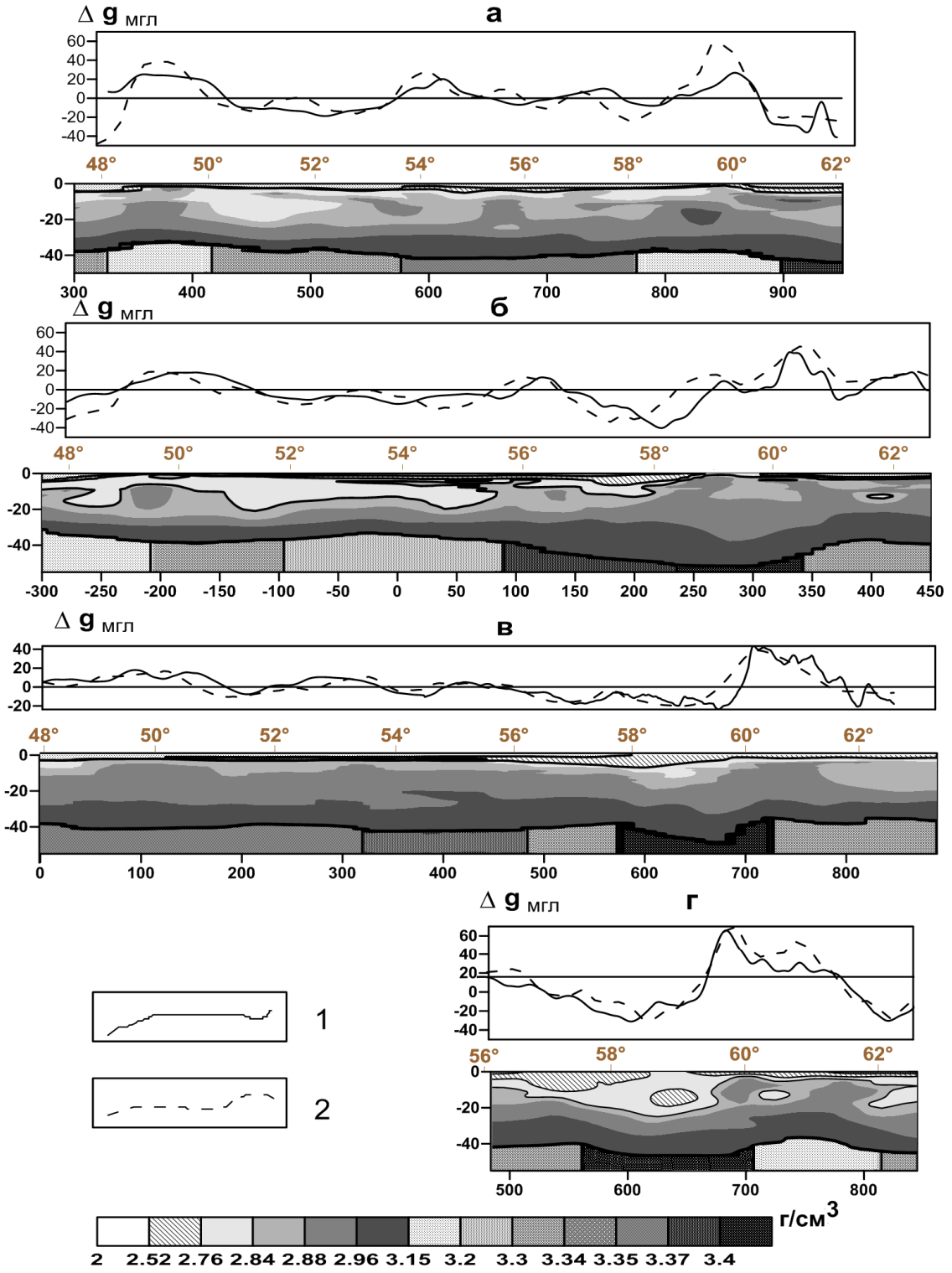


Рис.1 Плотностные модели начального приближения земной коры и верхней мантии по фрагментам геотраверсов: Агат 2(а); Кварц(б); -Рубин 1(в) и Красноленинского профиля ГСЗ(г). Расчетное гравитационное поле моделей до глубины 80 км (кривая 2) сопоставлено с наблюденными аномалиями Буге на уровне дневной поверхности (кривая 1).

Прямая задача гравиметрии для двумерных плотностных моделей рассчитывалась по специально разработанной программе «*V*- -CALC» для скоростных сеточных матриц с учетом кусочно-линейной зависимости «плотность-скорость». По каждому скоростному интервалу строилась часть плотностной матрицы и вычислялся прямой гравитационный эффект объединенной матричной модели до глубины 80 километров. При этом никакого дополнительного деления области на слои и блоки с постоянными плотностями не требуется. Для выравнивания расчетного поля за пределами профиля модель продолжалась двумя бесконечными полупластами с плотностями левого и правого краев двумерного разреза. Эффективность предложенного вычислительного алгоритма сделала возможным использовать интерактивную схему решения прямой задачи для сложно построенных сред в реальном времени.

По плотностной матрице программа «LITOS» создает «грид» файл распределения масс вертикальных столбов и файл литостатического давления до заданной глубины.

В процессе моделирования анализировался гравитационный эффект от отдельных частей разреза: осадочного чехла, консолидированной земной коры и верхней мантии. Как правило, расчетное поле консолидированной коры соответствует наблюденным аномалиям Буге и повторяет морфологию распределения средней коровой скорости вдоль исследуемых профилей. Гравитационный эффект осадочного чехла компенсируется глубинными массами ниже границы М. Контуры мантийных блоков определялись по остаточным аномалиям гравитационного поля и уточнялись по характеру изменения аномалий литостатического давления на глубине. Плотность в мантийных блоках подбиралась в процессе решения линейной обратной задачи гравиметрии с учетом дополнительного условия изостатической компенсации на глубинном гипсометрическом уровне 80 км.

На рис.1 представлены плотностные модели начального приближения земной коры и верхней мантии до глубины 80 км. Расчетное гравитационное поле моделей сопоставлено с наблюденными аномалиями Буге. Невыбранные остатки гравитационных аномалий служат исходной информацией при решении нелинейной обратной задачи гравиметрии, опирающейся на двухэтапный метод автоматизированного подбора по методу А. В. Цирульского (Цирульский, 1980).или на метод интерактивного подбора с привлечением неформализованной геолого-геофизической информации.

Результаты сейсмоплотностного экспресс – моделирования по сеточной технологии позволили уже на этапе построения моделей начального приближения выделить ряд характерных особенностей в распределении взаимоувязанных плотностных и скоростных параметров в земной коре и верхней мантии в зоне сочленения Северного Урала и Тимано-Печорской плиты.

Литература

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. // Глубинное строение территории СССР. – М., Наука, 1991. С. 118–135.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия / Киев: Наукова Думка, 1989. 246 с.

Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризованной обратной кинематической задачи для двумерных полей рефрагированных волн // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1983. С. 140-152.

Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. /Свердловск, АН СССР, 1985. 132 с.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений //Свердловск, ИГФ УНЦ АН СССР 1980. 136 с.

****

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

В пределах Уральского региона выполнен значительный объём глубинных сейсмических исследований по профилям, суммарная протяженность которых превышает 10000 км. Наблюдения были проведены в 1960–2000 г., использовалась разная аппаратура, методика наблюдений и различные методы моделирования результатов. Поэтому разрезы земной коры, построенные по этим данным, отражают разнородную информацию, и это вызывает определенные трудности в использовании материалов при построении объемной модели региона. Для этих профилей заново в едином модельном представлении проводится интерпретация данных ГСЗ, гравитационного, магнитного и теплового полей.

По данным сейсмических наблюдений вычисляется модель распределения скоростей упругих продольных волн V_P до глубин 40-50 км. В основе примененного способа интерпретации лежит разработанный для дифференциальных зондирований аппарат специальных полей времен, в котором волны в первых вступлениях рассматриваются как рефрагированные (Мишенькина, Шелудько, Крылов, 1983). Алгоритм решения обратной кинематической задачи для градиентной модели распределения скоростей упругих волн реализован в программе «Invers». Оценки погрешностей расчетов скоростных разрезов производятся по результатам сопоставления с моделями разрезов, построенными другими методами, использующими головные и отраженные волны, а также при сравнении результатов моделирования в местах пересечения профилей. Так, например, на Северном Урале Красноленинский профиль ГСЗ пересекается с тремя профилями: Вижай-Тура, Сосьва-Ялуторовск и Рубин-2. Для этих профилей составлены градиентные скоростные разрезы земной коры. Сопоставление показало, что погрешность в определении скоростей соответствует 0,15-0,20 км/с, то есть 2-3%, а погрешность в определении глубин - около 5% (Колмогорова, Федорова, Ладовский, 2010)

Построенные сейсмические модели скоростей V_P позволяют рассчитать плотности слоев верхней части литосферы. При построении плотностной модели в кристаллической земной коре выделяются слои, отвечающие средним значениям пластовых скоростей V_P от 4,75 до 8,0 км/с, с шагом ΔV_P =0,25-0,5 км/с. С учетом осадочного слоя и неоднородных блоков в верхней мантии, модель может состоять из 10-12 слоев. В результате решения линейной обратной задачи гравиметрии определяются плотности слоев и уточняются коэффициенты в линейной зависимости между физическими характеристиками: плотностью и скоростью продольных волн.

Расхождение между исходным аномальным гравитационным полем и полем слоистой модели формирует поле остаточных аномалий. Для этих аномалий проводится моделирование источников, основанное на решении нелинейной обратной задачи гравиметрии по методу А.В. Цирульского (Цирульский, Никонова, Федорова,1980). В результате интерпретации остаточных аномалий уточняется распределение плотности в верхних частях коры.

Для построения моделей распределения намагниченности использованы данные сводной цифровой карты аномального магнитного поля Уральского региона (Чурсин, Прутьян, Федорова, 2008). При моделировании магнитных разрезов на профилях ГСЗ также применяется метод Цирульского. В результате аппроксимации значений аномального магнитного поля находится распределение сингулярных источников. В уральских структурах источники большей части магнитных аномалий располагаются преимущественно в верхней части разреза и связаны с породами основного и ультраосновного состава. Выходы этих пород на дневную поверхность позволяют идентифицировать ряд источников с зонами разломов или интрузиями, а результаты моделирования позволяют оценить их форму и расположение на глубине.

При моделировании источников региональных аномалий рассчитываются эквивалентные границы слоев с намагниченностями 0,5-6 А/м. Сопоставление модельных магнитных источников со скоростным разрезом позволяет выделить наиболее вероятные варианты распределения намагниченности в средней и нижней коре.

Результаты построения скоростной и магнитной моделей по Тимано-Печорской и Уральской части геотраверса Агат-2 (Белое море - Воркута) приведены на рис. 1. Сейсмические работы по профилю были выполнены Центром ГЕОН (Егоркин, 1991).

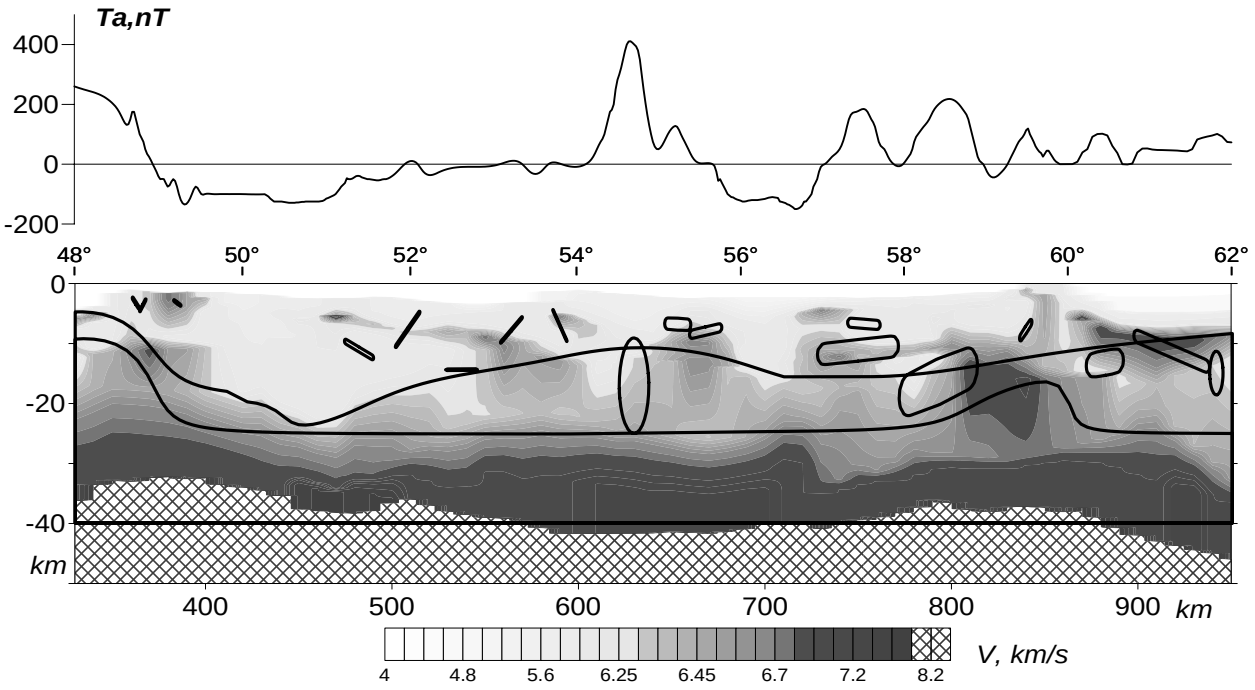


Рис. 1. Результаты моделирования разрезов земной коры по Тимано-Печорской и Уральской части профиля ГСЗ Агат-2. Градиентная модель скоростей V_P показана оттенками серого цвета. Черными линиями показаны контуры источников магнитной модели.

При построении моделей использовались компьютерные технологии, разработанные в Институте геофизики УрО РАН.

Геофизические модели, построенные по профилям ГСЗ, позволяют уточнить особенности глубинного строения Урала и в дальнейшем будут использованы при создании объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы региона. Модели основаны только на результатах геофизических съемок. Сопоставление результатов моделирования по отдельным полям позволяет выявлять области общих и противоречивых решений, уточнять физические свойства глубинных пород и устанавливать закономерные связи между различными параметрами, что в конечном результате позволяет уменьшить степень неоднозначности решений обратных задач геофизики.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН по проекту 09-Т-5-1018 «Создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона».

Литература

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. - М., 1991. С. 118-135.

Колмогорова В.В., Федорова Н.В., Ладовский И.В. Геофизические модели земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник, 2010, № 1, С.59-68.

Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризованной обратной кинематической задачи для двумерных полей рефрагированных волн // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1983. С. 140-152.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

Чурсин А.В., Прутьян А.М., Федорова Н.В. Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего, Южного Урала и прилегающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ // Литосфера, 2008, №6. С.63-72.

****

УДК 550.834.3(571.1)

ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ПРИ УСЛОВИИ ИХ ИЗОСТАТИЧЕСКОЙ УРАВНОВЕШЕННОСТИ

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д.
Институт геофизики УрО РАН

An example of the use of isostatic compensation at depth as an additional boundary condition that allows to build a block distribution of densities in the upper mantle. Built tomographic section in lithostatic pressure deviations from its mean value for each hypsometric level. Marked contrast to the mass of blocks, which isostatic compensation at depth of 80 km, to minimize the discrepancy between the observed and calculated field.

Картографические аномалии Буге гравитационного поля относятся к аномалиям смешанного типа (Маловичко, 1962):

$$\Delta g_{Б} = g - \gamma$$

Измеренное значение вертикальной составляющей силы тяжести g редуцируется на поверхность геоида и характеризует распределение масс реальной Земли; нормальное поле γ вычисляется по распределению масс равновеликого сфероида с гидростатическим распределением плотности.

В региональных задачах крупномасштабного гравитационного моделирования, не требующих высокоточного уравнивания полей, превышением высот сфероида над геоидом пренебрегают, а смешанную аномалию Буге привязывают к одной и той же уровненной поверхности.

Пусть $\mathbf{r} = \mathbf{r}(xyz)$ - радиус вектор точки относительно общего центра масс геоида и сфероида; $\sigma(\mathbf{r}_P)$ - плотность твердой Земли, занимающей объем V, $\sigma_0(|\mathbf{r}_P|)$ - гидростатическая плотность равновеликого сфероида. Аномалия Буге на условной уровненной поверхности земли $\mathbf{r} = \mathbf{r}_M$

$$\Delta g_{Б}(\mathbf{r}_M) = -G \cdot \frac{\partial}{\partial z_M} \iiint\limits_V \frac{\sigma(\mathbf{r}_P) - \sigma_0(|\mathbf{r}_P|)}{|\mathbf{r}_M - \mathbf{r}_P|} dV_P \qquad (1)$$

Интегрирование в (1) не распространяется на весь объем геоида V. Внутренние оболочки Земли близки к состоянию гидростатического равновесия. Ниже астеносферного слоя плотность твердой Земли $\sigma(\mathbf{r}_P)$ мало отличается от своего гидростатического значения $\sigma_0(|\mathbf{r}_P|)$, а оставшиеся «надгидростатические» добавки на глубине не привносят заметных искажений в градиенты приповерхностных аномалий поля. Более действенен

гравитационный эффект от распределения масс в вышележащем слое литосферы. Плотностная модель верхней части литосферы ниже уровненной дневной поверхности – это модель слоя, в котором «надгидростатическое» распределение плотности

$$\Delta\sigma = \sigma(\mathbf{r}_P) - \sigma_0(|\mathbf{r}_P|)$$

создает расчетное поле гравитационных аномалий. На кровле слоя эти аномалии с некоторой погрешностью совпадают с наблюденными аномалиями Буге; на подошве слоя – близки к нулю (Красовский, 1989). Отсутствие нижележащих аномалиеобразующих масс и связанных с ними гравитационных эффектов позволяет ограничить область интегрирования в (1) объемом модельного слоя и принять гидростатическое распределение плотности $\sigma_0(|\mathbf{r}_P|)$ в подстилающем его субстрате. Дополнительное граничное условие изостатической уравновешенности на глубине дает возможность при моделировании наметить контуры блоков компенсирующих масс и оптимизировать в них искомое распределение плотности.

В отличие от методики использования многопараметрических функционалов для совместной минимизации невязки в аномалиях гравитационного поля и литостатического давления (Романюк, 1995), мы предлагаем более устойчивую поэтапную схему последовательного исключения обоих факторов. Это обусловлено различным влиянием гравитирующих масс на глубинах модельных срезов, для которых строятся целевые функции обратной задачи: невязка в гравитационных аномалиях Буге рассчитывается на уровне дневной поверхности; невязка в отклонениях литостатического давления от среднего – на глубинном уровне изостатической компенсации.

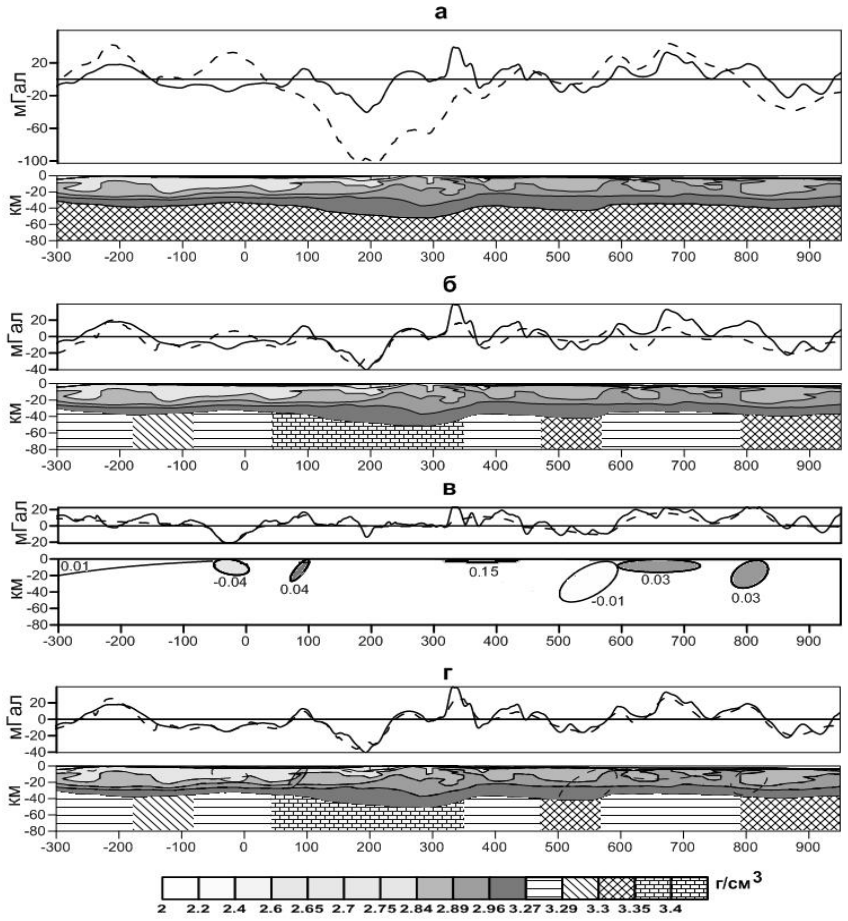


Рис. 1 Плотностные модели земной коры и верхней мантии по фрагменту геотраверса «Кварц» и графики наблюденного (сплошная линия) и расчетного (пунктир) гравитационных полей:
а) модель с однородной мантией (σ_M = 3.3 г/см^3);
б) модель с блочной мантией, построенная при условии изостатической уравновешенности масс на глубине 80 км;
в) поле невыбранных остатков и модель с источниками локальных аномалий в земной коре по А.В. Цирульскому;
г) оптимальная модель подбора с невязкой аномалии Буге порядка 10 мгл и с вариацией давления в пределах 80 бар на предполагаемом уровне изостатической компенсации.

На основе поэтапного решения обратной задачи гравиметрии рассчитан вариант глубинного строения земной коры и верхней мантии по разрезу вдоль фрагмента геотраверса «Кварц» от 48° до 70° В.Д. Разрез, длинной более 1200 км, представлен двумерной моделью плоского горизонтального слоя в координатах $(x.z)$. Верхняя кромка (кровля) слоя совпадает с дневной поверхностью $z = 0$ км; нижняя кромка (подошва) слоя залегает на глубине предполагаемого уровня изостатической компенсации $z = 80$ км.

Начальное распределение плотности по разрезу $\sigma(\mathbf{r}) = \sigma(x.z)$ строится по двумерной матрице скоростей V_P продольных волн: в земной коре, выше границы ***M*** – на основе кусочно-линейной корреляционной зависимости «плотность – скорость»; в мантии, ниже границы ***M***, плотность принимается постоянной с контролирующим ограничением $\sigma_M \geq 3.3\,\text{г/см}^3$ при $V_P \geq 8$ км/с. По плотностной матрице $\sigma(x.z)$ вычисляются значения средних в пределах профиля для каждого гипсометрического уровня. Найденные средние значения приравниваются к распределению зависящей только от глубины гидростатической плотности $\sigma_0(z)$.

По матрице избыточных плотностей $\Delta\sigma = \sigma(x.z) - \sigma_0(z)$ рассчитываются аномалии гравитационного поля на уровне дневной поверхности и аномалии масс вертикальных столбов до глубины z. Последние пересчитываются в аномалии литостатического давления (Красовский, 1989).

На рис.1 показаны этапы построения модельного плотностного разреза; на рис.2 – тот же разрез в изолиниях аномалий литостатического давления.

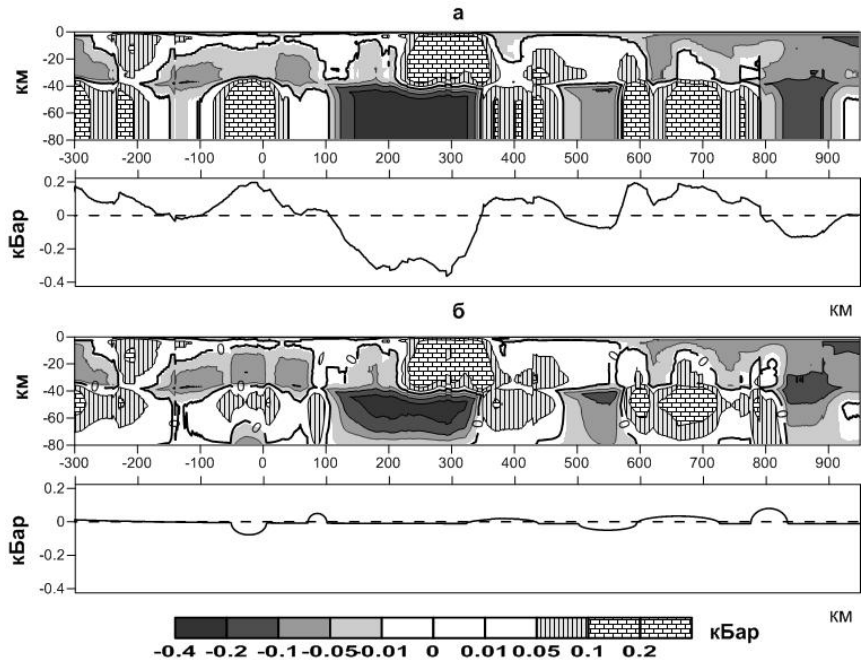


Рис. 2 Модели земной коры и верхней мантии в изолиниях аномального литостатического давления *ΔP=P-Pcp* и графики изменения *ΔP* на предполагаемом уровне изостатической компенсации 80 км:
а) модель с однородной мантией (вариации давления *ΔP* – в пределах 600 бар);
б) модель с подобранными мантийными блоками (вариации давления *ΔP* – в пределах 80 бар)

Модель с однородной мантией (рис.1а) порождает столбообразные аномалии литостатического давления ниже границы ***M***; на срезе предполагаемого уровня изостазии 80 км они меняются до 600 бар (рис.2а). Приравнивая к нулю аномалии давления на уровне изостатической уравновешенности и распределяя компенсирующие массы ниже границы ***M***, получаем блочное строение верхов мантии (рис.1б). При этом существенно уменьшается отклонение расчетного гравитационного поля от наблюденного. Поле остаточных гравитационных аномалий выбирается сингулярными источниками, локализованными в земной коре (рис.1в). Это не привносит заметных искажений в глубинные аномалии литостатического давления. Так на уровне предполагаемой изостазии аномалии давления не

превосходят 80 бар (рис.2б). Итоговая модель (рис.1г) с незначительной корректировкой плотности в коре и блочной структурой в мантии оптимальна как по невязке аномалий Буге, так и по распределению давлений на изостатическом уровне. Процесс раздельного подбора можно сделать итерационным и за счет перераспределения компенсирующих масс по всей толще модельного разреза добиться совпадения полей с любой заданной степенью точности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Красовский С.С.* Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова Думка, 1989. 246 с.
2. *Маловичко А.К.* Основной курс гравиразведки (часть вторая). Пермь: Пермский государственный университет, 1962. 278 с.
3. *Романюк Т.В.* Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса «КВАРЦ» // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11-23.

****

3D МОДЕЛИ КОНВЕКЦИИ В ПОРИСТОЙ СРЕДЕ

Миндубаев М.Г.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Обработка фактических материалов, собранных во многих районах нашей планеты, показала приуроченность повышенных значений температур и тепловых потоков, к структурам, перекрывающим нефтяные и газовые месторождения [1]. Анализ условий возникновения термоконвективных течений [1] в осадочном чехла показывает, что конвекция здесь скорее правило, чем исключение. В настоящей работе рассматривается трёхмерная конвекция в области с повышенной пористостью и проницаемостью, заполненная подвижным флюидом (нефтью, газом или водой).

Рассматривается однокомпонентная жидкость. При математическом моделировании примем: в качестве единицы длины – высота слоя H, скорости фильтрации – κ_{ef} / H, времени – bH^2/κ_{ef}, температуры – $A \cdot H$, давления – $\rho_0 \nu \kappa_{ef} / K$, где κ_{ef} – эффективный коэффициент температуропроводности среды, $b=(\rho c_p)_c/(\rho c_p)_f$ – отношение теплоёмкостей среды и флюида, A – градиент температуры, K – проницаемость пористой среды, ν – кинематическая вязкость флюида. Система безразмерных уравнений свободной тепловой конвекции в пористой среде для несжимаемой жидкости, имеет вид [2]:

$$\mathbf{u} = -\nabla p + Ra\,T\mathbf{1}_z, \tag{1.1}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u}\cdot\nabla T = \nabla^2 T, \tag{1.2}$$

$$\nabla\cdot\mathbf{u} = 0, \tag{1.3}$$

где $Ra = \alpha g H^2 AK / \nu\kappa_{ef}$ – модифицированное число Рэлея для пористой среды; $\mathbf{u} = \eta\,\mathbf{v}$ – скорость фильтрации флюида в пористой среде; η – пористость среды; $\mathbf{v}$ – скорость частиц флюида в порах; p – давление; T – температура; α – коэффициент теплового расширения воздуха); g − ускорение свободного падения.

Скорость фильтрации выразим через векторный потенциал скорости $\boldsymbol{\psi}$:

$$\mathbf{u} = \nabla\times\boldsymbol{\psi}. \tag{2}$$

Тогда уравнение неразрывности (1.3) выполняется автоматически. Мы принимаем, что нижняя и верхняя границы слоя являются изотермическими:

$$T=1 \quad z=0; \qquad T=0 \quad z=1.$$

На боковых границах принимаются различные граничные условия для температуры:

а) отсутствует тепловой поток на всех боковых границах:

$$\partial T/\partial x = 0, \qquad x=0 \text{ и } x=\lambda_x, \tag{3}$$
$$\partial T/\partial y = 0, \qquad y=0 \text{ и } y=\lambda_y,$$

б) на всех боковых границах поддерживается постоянный линейный градиент температуры:

$$T(z)=1-z, \qquad x=0 \text{ и } x=\lambda_x, \quad y=0 \text{ и } y=\lambda_y, \tag{4}$$

в) на одних противоположенных сторонах отсутствует тепловой поток, соответственно на двух других поддерживается постоянный линейный градиент температуры:

$$\partial T/\partial y = 0, \qquad y=0 \text{ и } y=\lambda_y,$$
$$T(z)=1-z, \qquad x=0 \text{ и } x=\lambda_x, \tag{5}$$

где $\lambda_x = L_x / H$ и $\lambda_y = L_y / H$ – аспектные отношения, характеризующие отношение горизонтальных линейных размеров области L_x и L_y к вертикальным размерам H.

Для компонент векторного потенциала скорости **ψ** согласно [3] принято:

$$\frac{\partial \psi_x}{\partial x} = \psi_y = \psi_z = 0 \qquad x = 0,\ \lambda_x$$
$$\frac{\partial \psi_y}{\partial y} = \psi_x = \psi_z = 0 \qquad y = 0,\ \lambda_y \tag{6}$$
$$\frac{\partial \psi_z}{\partial z} = \psi_x = \psi_y = 0 \qquad z = 0, 1$$

Применяя к уравнению (1.1) операцию *rot* и учитывая граничные условия (6), получаем, что во всей области, z компонента векторного потенциала ψ_z равна 0. Окончательно, система уравнений свободной тепловой конвекции в пористой среде в переменных (ψ_x, ψ_y, T) выглядит следующим образом:

$$\nabla^2 \psi_x = -Ra \frac{\partial T}{\partial y}, \tag{7.1}$$

$$\nabla^2 \psi_y = Ra \frac{\partial T}{\partial x}, \tag{7.2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_x \frac{\partial T}{\partial x} + u_y \frac{\partial T}{\partial y} + u_z \frac{\partial T}{\partial z} = \nabla^2 T, \tag{7.3}$$

где компоненты скорости **u** выражены через (ψ_x, ψ_y) согласно (2). Для численного решения уравнения (7.3) применялся локально однородный подход, позволяющий свести трёхмерную задачу к системе одномерных задач [4]. Для решения уравнений (7.1-7.2) использовалась схема последовательной верхней релаксации. Пространственный шаг дискретизации составлял 1/25.

Результаты численного моделирования. Численные исследования краевой задачи (7) с соответствующими граничными условиями (3-6) проведено при различных значениях модифицированного числа Рэлея *Ra*. За начальное распределение температуры принято линейное распределение по вертикальной координате *z*. Основные результаты получены на примерах с аспектными отношениями $\lambda_x = \lambda_y = 4$. На рис.1 представлены распределения температуры T на середине слоя $z=0.5$. Восходящие потоки с повышенным значением температуры выделены на рисунках *светлым* тоном, соответственно нисходящие с пониженным значением температуры – *тёмным*. Из анализа конвективной устойчивости для бесконечного плоского слоя, критическое число Рэлея составляет $Ra_{\text{кр}}=4\pi^2$[2]. На рис.1 представлены распределения температуры для граничных условий (3) при различных аспектных отношениях. Для числа $Ra=50$ чётко прослеживается ячеистая структура

конвекции. Для числа Рэлея Ra=75 наблюдается симметричная конвекция. Качественно иная пространственная структура получена для граничных условий (4). Для комбинированных граничных условий (5), получены распределения близкие к валиковой конвекции, которая реализуется в двумерной области. Надо отметить, что все полученные решения для 3D конвекции в рассмотренном диапазоне чисел Рэлея, в отличие от 2D конвекции, являются нестационарными. Реализуется квазистационарные режимы с периодами существенно превышающим *характерное* время конвекции, и с качественным сохранением пространственного распределения структуры конвекции, отражённых на представленном рис.1. Области с восходящими потоками соответствуют областям с *повышенным* тепловым потоком, соответственно нисходящие с *пониженным* тепловым потоком.

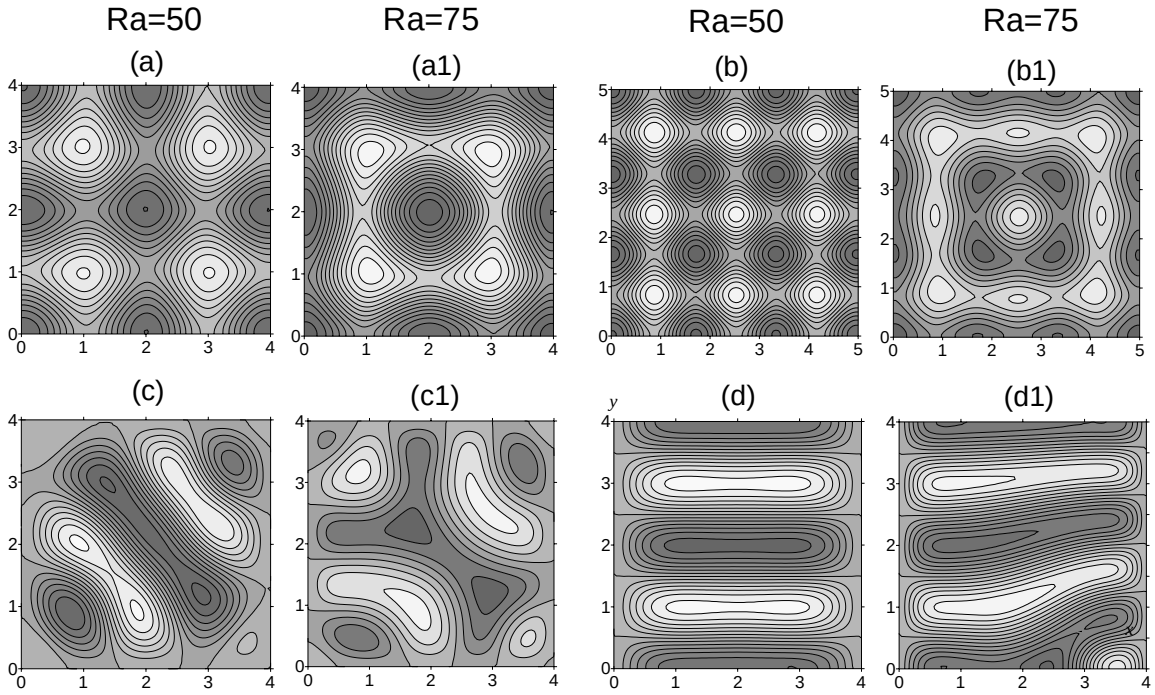


Рис.1. Изолинии распределения температуры T на середине слоя z=0.5 при значениях модифицированного числа Рэлея Ra=50 (a,b,c,d) и Ra=75 (a1,b1,c1,d1); граничные условия для температуры (3) – (a,a1,b,b1); граничные условия для температуры (4) – (c,c1); граничные условия для температуры (5) – (d,d1); аспектные отношения $\lambda_x = \lambda_y$=4 (a,a1,c,c1,d,d1) и $\lambda_x = \lambda_y$=5 (b,b1).

Таким образом, в зависимости от чисел Рэлея, характеризующим интенсивность конвекции и типа граничных условий реализуются различные пространственные режимы конвекции. Это может находить отражение и в пространственном распределении тепловых потоков над пористыми коллекторами, заполненных водой, нефтью или газом.

Литература

1. *Мясников В.П., Иванов В.В*. Геотермические аномалии пористых коллекторов, заполненных подвижными флюидами.//Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов: сб.ст. М.: Наука, 1984 г.
2. *Гершуни Г. Э., Жуховицкий Г. М.* Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука. 1972. 392с.
3. *Hirasaki G.J., Hellums J.D.* A general formulation of the boundary conditions on the vector potential in three dimensional hydrodynamics // Quart. App. Math. – 1968. – V.16, N.3. P.331-342.
4. *Самарский А.А*. Теория разностных схем. М.: Наука. 1989. 616с.

****

УДК 550.831.01

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ МОДИФИКАЦИЙ МОНТАЖНОГО МЕТОДА ПРИ РЕШЕНИИ НЕЛИНЕЙНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ РУДНОГО ТИПА

Мичурин А.В., тел. (342) 216-10-08, факс (342) 216-75-02, ami.perm@mail.ru
Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

Annotation. We present algorithms of regulated direct decrystallization and recrystallization which realize the finite element approach to the gravity inverse problem solution. These algorithms have wide ability for formalized accounting of a priory information about the geometry of field sources. Their efficacy are confirmed by results of calculating experiments.

Обратные задачи геофизики (в том числе задачи гравиметрии и магнитометрии) относятся к классу некорректных задач, т.е. их решение в общем случае является неоднозначным и неустойчивым. Поэтому каждый новый метод и его программно-алгоритмическая реализация для их решения представляет существенный интерес, а проблема разработки новых модификаций методов является актуальной.

Среди применяющихся на практике методов решения нелинейной обратной задачи гравиметрии наиболее широкое распространение имеют различные модификации метода подбора, базирующиеся на итерационной корректировке геометрических параметров «стартовых» петроплотностных и петромагнитных моделей геологической среды. Процесс корректировки модели обычно заканчивается при достижении требуемого (достаточно малого) значения невязки наблюденного и модельного полей.

Однако во многих случаях результаты интерпретационных построений, отвечающие сравнительно малому значению невязки между наблюденным и подобранным полями, могут противоречить имеющимся представлениям о формах, размерах и пространственных взаимоотношениях геологических тел в изучаемом объеме среды. В качестве альтернативы традиционным методам решения обратной задачи можно рассматривать конечно-элементный подход к описанию изучаемого объема геологической среды, названный В.Н. Страховым, М.И. Лапиной, Овчаренко А.В. [6, 7] «монтажным методом» и получивший свое развитие в работах П.И. Балка. Монтажный подход к решению обратной задачи гравиметрии (ОЗГ) снимает проблему неустойчивости в ее классическом понимании. Конечная размерность модели и природные ограничения на ее плотностные (магнитные) и геометрические параметры изначально приводят к компактному множеству возможных решений, а учет определенного объема априорной информации обеспечивает получение геологически-содержательных решений обратных задач.

Метод регулируемой направленной кристаллизации (РНК) до недавнего времени был реализован только в двумерном варианте, т.е. для источников поля, имеющих бесконечное простирание в направлении, перпендикулярном к исследуемому профилю. Имелся также небольшой опыт использования 2.5 D – модификации монтажного метода, предполагающей наличие ограничений на размеры аномалиеобразующих объектов по простиранию, при одинаковой конфигурации их сечений в любой из плоскостей, параллельных моделируемому профилю [2, 5]. В 2007 году П.И. Балком и др., вследствие невозможности получения удовлетворительных результатов решений обратных задач в рамках 2 D и 2.5 D задач для множества геологических тел и структур, была проведена оценка принципиальной возможности развития монтажного подхода для решения обратной задачи в 3 D постановке, а также была осуществлена его программно-алгоритмическая реализация [3].

Новая модификация монтажного метода – РНР (впервые предложенная П.И. Балком [1], но программно не реализованная) может рассматриваться как конечноэлементный аналог стратегии отрицательных последовательных приращений модели из работы [4]. В простейшей постановке обратной задачи для изолированного тела Ω^T известной плотности $\sigma^T > 0$, решения обратной задачи при раскристаллизации состоит в том, чтобы, отправляясь от заданной связной конфигурации Ω^0, заведомо включающей в

себя аномалиеобразующий объект, выстроить конечную последовательность конфигураций $\Omega^1,\Omega^2,...,\Omega^n$, имеющую пределом некоторую область Ω^n, поле которой при подобранной плотности σ^n согласуется с наблюденным гравитационным полем. Очередное приближение к модели Ω^i, $i=1,2,...,n$ в данном случае образуется путем удаления из $\Gamma[\Omega]$ одного элемента ω_α, минимизирующего невязку наблюденного и модельного полей ε. Для каждой «пробной» конфигурации Ω^i вычисляется свое значение плотности σ^i. С увеличением числа итераций n монотонно возрастает плотность модели, критерием достижения решения является условие $\sigma^n \approx \sigma^T$.

В рамках другой модификации монтажного метода - РНП - возможно на отдельно взятой итерации как увеличение, так и уменьшение ранее построенной конфигурации Ω^i за счет добавления или удаления одного (или даже одновременно нескольких) элементов замощения ω_α из $O[\Omega]$ или $\Gamma[\Omega]$ соответственно, что позволило существенно снизить вычислительные затраты при моделировании сложнопостроенных геоплотностных сред, а также отобразить их фрактальные особенности.

Автором, в процессе программной реализации выше представленных идей П.И. Балка, алгоритм РНП был дополнен возможностью моделирования на сетках разного размера, что позволило сократить вычислительные затраты при решении ОЗГ. Следует так же отметить, что нет принципиальных отличий в возможности формализованного учета априорной информации о моделируемых объектах для модификаций РНК, РНР и РНП, что выгодно отличает их от «прототипа» - метода последовательных приращений модели. Все перечисленные алгоритмы были протестированы на модельных и практических примерах (рис. 1). Доказана высокая устойчивость представленных алгоритмов к наличию помех в исходных данных и к выбору начального приближения. Преимуществом является также способность алгоритмов выходить из областей локальных минимумов в процессе решения ОЗГ.

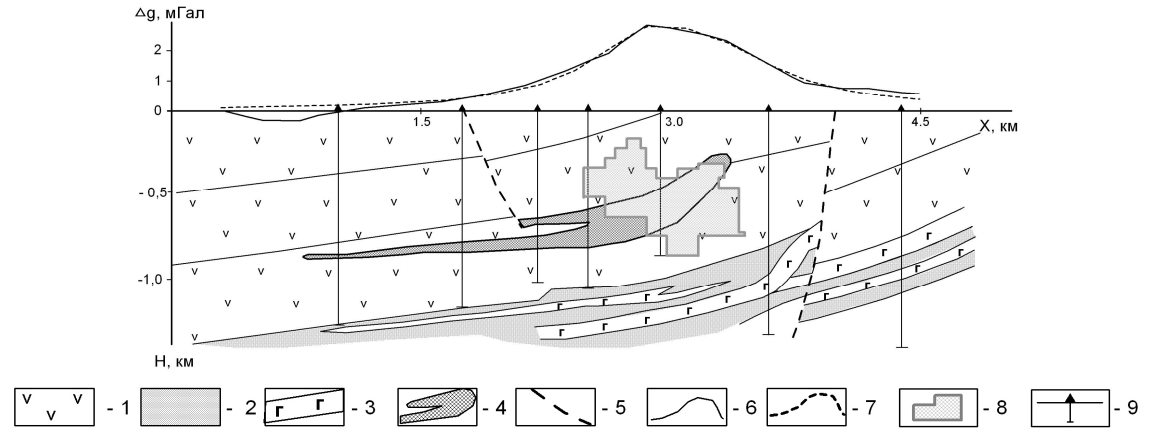


Рис. 1. Результат решения ОЗГ монтажным методом в модификации РНП с использованием разных сеток на месторождение платино-медно-никелевых руд:
1 - породы туфолавовой толщи; 2 - отложения тунгусской серии; 3 - силлы габбро-долеритов; 4 - рудоносная интрузия; 5 - дизъюнктивные нарушения; графики полей: 6 – наблюденного, 7 - модельного; 8 – подобранный объект; 9 - буровые скважины
Примечание: размер элемента замощения на первом этапе решения ОЗГ - 125 м, а на третьем (заключительном) – 31,25 м.

В результате проведенного сравнительного анализа возможностей трех модификаций монтажного метода: РНК, РНР и РНП на сетках разного размера свидетельствует о следующем:

1. При одинаковых размерах элементов замощения ω_α (в случае РНП на сетках разного размера – на заключительном этапе также используется этот же размер ω_α)

анализируемые модификации монтажного метода обеспечивают достижение близких значений невязки «наблюденного» и модельного полей, при числе итераций N, обратно пропорциональном размеру ω_α .

2. Наименьшее время вычислительного процесса при одинаковой достигнутой точности решения характерно для модификации РНП на сетках разного размера.

3. Число итераций N для РНР существенно зависит от размера начальной конфигурации Ω^0 и для разных соотношений площадей фигур Ω^0/Ω^* может быть различным.

4. Дискретный характер преобразования носителя масс при решении ОЗГ влечет за собой отсутствие монотонного убывания для зависимости невязки полей ε от числа итераций N как для модификации РНК, так и для модификации РНР; возможно незначительное увеличение ε на отдельных этапах процесса при убывающем с числом N тренде.

5. Для РНП на сетках разного размера отсутствие монотонного убывания для зависимости невязки полей ε от числа итераций N, кроме указанной выше, связано еще и с характерной особенностью алгоритма (на отдельно взятой итерации возможно как увеличение, так и уменьшение ранее построенной конфигурации за счет добавления или удаления одного элементов замощения).

Неоспоримым преимуществом монтажных технологий решения ОЗГ является возможность естественного расщепления основного итерационного процесса на ряд взаимонезависимых подпроцессов, выполнение которых может осуществляться одновременно. С участием сотрудников Пермского госуниверситета осуществлялось распараллеливание программы оценки достоверности интерпретационных построений, базирующейся на решении серии ОЗГ монтажным методом. Установлено, что применение высокопроизводительных вычислительных кластеров позволяет кардинально снизить время расчета.

В заключение отметим, что все охарактеризованные подходы к решению ОЗГ могут быть перенесены в область магнитометрии.

Работа выполнена при поддержке Уральского отделения РАН (по результатам конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов 2011 г.) и РФФИ (грант № 10-05-96023-р_урал_а). Автор 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. Математический формализм и невостребованные идеи в теории интерпретации потенциальных полей //Геофизика. 2002. № 2. С. 41-46.
2. Балк П.И. Долгаль А.С., Балк Т.В. Сеточные модели плотностной среды и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки //Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 127-134.
3. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Теория и опыт применения монтажного подхода к решению трехмерных обратных задач гравиметрии //Геофизический журнал. 2009. №5. Т. 31. С. 128-140.
4. Булах Е.Г., Зейгельман М.С., Корчагин И.Н. Автоматизированный подбор гравитационных и магнитных аномалий: программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. Деп. в ВИНИТИ № 8363-В86. 1986. 235 с.
5. Долгаль А.С. Решение обратной задачи гравиразведки при поисках медно-никелевых руд //Геофизический журнал. 1993. № 6. С. 83-88
6. Овчаренко А.В. Подбор сечения двухмерного тела по гравитационному полю //Вопросы нефтяной и рудной геофизики. Алма-Ата: Изд-во Казахского политехн. ин-та. 1975. Вып. 2. С. 71-75.
7. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии //Доклады Академии наук. 1976. Т. 227. №2. С. 344-347.

УДК 528.88

ЧАСТОТНО-КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МАГНИТНОГО ПОЛЯ (В РАЗДЕЛЁННЫХ ПОЛЯХ) ПРИ МОНИТОРИНГЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Л.Ф. Московская, lf_mosc@mail.ru
Санкт-Петербургский филиал Института Земного Магнетизма, Ионосферы и Распространения Радиоволн РАН им. Н.В. Пушкова

Разработан метод частотно-корреляционного анализа данных мониторинга магнитного поля. Особенностью решения является то, что спектральное оценивание выполняется независимо для совокупности компонент, выделенных из исходного сигнала и имеющих разную степень гладкости. Для разделения полей использован оригинальный алгоритм робастной фильтрации. Компоненты подвергаются корреляционному анализу в скользящем окне длиной T секунд с использованием пары эталонных ортогональных на дискретной сети единичных векторов $1_{sin}(T)$, $1_{cos}(T)$. Вычисляются средние значения корреляций на заданном интервале оценивания.

Преимуществом подхода является то, что при его использовании составляющая с основной энергией в заданной полосе частот подвергается спектральному анализу, минимально зависящему от амплитуды колебаний. Таким образом, развитый анализ сигнала фокусирует даже слабо проявившиеся колебательные процессы.

Тектоника Японии определяется взаимодействием пяти литосферных плит: Охотской, Тихоокеанской, Филиппинской, Евразийской и Амурской. Взаимные перемещения литосферных блоков, механические напряжения вызывают сейсмическую активность региона. Геодинамические процессы отражаются в характерных функциональных изменениях магнитного поля. С регулярными резкими бросками уровня (магнитными ударами) и периодами стабилизации. Переходные зоны характеризуются большой нестабильностью (вариабельностью) поля. Магнитные удары, по-видимому, вызваны характером движения магнитных масс блоков литосферы. Накапливающиеся в результате встречного движения плит и сил противодействия энергия высвобождается в сейсмических событиях. Катастрофическим оказалось землетрясение (M=10), произошедшее 11 марта 2011 года. В компонентах магнитного поля данное событие проявилось характерным магнитным ударом.

Особенности “дыхания” тектонических процессов при перемещении намагниченных литосферных блоков отражаются в характере вариаций на картах частотно-корреляционных портретов, построенных по результатам мониторинга магнитного поля, в различных частотных диапазонах. Магнитный удар часто предваряется колебательным процессом, который захватывает некоторую частотную область и прослеживается в данных на протяжении нескольких суток мониторинга.

Период магнитной вибрации среды связан с интенсивностью перестройки магнитного поля и глубиной эффективной аномальной области. Наряду с низкочастотными процессами индикатором кинематики литосферных блоков являются и высокочастотные компоненты поля. В частности, катастрофическому событию 11 марта предшествовал характерный длительный период резкого спада “магнитного шума”, наиболее отчётливо зафиксированный в компонентах магнитного поля в обсерватории Какиока.

В работе использованы данные магнитных измерений трёх обсерваторий Японии (WDC for Geomagnetism, Kyoto) с дискретностью 1 секунда, а также каталог сейсмических событий (U. S. Geological Survey Earthquake Data Base).

****

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОРИЕНТАЦИОННОГО КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА МАГНИТНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО И КИНЕМАТИЧЕСКОГО ПОЛЕЙ В ЯПОНИИ

Л.Ф. Московская, lf_mosc@mail.ru
Санкт-Петербургский филиал Института Земного Магнетизма, Ионосферы и Распространения Радиоволн РАН им. Н.В. Пушкова

При мониторинге векторных физических полей и процессов возникает задача контроля за вариациями направлений. Изучаемые явления могут быть весьма разнообразными: течение жидкости, перемещение воздушных масс, излучение, направление прихода магнитной или сейсмической волны. Причины вариаций направлений могут быть различными и являться результатом действия многих факторов. В формировании результата может попеременно преобладать тот или иной. При исследовании структуры полей необходимо выявить ряд обобщённых направлений процесса.

В работе развит математический аппарат кластерного анализа ориентационной структуры векторных геофизических полей. По множеству реализаций выделяется совокупность обобщённых направлений кластеров, вокруг которых группируются частные реализации.

Обсуждаются результаты кластерного анализа ориентационной структуры магнитного поля, зарегистрированного на полуострове Босо в 2000 году. Проводится сопоставление результатов с данными каталога землетрясений.

Обнаружены существенные изменения в ориентационной структуре магнитного поля в интервалы времени, соответствующие сейсмической активизации литосферы. Азимутальный портрет направлений кластеров в возмущённые сутки имеет ярко выраженную асимметрию. Суммарные векторы направлений кластеров обращены к вулканической области извне. Это может означать, что существует внешний источник активизации сейсмической зоны, сопровождаемый магнитными излучениями. Интервал времени наблюдения, предваряющей взрыв сейсмической активности, содержит заметно большее число суток с асимметричным азимутальным портретом, по сравнению с временным интервалом спада активности. Кластерный анализ ориентационной структуры может использоваться для регистрации обобщённых статистических параметров магнитного поля, являющихся предвестниками усиления сейсмической активности.

Возможность исследования ориентационной структуры методом кластерного анализа и выделения ряда приоритетных направлений может явиться основой для проведения более тонкого тензорного регрессионного анализа в робастных методах оценивания импеданса при мониторинге электромагнитного поля.

Выполнено исследование влияния сейсмографической помехи на измерения магнитного поля аппаратурой MVC-3DS. Корреляционные связи геофизических полей исследовались по результатам дирекционного кластерного анализа магнитного поля. Использовался статистический метод обработки. Оценки выполнялись на множествах. Было введено расширенное определение корреляции с нежёсткой метрикой расстояния. Данная модификация численной обработки лучше соответствует задачам выявления связей между квазилинейными процессами, для векторов, порождённых потоками дискретных событий с высокой степенью разреженности компонент.

Зафиксировано влияние сейсмических колебаний грунта на результаты магнитных измерений. Эффект зарегистрирован без использования синхронных записей сейсмографа, размещённого вблизи магнитных станций. Анализу подвергались не записи обсерваторий, но магнитные данные, полученные в регионе с высокими техногенными помехами. Исследовалась реакция магнитных станций не на отдельное мощное землетрясение, но на поток сейсмических событий различной энергетической силы.

Аппарат кластерного анализа, применённый к GPS временным рядам, выявил характерные изменения ориентационной структуры поля локальных сил, предваряющие сейсмические события значительной интенсивности.

Выражаем глубокую признательность японским коллегам, в первую очередь проф. М. Хаякава, за предоставленные сейсмические и магнитные данные.

****

О ПРИМЕНЕНИИ ОБЩЕЗЕМНЫХ БАЗ ВЫСОТНЫХ ДАННЫХ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Л.А. Муравьев. mlev@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург, Россия

On some practical examples of geophysical tasks comparison of Digital Elevation Models, available in Internet sources: GTOPO, SRTM and ASTER is conducted. Some charactericstics of models are listed, comparison with accurate geodetic data is carried out

Данные дистанционного зондирования Земли, в том числе спутниковые снимки, все более активно используются для решения широкого спектра задач геодезии, мониторинга, экологии и хозяйства. Сейчас информация о глобальных цифровых моделях рельефа Земли (ЦМР) доступна широкому кругу пользователей Интернета. Настоящее исследование на нескольких примерах иллюстрирует применимость глобальных цифровых высотных данных для определения высоты точки наблюдения при проведении геофизических исследований.

GTOPO (или GTOPO30) – это цифровая модель рельефа с детальностью 30 угловых секунд, что соответствует примерно 1 километру. GTOPO фактически представляет собой свод информации о рельефе земли со всех имеющихся топографических карт разных стран по нескольким растровым и векторным источникам информации [1]. Работа над моделью выполнялась в течение 3 лет геологической службой США и завершена в конце 1996 года.

SRTM (Shuttle radar topographic mission) – осуществленная в феврале 2000г с борта космического корабля многоразового использования "Шаттл" радарная интерферометрическая съемка поверхности земного шара [2]. Съемка проведена над почти всей территорией Земли между 60° северной широты и 54° южной широты. Результатом съемки стала цифровая модель рельефа 85% поверхности Земли.

Данные SRTM существуют в нескольких версиях: предварительные (версия 1, 2003 г) и окончательная (версия 2, февраль 2005 г). Окончательная версия прошла дополнительную обработку, выделение береговых линий и водных объектов, фильтрацию ошибочных значений. Данные распространяются в нескольких вариантах – сетка с размером ячейки 1 угловая секунда и 3 угловые секунды. Более точные односекундные данные (SRTM1) доступны на территорию США, на остальную поверхность земли свободно распространяются только загрубленные трехсекундные данные (SRTM3).

Кроме того, существует версия 3, данные которой получены организацией CIAT путем обработки, обеспечившей получение гладких топографических поверхностей, и интерполяцию областей, в которых отсутствовали исходные данные [3]. Версия 4 представляет собой данные с полностью покрытыми пустотами с максимальным разрешением по алгоритмам, разработанным CGIAR-CSI [4]. Данные доступны для свободного скачивания в Интернете, в виде фрагментов 5×5 градусов.

ASTER GDEM. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER, усовершенствованный спутниковый радиометр теплового излучения и отражения) – один из пяти сенсоров дистанционного зондирования, установленных на спутнике Terra, запущенном NASA в 1999 году и действующем до сих пор. Сенсор собирает данные дистанционного зондирования земли на нескольких диапазонах, от видимого до инфракрасного. В 2009 году NASA и Японское министерство экономики, торговли и

промышленности (METI) представили результат обработки всего накопленного объема данных, полученного этим сенсором. Путем проведения стереоскопической корреляции 1.3 миллиона снимков получена цифровая модель рельефа поверхности суши между 83° с.ш. и 83° ю.ш. [5] Таким образом, съемкой высокой детальности покрыты приполярные области. Разрешение модели составило 1 угловая секунда. Однако существующие в настоящий момент данные обладают рядом недостатков. В частности, недостаточно точно выделяются водные объекты (на их месте присутствует интенсивный шум), имеются сдвиги в плане, артефакты, а на некоторые области данные отсутствуют вовсе [6]. Поэтому каждому фрагменту цифровой модели соответствует файл с информацией о качестве высотной информации в каждой точке. Для замены аномальных и отсутствующих значений в некоторых местах использованы значения высот SRTM и цифровых моделей США, Канады, Аляски. Данные доступны для скачивания по несколько сложной, но бесплатной системе заказов с сайта NASA WIST.

Характеристики всех трех цифровых моделей рельефа приведены в таблице 1.

Таблица 1. Параметры глобальных цифровых моделей рельефа

Модель	Размер каждого файла	Разрешение	Охват	Выходной формат	Объем файла	Происхождение
GTOPO	4800x6000 (40°x50°)	30 угловых секунд (1 км)	90° с.ш. - 90° ю.ш.	DEM	55 Мб	Топографические данные
SRTM v2	3601x3601 (1°x1°)	3 угловые секунды (100 м)	60° с.ш. - 54° ю.ш.	HGT	3 Мб	Радиоинтерферометрия с борта «Шаттла»
SRTM v3, 4	18001x18001 (5°x5°)	3 угловые секунды (100 м)	60° с.ш. - 54° ю.ш.	GeoTIFF или ASCII	70 Мб	Обработка SRTM v2
ASTER GDEM	3601x3601 (1°x1°)	1 угловая секунда (30 м)	83° с.ш. - 83° ю.ш.	GeoTIFF	26 Мб	Стерео-корреляция спутниковых снимков

Анализ точностей матриц высотных данных проводился как разработчиками каждой модели, так и несколькими коллективами ученых разных стран мира. Некоторые оценки точности матрицы SRTM приведены в [7] и [8]. В последней работе приведены ссылки и на другие сопоставления.

Для обзора характерных техногенных особенностей, нашедших отражение в цифровых данных, в докладе представлены модели территории окрестностей Екатеринбурга по всем трем источникам. Сопоставлены данные GTOPO и ASTER с моделью SRTM версии 4, как наиболее надежной.

Рельеф SRTM на площади концессии ГРО «Катока» в республике Ангола сопоставлен с выполненной предприятием “Аэрогеофизика” аэросъемкой с помощью радиовысотомера (данные определены со среднеквадратической погрешностью 0.92 м). Общая картина местности на обеих картах повторяется, но заметны некоторые различия и имеет место постоянный сдвиг около 20 м. Максимальные расхождения между двумя съемками достигают по амплитуде 30 м, и имеют разный знак. Отличия приурочены в основном к областям с резким переменным рельефом (долины рек), что может быть объяснено неточным определением плановых координат точек в методе SRTM.

На Западно-Байкаловском участке (Тюменская обл.) площадью 420 км^2 Горным Институтом УрО РАН, в 2004-05 гг проводились гравиметрические и магниторазведочные работы. Определение высоты пунктов наблюдений по сети 200 на 1000 м осуществлялось нивелированием и с помощью GPS аппаратуры Trimble. Точность определения высот составила ±0.15 м. На примере данного участка выполнено сравнение результатов топосъемки со всеми тремя моделями. Наибольшей погрешностью и максимальным отклонением отдельных точек характеризуется модель ASTER. Расхождение между SRTM и топосъемкой составляет 18 м, стандартное отклонение 3 м. Несмотря на меньшую детальность, наиболее точно соответствует рельефу модель GTOPO, ее отличие от геодезии составляет 15 м.

На примере двух участков на Курильских островах выяснено, что модели SRTM и ASTER на эти территории достаточно близко совпадают, и последняя не содержит грубых выбросов, выявленных нами на других объектах. Сопоставление с результатами точной геодезической съемки на о.Уруп выявило погрешность модели 12 м. Поэтому для высотной привязки точек наблюдений фирмой МП «Электра» при геофизических работах на парогидротермы в 2011 г на о.Парамушир за основу были использованы данные ASTER. Для получения более детальных данных о высоте в условиях сильно изрезанного рельефа Курильских островов применены измерения барометрическим высотомером, встроенным в навигационный приемник GPS Garmin 76CSx.

Полученные результаты сопоставления моделей на данных участках позволили сделать вывод о применимости данных GTOPO для региональных исследований в качестве основы для проведения комплексной интерпретации гравитационного и магнитного поля для изучения глубинного строения Урала. Модель ASTER на данной территории имеет значительное количество пропусков и выбросов данных, а наиболее детальная модель SRTM не покрывает северную часть участка исследований.

Результаты сравнения всех трех цифровых моделей отражены в таблице 2. Приведены значения наибольшего отклонения между моделью и альтернативным источником сравнения (топосъемка, барометрический высотомер, другая цифровая модель). Оценка погрешности выполнена по формуле $\sigma = \sqrt{(H1 - H2)^2 / N}$, где *H1* и *H2* – высоты для каждого источника данных, *N* – количество точек сопоставления.

Таблица 2. Результаты сопоставления глобальных цифровых моделей рельефа на некоторых участках

Объект, высотные данные	Размер участка	Назначение, детальность работ	Источники данных для сопоставления	максимальное отклонение и погрешность, м
Екатеринбург	45×40 км	Обзор	SRTM – GTOPO SRTM – ASTER	max=92 σ=15 max=190 σ=12
Ангола, Катока	19×40 км	Аэромагнитная съемка, 1:5000	SRTM – радарная съемка с вертолета	max=54 σ=5
Тюменская область, Байкаловский участок	18×24 км	Углеводороды, 1000×200 м	SRTM – геодезия ASTER – геодезия GTOPO – геодезия	max=18 м σ=3 max=90 σ=7 max=15 σ=3
Курильские о-ва, о.Уруп, SRTM	1.8×1.8 км	Золото, М1:2000 и 1:5000	SRTM – геодезия ASTER – геодезия	max=56 σ=12 *max=60 σ=12*
Курильские о-ва, о.Парамушир ASTER	2×10 км	Парогидротермы, 500 м,непр.съемка	ASTER – SRTM SRTM – барометр.выс.	max=15 σ=10 max=90 σ=10-15
Уральский регион, для SRTM южная часть	19×14° (19×8°)	Региональные 10×10 км	ASTER – GTOPO SRTM – GTOPO	max=500 σ=23 max=370 σ=18

Вопрос применимости глобальных цифровых высотных данных в качестве альтернативы стандартным методам построения модели рельефа местности, на мой взгляд, должен решаться в каждом случае индивидуально, в зависимости от поставленной задачи, характеристик рельефа и требуемой точности высотной привязки.

Данные GTOPO обладают максимальным покрытием, наименьшим разрешением, но идеально подходят для решения региональных задач. Также они вполне применимы в качестве предварительной оценки рельефа для работ масштаба до 1:100000.

Данные SRTM могут применяться для оценки сложности предстоящих топографо-геодезических работ, планирования их проведения, а также могут оказать помощь при проектировании расположения профилей и других объектов еще до проведения топосъемки.

Это наиболее достоверная на настоящий момент глобальная цифровая модель рельефа. Наибольший ее недостаток – отсутствие покрытия областей севернее 60° по широте.

Несмотря на втрое большую детальность, матрица ASTER DGEM обладает рядом недостатков и перед ее применением для решения практических задач на конкретном участке, необходимо выполнять анализ и сопоставление с данными других моделей.

Результаты геодезических работ для выполнения сравнения были предоставлены заказчиками и исполнителями работ: ГРО «Катока» (Ангола), Фгеоконсалтинг (г. Тюмень), МП Электра (г.Южно-Сахалинск). ASTER GDEM is a product of METI and NASA.

Литература

1. GTOPO30: http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info
2. The shuttle radar topography mission. / Farr Tom G., Hensley Scott, Rodriguez Ernesto, Martin Jan, Kobrick Mike. // CEOS SAR Workshop. Toulouse 26-29 Oct. 1999. Noordwijk. 2000, c. 361-363.
3. Jarvis A., H.I. Reuter, A. Nelson, E. Guevara, 2006, Hole-filled seamless SRTM data V3, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), http://srtm.csi.cgiar.org/PDF/Jarvis4.pdf
4. http://srtm.csi.cgiar.org/
5. Общее описание ASTER GDEM на сайте GIS-Lab: http://gis-lab.info/qa/aster-gdem.html
6. Virtual Earth products http://www.viewfinderpanoramas.org/reviews.html#aster
7. Высотные данные SRTM против топографической съемки. Современные проблемы геофизики Восьмая молодежная школа по геофизике. Сборник научных материалов. Пермь 2007
8. Ю.И. Карионов Оценка точности матрицы SRTM. http://www.racurs.ru/?page=506

****

УДК 550.34.01+551.24.065

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Л.И.Надежка[1], О.М.Ипполитов[2], Э.И.Золототрубова[2]
Тел. 473-255-7844 <nadezhka@geophys.vsu.ru>
[1]Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
[2]Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия

Аннотация

Heterogeneities of the density of different hierarchical classes are found in the lithosphere of the VCM.

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) является фундаментом одноименной антеклизы - одной из крупнейших структур Восточно-Европейской платформы. На уровне эрозионного среза докембрия в его структуре выделяется ряд крупных мегаблоков: Брянский, Курский, Хоперский и разделяющая два последних Лосевская шовная зона (рис.1). Эти структуры отличаются строением эрозионного среза и историей своего развития [1, 2, 3].

Информация о пространственном распределении плотностных неоднородностей различных сегментов ВКМ имеет как теоретическое значение, в частности, для уточнения представлений о петрофизическом строении исследуемой территории, установлению причинно–следственных связей глубинного строения и современных сейсмотектонических процессов, так и прикладное, включая металлогению, оценку сейсмической активности и другие аспекты.

Выявление плотностных неоднородностей в литосфере ВКМ выполнено на основе трехмерной плотностной модели региона. Построение модели выполнялось по методике послойной аппроксимации источников аномального поля с меняющейся по глубине

плотностью, разработанной в Институте геофизики НАН Украины [4]. Вычисления проводились относительно значения плотности верхней мантии 3,4 г/см. Для учета боковых эффектов использовались генерализированные данные о структуре и значениях плотности коры во всех направлениях на расстоянии 400 км. Вычисления проводилось по сети 25*25 км, что соответствует масштабу 1:2 500 000 результирующих построений.

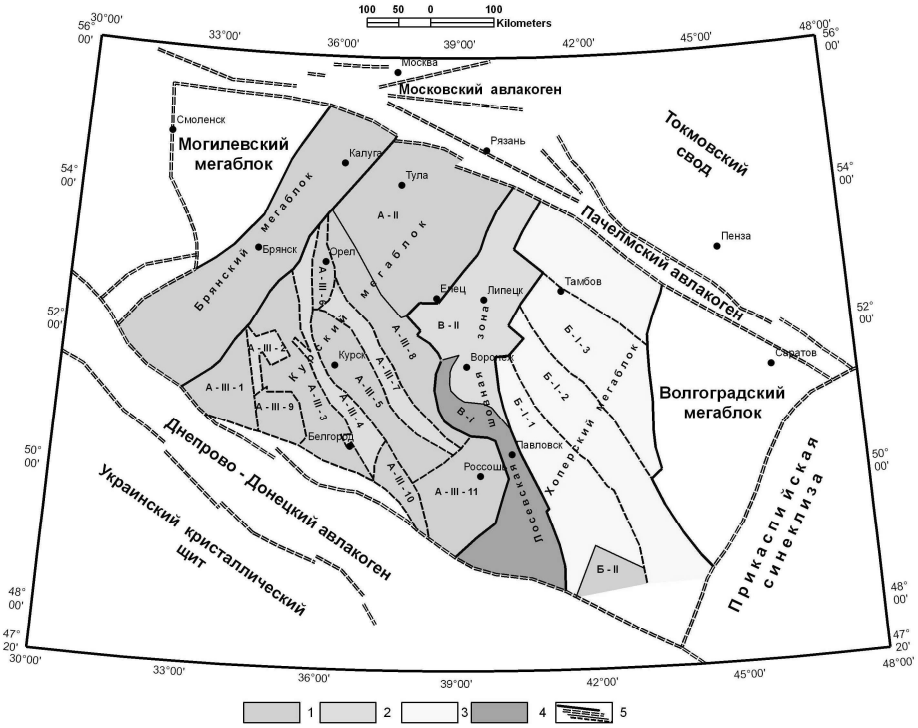


Рис. 1 Схема структурно-блокового строения ВКМ (В.И.Лосицкий, 1999)
1 – раннеархейский (AR_1) структурно-формационный комплекс (СФК); 2 – СФК этапа рифтогенеза (AR_2 - PR_1); 3 – СФК этапа формирования перикратонных впадин (AR_2 - PR_1); 4 – СФК этапа орогенеза, плагиогранитная формация (PR_1^1); 5 – тектонические разломы различной глубины заложения.

В качестве исходных использовались следующие материалы: данные ГСЗ о мощности земной коры и отдельных ее слоях; скоростные характеристики различных глубинных уровней; корреляционная зависимость скорости(Vp) и плотности; информация о плотности осадочного чехла; плотностная характеристика эрозионного среза фундамента и верхней части кристаллической коры (в т.ч. - по данным бурения); аномальное гравитационное поле в редукции Буге.

Аномальное гравитационное поле ВКМ обнаруживает четкую региональную зональность, которая выражается в чередовании крупных отрицательных и положительных аномальных зон, осложненных локальными элементами гравитационного поля разного знака (рис.2).

Максимальный перепад аномального гравитационного поля составляет 70 мГл. В эрозионном срезе фундамента региональным аномалиям соответствуют мегаблоки: Могилевский и Курский - отрицательным, Брянский, Хоперский и Лосевская шовная зона – положительным.

При построении трехмерной плотностной модели земная кора подразделялась на несколько уровней: осадочный чехол, верхняя часть кристаллической коры до глубины 5 км, средняя–нижняя кора до поверхности Мохо и верхи мантии от поверхности Мохо до 100 км. Осадочный чехол представлен, в основном, терригенными и терригенно–карбонатными образованиями с плотностью от 2,2 до 2,5 г/см^3. В процессе моделирования плотность его не изменялась. Верхняя часть кристаллической коры включает в себя неоднородности кристаллического фундамента до 5 км. Высокая степень изученности плотностных

характеристик эрозионного среза докембрия ВКМ позволила достаточно уверенно выделить аномалеобразующие объекты верхней части земной коры с большой степенью детальности[5].

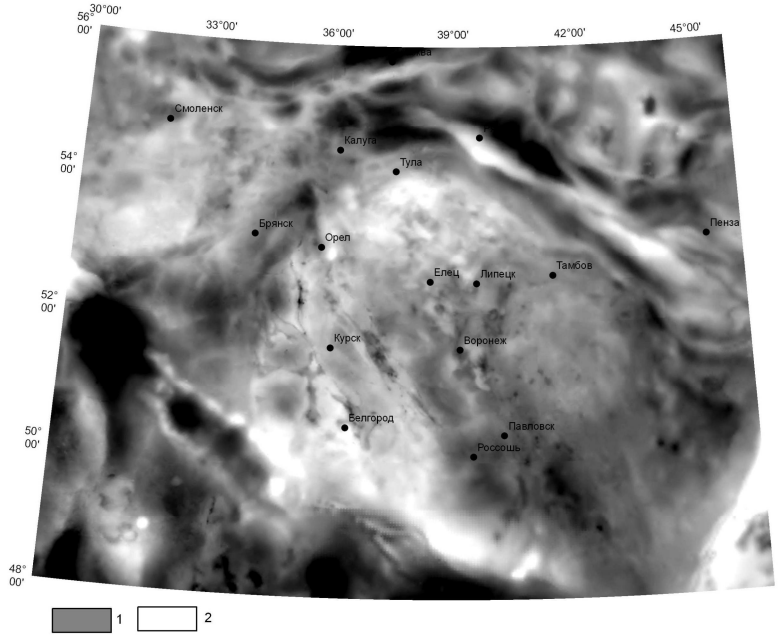


Рис. 2 Схема аномального гравитационного поля на территории ВКМ (1- области повышенных значений силы тяжести; 2 - области пониженных значений силы тяжести)

Средняя–нижняя часть кристаллической коры (глубже 5 км.) и верхи мантии моделировались в более генерализированном виде. При этом, использовались данные о скорости продольных волн с разбиением среды на горизонтальные слои мощностью 5 км и с использованием связи плотность–скорость, предложенной С.С.Красовским [6]. Изменение плотности по вертикали предполагалось по линейному закону. На глубине 100 км плотность выравнивалась и составляла 3,4 г/см^3. В целом, аномальное гравитационное поле было подобрано с точностью 2,5 мГл.

По результатам выполненных исследований на каждом уровне, начиная с эрозионного среза докембрия и до глубины 100 км, наблюдаются латеральные вариации плотности. При этом заложение Брянского, Курского и Хоперского мегаблоков начинает проявляться в верхах мантии на глубинах 50-60 км с корневой частью, уходящей до 100 км. На глубинах порядка 50 км и границе раздела «Мохо» в пределах названных мегаблоков происходит дифференциация плотности по латерали и начинает обособляться Лосевская шовная зона (рис. 3).

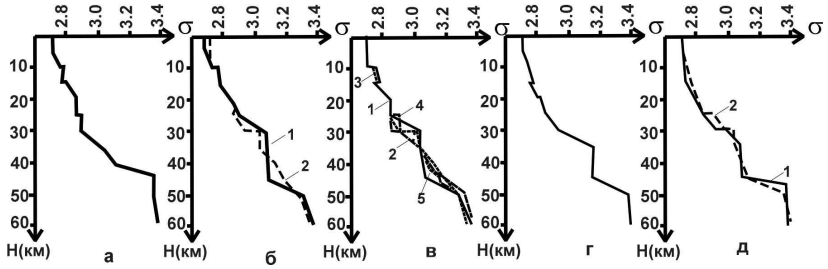


Рис.3 Обобщенные плотностные модели земной коры и верхов мантии основных структур ВКМ

а – Брянский мегаблок; б – Курский мегаблок (1-Ливенско-Ефремовский, 2-Орловско-Белгородский); г – Лосевская шовная зона; д – Хоперский мегаблок (1 – северная часть Калачско-Эртильской, южная часть); в – Орловско-Белгородский макроблок (разделенный)

Во всех мегаблоках значительное нарастание плотности происходит на глубинах от 35 км до 45 км. Для низов земной коры, помимо блокораздельных разломов, наиболее значимыми из широтных разломов являются Трубчевско-Липецкий и Суджано-Икорецкий, между которыми происходит основная дифференциация мегаблоков и ЛШЗ. Наибольшей мощностью базитового слоя характеризуются ЛШЗ, Калачско-Эртильский макроблок Хоперского мегаблока и Ливенско-Ефремовский макроблок в КМА, но отличаются друг от друга значениями плотности. ЛШЗ характеризуется двухслойным базитовым слоем. В Калачско-Эртильском макроблоке базитовый слой также двухслойный, но меньшей плотности.

Литература

1 Горбунов Г.И. Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива / Г.И. Горбунов, Ю.С. Зайцев, Г.И. Раскатов, Н.М. Чернышов // Тектоника фундамента платформ. М.: Наука. – 1973. – С. 44-48.

2 Чернышов Н.М. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов., И.П. Лебедев, Ю.Н. Стрик // Геотектоника. – 1997. – №3. – С. 21-31.

3 Надежка Л.И. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива / Л.И. Надежка, А.И. Дубянский, А.П. Тарков, Н.С. Афанасьев // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. – Киев, 1989. – С. 121-135.

4 Старостенко В.И. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы / В.И. Старостенко, О.В. Лягостаева // Физика Земли. – 1998. –№12. –С. 31-44.

5 Афанасьев Н.С. Петрофизика и геологическое строение докембрия Воронежского кристаллического массива / Н.С. Афанасьев // Петрофизические исследования на щитах и платформах. Апатиты, 1985. – С. 34-42.

6 Красовский С.С. Гравиметрическое моделирование глубинных структур земной коры и изостазия / С.С. Красовский // Киев: Наук. думка, 1989. –248.

****

УДК 550.380; 550.838.3

МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ ОБЪЕКТОВ В ДИПОЛЬНОМ ПРИБЛИЖЕНИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МНОГОКАНАЛЬНОГО СКАЛЯРНОГО МАГНИТОМЕТРА – ГРАДИЕНТОМЕТРА

Е.Д. Нархов, А.Ю. Денисов, В.А. Сапунов
+7 343 3759553, E-mail: sva@dpt.ustu.ru www.magnetometer.ru
Лаборатория квантовой магнитометрии им. Г.В. Скроцкого
Уральский Федеральный Университет им. Первого Президента России Б.Н.Ельцина
Екатеринбург, Россия

In the report the results of numerical calculation of the module and module gradients of a magnetic field from dipole sources are presented at any orientation of a geomagnetic field, orientation of the static magnetic moment and a plane of magnetic survey concerning a field source.

В докладе представлены результаты численного расчета модуля и градиентов модуля магнитного поля от дипольных объектов при произвольной ориентации геомагнитного поля, ориентации статического магнитного момента, а также высоты плоскости съемки относительно источника поля. Расчёт проводился в математическом пакете MATHCAD.

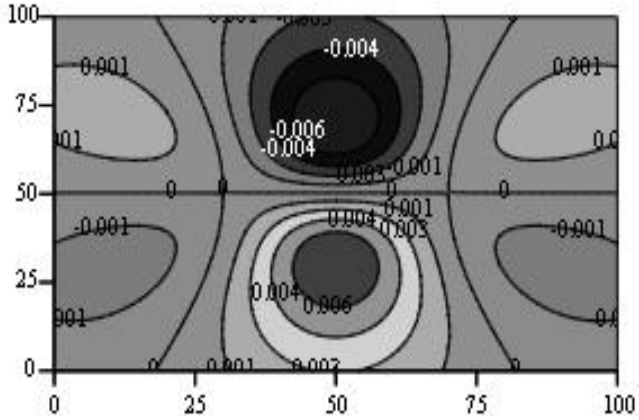
Основной целью работы являлось моделирование условий реальной съемки, что обеспечило сокращение экспериментальных работ и позволило осуществить предварительный теоретический анализ по выбору типов измеряемых градиентов поля, количеству каналов регистрации модуля

магнитного поля, а также проводить сопоставление критериев и возможности обнаружения объектов в реальных условиях.

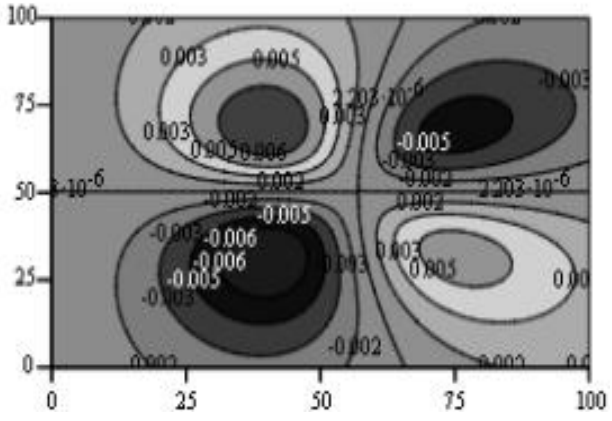
В частности, подтверждено известное положение о низкой информативности вертикального градиента, фактически соответствующего карте аномалий магнитного поля при исключении вариации поля, но при этом удалось сформулировать требования по точности позиционирования вертикали градиентометра на основе численного моделирования.

Максимальная информативность о месте и свойствах объекта достигается при учёте горизонтальных градиентов, построенных перпендикулярно друг другу – случай четырехканального магнитометра-градиентометра. Анализ градиента в одном направлении в общем случае достаточно сложен, поскольку картина градиента аномалии может быть весьма разнообразна и иметь сложную форму, например, см. рисунок:

XY-горизонтальные градиенты



Земное поле: Θ ≡ 135°, φ ≡ 0
Диполь: Θ ≡ 90°, φ ≡ 180°



Земное поле: Θ ≡ 45°, φ ≡ 0
Диполь: Θ ≡ 90°, φ ≡ 180°

****

УДК 550.36 : 551.14

ПРОБЛЕМА НИЗКОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В КАРЕЛИИ И НА УРАЛЕ

О.Б. Негров, К.С. Федорова
Oleg_Negrov@vsegei.ru, Ksenia_Fedorova@vsegei.ru
ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

Low heat flow in two different in geological structure regions has been analyzed. Low heat flow is mainly determined by three factors: infiltration with surface waters, paleoclimate conditions and low crust radioactivity. Heat model has been constructed and growth of heat flow with the depth has been proposed.

Проведен анализ низкого теплового потока (ТП) в двух разных по геологическому строению регионах России. Показано, что низкий ТП в основном определяется тремя факторами: инфильтрацией поверхностными водами, влиянием климата прошлого и низкой радиоактивностью коры. Построена тепловая модель и высказано предположение о росте ТП с глубиной.

Тепловое поле северо-запада России изучено недостаточно (рис. 1) [2]. В последние годы XX века геотермиками ВСЕГЕИ и ряда других организаций выявлено две аномалии теплового потока (ТП) в этом регионе. Это аномально низкий ТП (<10 мВт/м^2) в синклинории Ветреного пояса (Карелия) и повышенный ТП (>60 мВт/м^2) южного склона Балтийского щита (БЩ).

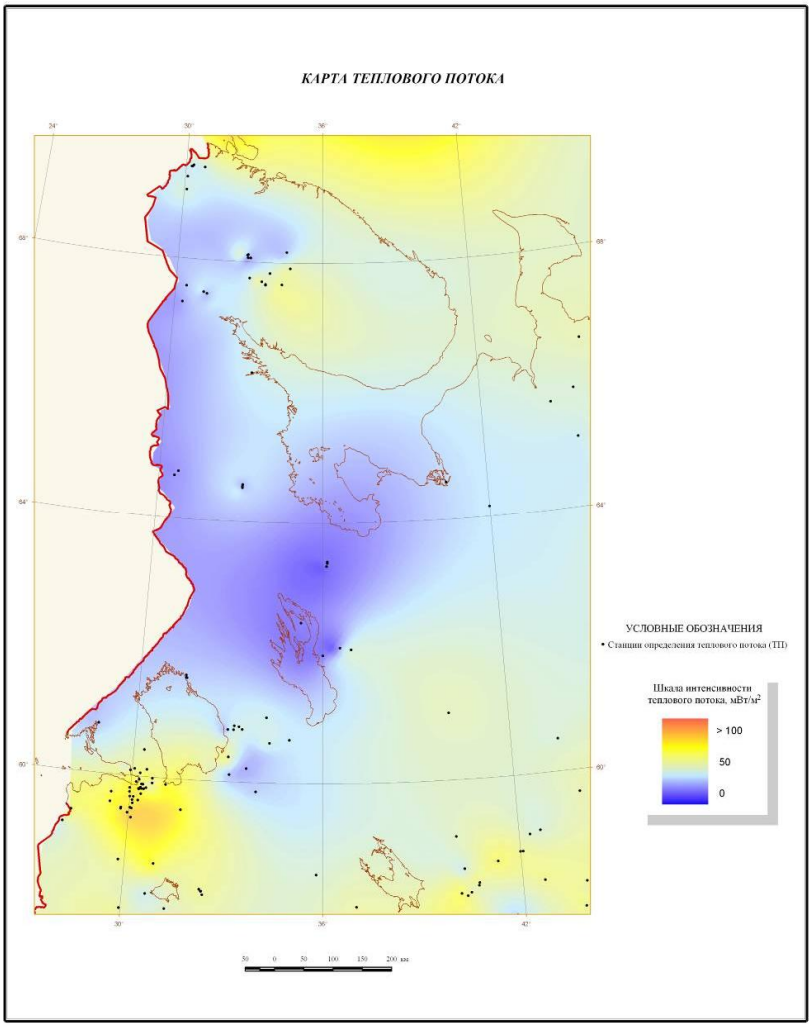


Рис.1. Карта теплового потока северо-западного региона

Синклинорий Ветреного пояса приурочен к стыку крупнейших структур Балтийского щита – Карельского и Беломорского геоблоков. Из анализа гравитационного и магнитного поля сделан вывод, что зона сочленения имеет тектоническую природу (при субвертикальной границе раздела между геоблоками). Время заложения – долопийское и, следовательно, по длительности развития эта зона разломов является долгоживущей (Гришин А.С., 1983г.). Тепловая аномалия синклинория Ветреного пояса выявлена в ходе геотермических исследований ВСЕГЕИ 1985-90 г.г. на трех участках (Вожминский, Коматиитовый, Светлоозерский). ТП оценен по 10-ти скважинам глубиной 300-600 м и равен 9-12 мВт/м^2. Высказано предположение об охлаждении верхней части разреза инфильтрационными водами, что подтверждается геологическим разрезом верхней части фундамента – сильно серпентинизированные породы или серпентиниты, имеющие в своем составе «молекулу» воды (водные силикаты). Косвенно это предположение подтверждает единичная скважина (970 м) участка Аганозеро (Онежский блок), где также отмечены низкие значения геотермического градиента, 5-7 ^{0}С/км и ТП – 9 мВт/м^2. Геологический разрез синклинория позволяет интерпретировать и аномальное магнитное поле. Так, при серпентинизации железо выделяется в форме вторично серпентинизационного магнетита. К сожалению не удалось провести геотермические исследования на Онежской глубокой скважине (~3500 м).

ТП Урала (особенно южного Урала) также характеризуется низкими значениями (рис. 2) [1]. В данной статье для характеристики ТП Урала ограничимся территорией миллионного листа О-40.

По листу ТП характеризуется низкими значениями, что может быть обусловлено несколькими факторами: низкая радиоактивность коры [1], климатическая поправка за счет последнего ледникового периода, нисходящая фильтрация. Проблема низкого теплового потока южного Урала возникла довольно давно (Булашевич Ю.П., Щапов В.А., 1978, 1983, 1986; Сальников В.Е., 1984 и др.) и до сих пор дискуссионна. В пределах листа пробурена Уральская сверхглубокая скважина СГ-4 (западное крыло Тагильского прогиба, которое является генотипической эвгеосинклинальной зоной). Температура на глубине 4 км составила 62^0С, 5 км – 76^0С (1998 г.), что соответствует геотермическому градиенту 14-16 ^{0}С/км. Это значение характерно для щитов, а не для геосинклинальных областей (Урал – геосинклиналь типа А, характеризуется интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом, Геологический словарь, 1973).

По типу строения земной коры в пределах рассматриваемой территории выделяются две области:

-западно-центральная – восточная окраина Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (калтасинский авлакоген), Предуральский передовой прогиб, Западная внешняя мегазона (Западно-Уральская внешняя зона складчатости, Центрально-Уральское поднятие) с земной корой континентального типа, подразделяемой на три подтипа: внутрикратонный, перикратонный и рифтогенно-авлакогенный. Мощность коры 35-45 км, повсеместно развит гранито-гнейсовый слой, глубина до гранулито-базитового 16-30 км. Основность коры (В.М.Рыбалка, 1979) – 0.3-0.7. Древний фундамент залегает на глубинах 8-12 км.

-восточная – в первом приближении совпадает с Тагило-Магнитогорской эвгеосинклинальной мегазоной (на листе западная часть этой зоны – Тагильско-Магнитогорский прогиб). Резко увеличивается мощность (45-56 км) и основность (до 1) земной коры. Гранулито-базитовый слой приближается к поверхности и увеличивает свою мощность до 24-42 км. Кора такого типа сходна с корой островных дуг (квазиостроводужная). Древний фундамент не известен.

Вышесказанное указывает на сложность геологического строения района и неоднозначность интерпретации теплофизических данных. По листу выявлены участки резкой дифференциации ТП (25-65 мВт/м^2) приуроченные к зоне сочленения ВЕП и Уральской складчатой системы. Имеется некоторая противоречивость данных (61 и 65 мВт/м^2 – калтасинский авлакоген, Непримеров Н.Н., Христофорова Н.Н., 1991), которые не упомянуты в последней сводной работе по тепловому полю южного Урала, с приведением каталога (Голованова И.В., 2005). Данные спектрометрической съемки указывают на повышенное или характерное для кислых пород содержание U, Th (4, 10 г/т соответственно) для данного района (ГФО, Объяснительная записка, 2011г.). В тоже время, данные по теплогенерации [1] свидетельствуют о пониженных значениях данного параметра (0.4-0.6 мкВт/м^3). В этой связи некоторыми исследователями делается однозначный вывод: низкий ТП в Тагило-Магнитогорской зоне обусловлен пониженной теплогенерацией земной коры в этой зоне. Это подтверждается и геологическим строением данного района (фемичность, строение коры). Проанализированы вертикальные вариации ТП в глубоких скважинах на изучаемой территории. Для более мелких скважин характерно искажение ТП по разрезу за счет влияния климата прошлого, но аномально низкий ТП в Магнитогорской зоне невозможно объяснить только влиянием палеоклимата.

По профилю ГСЗ «Гранит» (средняя часть) (рис. 2) рассчитана тепловая модель. Методика построения глубинных геотермических моделей заключается в определении ТП и корректного задания основных параметров модели (распределение по глубине) – теплопроводности и теплогенерации. Понятно, что достоверность модели заключается в корректности задания основных теплофизических параметров, а т.к. неоднозначность модели существует априорно, то важно использовать несколько подходов, что и проделано в данной работе. Из модели видно, что даже при самой низкой теплопроводности (2.00 Вт/м*К) температура намного ниже прогнозируемой на основании бурения СГ-4. Следовательно, можно высказать предположение, что тепловой поток с глубиной растет, как это и

наблюдалось по Кольской сверхглубокой скважине. Построение же геотермических разрезов задача более трудоемкая, требующая более детального знания геологического разреза.

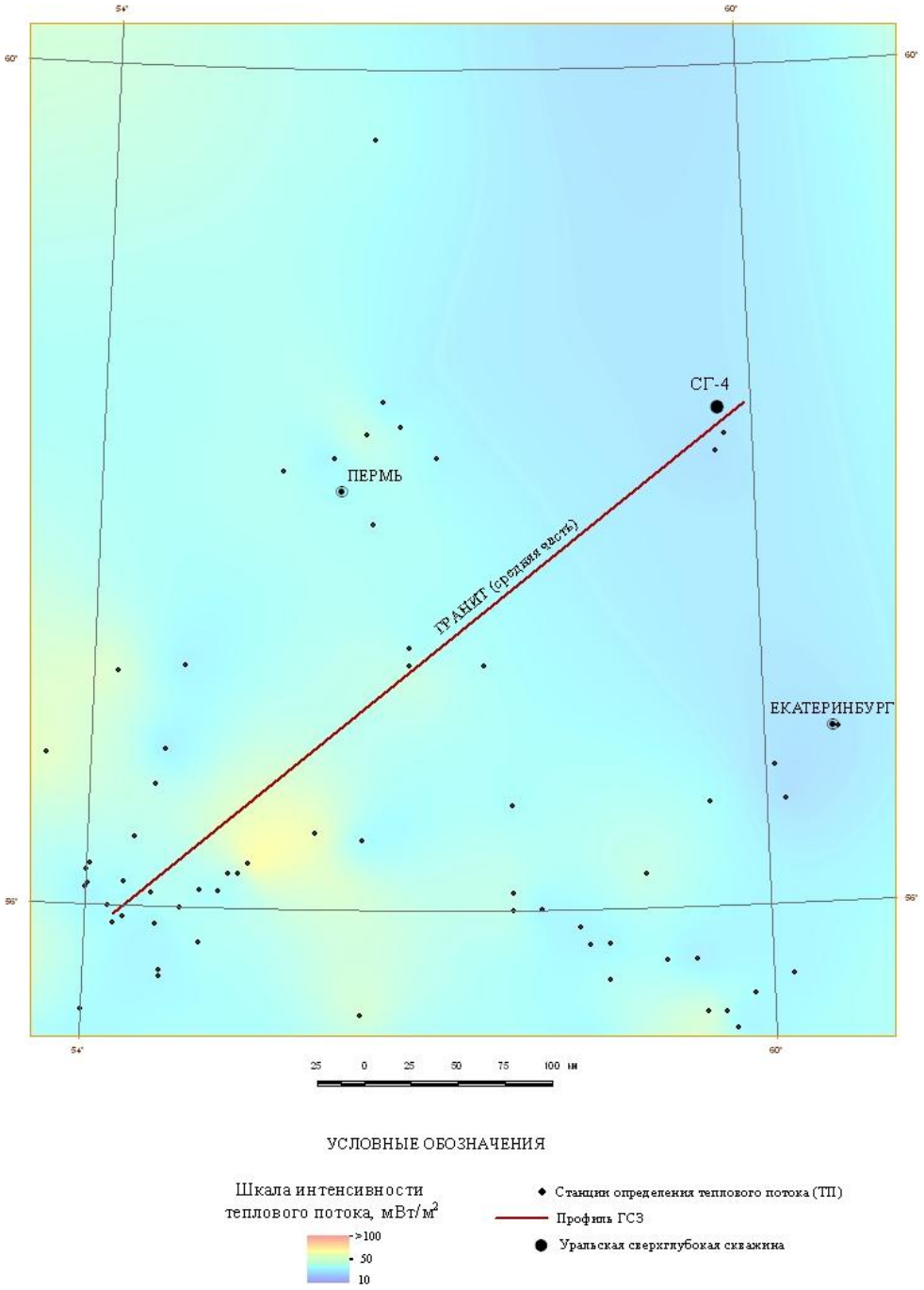


Рис.2 Карта ТП по листу О-40

Литература

1. Голованова И.В. «Тепловое поле южного Урала», Москва, наука, 2005.
2. Национальный Атлас России. Том 2. Природа и экология. Москва, 2007.

****

ТРЕЩИНЫ ОТРЫВА И СДВИГА КАК ИСТОЧНИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

М.М. Немирович-Данченко
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3

В работе рассматриваются трещины, возникающие или движущиеся в твердом теле, и такие их свойства, как пространственно – временно́й спектр Фурье и так называемая функция направленности. По Ирвину [1], имеется три вида независимых относительных перемещений берегов трещины, то есть три типа трещин. В то время как первые два типа (нормальный отрыв и поперечный сдвиг) могут достаточно объективно рассматриваться с использованием двух пространственных переменных, случай продольного сдвига является трехмерным. Поэтому представляется естественным свойства трещин изучать в трехмерной постановке.

Для проведения исследований известный конечно-разностный метод Уилкинса [2] был дополнен алгоритмом раздвоения точек сетки [3]. Суть алгоритма в использовании при разбиении расчетной области не одной лагранжевой сетки, а нескольких. Чтобы описать появление и распространение одной трещины, достаточно двух сеток (отсюда название «метод раздвоения»). Для расчета множественного разрушения твердого тела в двумерной постановке вводится 4 сетки, в трехмерном случае – 8.

Итак, в общем случае каждый расчетный узел состоит из 8 лагранжевых точек. С начального момента времени и до разрушения точки формально совпадают. При выполнении условий разрушения каждая из точек отходит к своему берегу вновь образованной несплошности. Это позволяет описать явно берега трещин, как свободные поверхности. Характер несплошности (тип трещины) зависит от напряженного состояния и свойств среды.

При возникновении трещины, или при ее росте, излучаются упругие волны. Расчеты показали, что излучаются обычные для источников упругих волн продольная и поперечная волны. Кроме того, вдоль берегов трещины бежит волна Рэлея. Наличие границы раздела порождает также довольно мощную коническую волну. Поэтому полное волновое поле складывается из этих четырех волн. Удается проследить как за свойствами отдельных волн, так за интегральными характеристиками волнового поля.

Необходимо еще заметить, что ранее автором делались расчеты пространственных задач эластодинамики [4]. Из-за ограничений на адресацию физической памяти решение удавалось получить только для нескольких длин волн, и для одной лагранжевой сетки, то есть без разрушения.

Здесь же расчет выполняется в среде Visual Studio 2010 с использованием компилятора Intel® Visual Fortran Compiler (Windows 7 x64). Это дает возможность задавать более 20 миллионов расчетных точек с полным разрушением, то есть каждая расчетная точка содержится в 8-ми экземплярах. Использование архитектуры среды OpenMP становится особенно удобным в рамках парадигмы раздвоения точек сетки, так как расчетная область уже разбита на отдельные взаимодействующие кластеры с заданным механизмом обмена данными.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 10-05-00699-а.

1. Irwin G.R., Journal of Applied Mechanics 24 (1957) P. 361–364
2. Mark L. Wilkins, Computer Simulation of Dynamic Phenomena, Springer-Verlag, 1999.262p.
3. Немирович-Данченко М.М. Математическое моделирование распространения упругих волн, возбуждаемых в анизотропных и неоднородных средах и в жидкости: Дис. … канд. физ.-мат. наук. – Томск. 1993. – 199 с.
4. Немирович-Данченко М.М. Численное моделирование трехмерных динамических задач сейсмологии // Физ. мезомеханика, 2002 г., Т.5 №5, с 99-106

****

УДК 551.24 (4/5)

ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИИ

В.М. Нечеухин[*], *Е.Н. Волчек*[*] necheuhin@igg.uran.ru, volchek@igg.uran.ru
[*]*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия*

Reconstruction of the north-western segment of the Eurasia showed the presence of the systems of Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic plito-tectonic cycles.

Реконструкции северо-западного сегмента Евразии показали присутствие здесь систем протерозойского, палеозойского и мезозойского плитотектнических циклов.

Северо-Западному сегменту Евразии соответствует фрагмент литосферы в ареале сочленения Восточно-Европейской плиты с палеозойскими структурными системами. На основании материалов реконструкций для сегмента составлена геодинамическая карта и объяснительная записка к ней [1, 2]. Создалась основа для представлений об участии в сложении сегмента разновозрастных геодинамических систем, в частности протерозойского, палеозойского и мезозойского интервалов времени (рис.).

Верхнепротерозойский интервал представлен *Тимано-Протоазиатским орогеном и* образованиями *Русской протоплиты*. Ороген сложен ассоциациями полной геодинамической последовательности, включающими образования обстановок океанического бассейна, пассивной и активной континентальных окраин, а также аккреции террейнов и вулкано-интрузивных ареалов внутритеррейновой коллизии. Русская протоплита в основном сложена депрессионно-грабеновыми осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами, с которыми ассоциируют полоса прототеррейнов и зона трансстенсивных структур с массивами габброидов и метапород.

В палеозойском интервале основное значение принадлежит *Уральскому орогену*. Ороген характеризуется ассоциациями практически полной геодинамической последовательности, и в его сложении участвуют ассоциации обстановок океанического бассейна, включая ассоциации океанической коры, островных дуг, задуговых и междуговых бассейнов, а также пассивной и активной континентальных окраин, аккреции и коллизии. Ее важным геодинамическим элементом является зона Трансуральского коллизионного шва (т.н. “зона ГУГР”), фиксирующего границу распространения океанических ассоциаций системы.

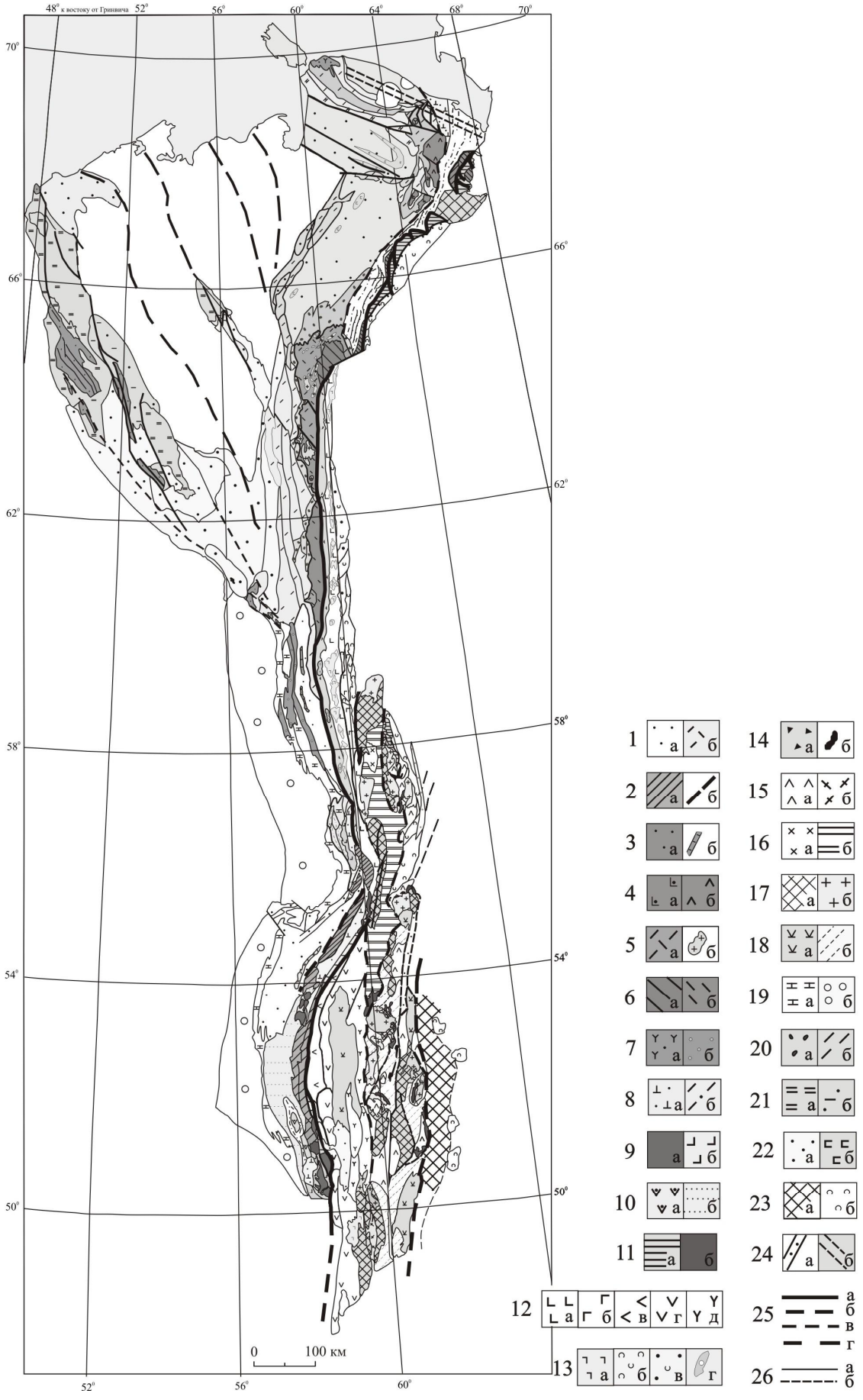
Вдоль шва выделены *Талота-Пайпудино-Лемвинский* и *Сакмаро-Кракинско-Тирлянский орогенические пояса*, а также *Бардымская орогеническая зона*. По геодинамике пояса связываются с разной степенью внутриплитной рифтогенной деструкции. Самостоятельную систему образует Печорская впадина, выполненная осадочными отложениями, состав и особенности локализации которых отражают ее внутрикратонное положение и геодинамику формирования.

Мезозойско-кайнозойский интервал характеризуется накоплением магматических комплексов рифтогенеза и осадочного чехла.

В протерозойском и палеозойском интервалах сегмента присутствуют орогены с ассоциациями полной геодинамической последовательности. Это позволяет связывать их начальные этапы с деструкцией континентальных и (или) океанических плит, а конечные - с закрытием океанических пространств. Сочетание раздвижения и сдвижения плит с образованием геодинамических систем характеризует проявление плитотектонических циклов.

Литература.

1. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000. Екатеринбург, 2009.
2. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, Уральский государственный горный университет, 2009. -158 с.



Палеогеодинамические системы Северо-Западного сегмента Евразии

Верхнепротерозойские системы. *Русская протоплита, ассоциации*: 1 – депрессионные (а), грабенов (б); 2 – прототеррейнов (а), сдвигово-раздвиговых зон (б). *Тимано-Протоазиатская орогенная система*, ассоциации: 3 – пассивной перикратонной окраины (а), рифтогенной деструкции (б); 4 – океанические (а), островодужные (б); 5 - межтеррейновой коллизии вулканогенные (а) и интрузивные (б); 6 – доколлажного основания террейнов метаморфогенные (а), терригенно-осадочные (б); 7 - активной протоокраины (а) и предгорной впадины (б).

Палеозойские системы. *Эпикратонные и эпиокеанические орогенические пояса*, ассоциации: 8 – рифтогенной деструкции (а), эпикратонного бассейна (б); 9 – эпиокеанического раздвижения гарцбургит-лерцолитовые (а) и базальто-кремнисто-сланцевые (б); 10– эпиостроводужные (а), надшовной депрессии (б). *Уральская орогенная система*, ассоциации: 11 – океанической коры дунит-гарцбургит-габбровые (а), дунит-гарцбургитовые и гарцбургитовые (б); 12 – островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные (а – O_{2-3}, б – O_3-S_1, в – D_{1-2}, г – D_2, д – D_{2-3}); 13 – надсубдуктивные островодужных интрузий (а) и активных композиционных континентальных окраин вулкано-интрузивные (б), вулканогенно-осадочные и осадочные (в), литоблоки дунит-клинопироксенитовых комплексов зоны тектонитов (г); 14 – полимиктовых тектонитов шовных зон межплитного коллизии (а) и серпентинитовых протрузий и меланжа зон аккреционно-коллизионного скучивания (б); 15 - литоблоков океанических и островодужных комплексов зон аккреции (а) и вулкано-интрузивных ареалов межблоковой и межтеррейновой коллизии (б); 16 – межсегментной коллизии вулкано-интрузивные (а) и аккреционного основания (б);

17 - террейнов древней континентальной литосферы (а) и внутритеррейновых гранитоидов (б); 18 – сдвигово-раздвиговые структур (а) и постаккреционнонных депрессий и чехла террейнов (б); 19 – депрессий синколлизионного предгорного прогиба карбонатно-песчано-сланцевые (а) и молассовые (б). *Печорская эпикратонная орогеническая впадина*, ассоциации: 20 - депрессионно-рифтогенные терригенные (а), эпиконтинентального бассейна осадочные (б); 21 – внутрикратонной палеозойской активизации вулкано-интрузивные (а), осадочные (б); 22 - синколлизионных депрессий молассовые (а), мезозойской активизации (б). *Казахстанская орогенная система*, ассоциации: 23 - межорогенной коллизии (а) и надсубдуктивного вулкано-интрузивного пояса (б).

Мезозойско-кайнозойские геодинамические элементы: 24 – грабены и депрессии (а), зоны региональных лениаментов (б).

Структурно-геодинамические элементы: 25 – Трансуральский межплитный коллизионный шов (а), межорогенные коллизионные швы (б), коллизионные швы протерозойского орогена под палеозойскими отложениями (в), коллизионные швы зон межсегментной коллизии и зон развития структурных ансамблей (г); 26 – межблоковые (а) и межзональные (б) аккреционные швы, аккреционно-коллизионные швы отдельных структурных ансамблей (в).

****

УДК 550.83.042

ГЕОРАДАРНАЯ СЪЕМКА НА АРХЕОЛОГИЧЕСКОМ ПАМЯТНИКЕ «КОНОПЛЯНКА»

В.В. Носкевич ubistu@gmail.com
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

GPR survey was carrying out on two sites of an archaeological monument of Bronze Age Konopljanka which is located in Kartalinsky region of the Chelyabinsk oblast. On the first site on reflections maximum amplitude the fragment of a defensive wall on depths 0,6 - 1,5 m has been allocated. The second site settled down in area of a prospective burial ground. By results of survey horizontal slices on various depths and 3-D models of reflections maximum amplitude have been constructed.

Последние два десятилетия георадарная съемка стала активно использоваться на археологических раскопках, поскольку у этого геофизического метода есть возможность нанести на карту в трех измерениях то, что погребено под землей [1]. Памятник Коноплянка расположен в верховьях реки Карагайлы-Аят, на берегу ее притока - речки Акмулла в Карталинском районе Челябинской области. Поселение было открыто по результатам

дешифрирования аэрофотосъемки [2]. На современном этапе площадка террасового острова с расположенным на ней памятником распахивалась под посевные культуры в течение многих лет. В настоящее время на местности рельеф поселения почти не просматривается, за исключением невысоких валов, оставшихся от западной и северо-западной оборонительной стены. Размеры поселения около 140 метров по меридиану и 80 метров по широте. Общая площадь 11,2 тыс. кв. метров. Археологические раскопки на поселении не проводились. Для уточнения планировки городища, локализации фортификационных сооружений в 2009-2010 г. на территории памятника была проведена детальная магнитная съемка силами сотрудников Института геофизики УрО РАН [3].

Георадарная съемка проводилась с помощью системы SIR-3000 (GSSI) с антенной 5103A (центральная частота 400 МГц) и платформой Model 623, на которой транспортировался георадар с антенной и учитывалось пройденное расстояние по профилям. Обработка производилась с помощью программы RADAN 6.6 (GSSI) с подпрограммой построения трехмерных разрезов.

Для съемки было выбрано два участка, один площадью 20х20 м включал часть оборонительной стены поселения, другой был выполнен на площади предполагаемого могильника, который был расположен в 200 – 300 м. к западу от поселения. Площадь второго участка составляла 28 х 16 м. Для перехода от шкалы времени прихода зондирующих импульсов в приемную антенну к глубинам использовался подбор гипербол получаемых от дифракции погребенных объектов на участках по методу Кирхгофа [4].

На первом участке с фрагментом оборонительной стены относительная диэлектрическая постоянная среды составила 11,3. На участке было проведено 11 параллельных профилей по 20 метров, расстояние между профилями 2 м. Для представления результатов зондирования в трехмерном виде использовалась программа Quick3D [5] фирмы GSSI. Интерполяция между профилями проводилась по максимальным амплитудам отражений от оборонительной стены, с глубинами от 0,4 до 1, 8 метра от поверхности (Рис.1).

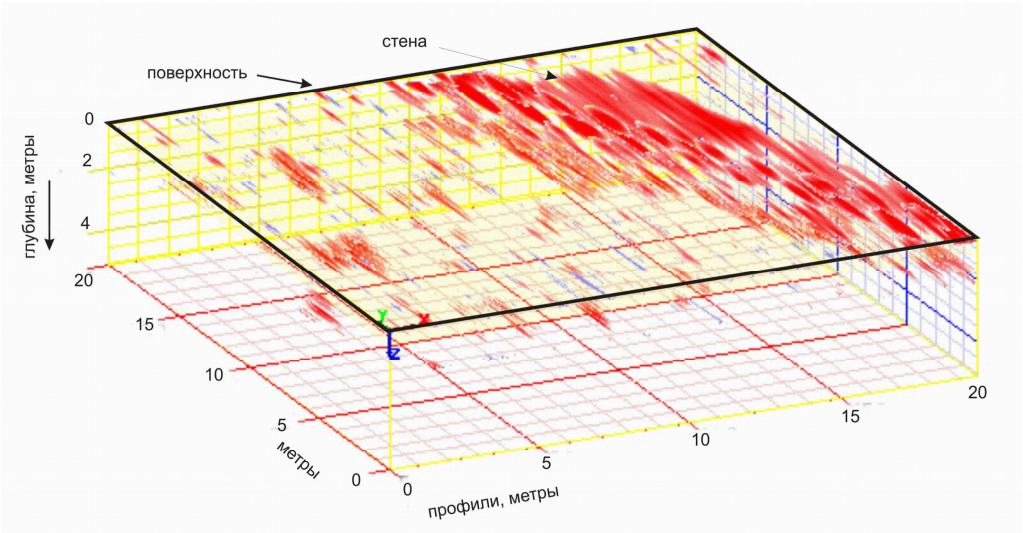


Рис.1. Результаты зондирования участка с фрагментом оборонительной стены поселения «Коноплянка».

На втором участке предполагаемого могильника зондирование проводилось по 17 параллельным профилям длиной 28 метров с расстоянием между профилями 1 метр. Поскольку превышения на исследуемом участке были не более 0,1 – 0,15 м, то поправки за рельеф местности не вводились. Также как и на первом участке, интерполяция между профилями при построении трехмерного разреза проводилась по максимальным амплитудам отражений от аномально контрастных по электромагнитным свойствам объектов. Результаты зондирования представлены на Рис.2.

В результате анализа выделяется несколько аномальных зон на глубинах 1,4 - 2,8 метра. В середине участка в результате интерполяции по 7 профилям программа выделила линейный объект на глубинах 1,4 – 2.1 м. Природа объекта не известна.

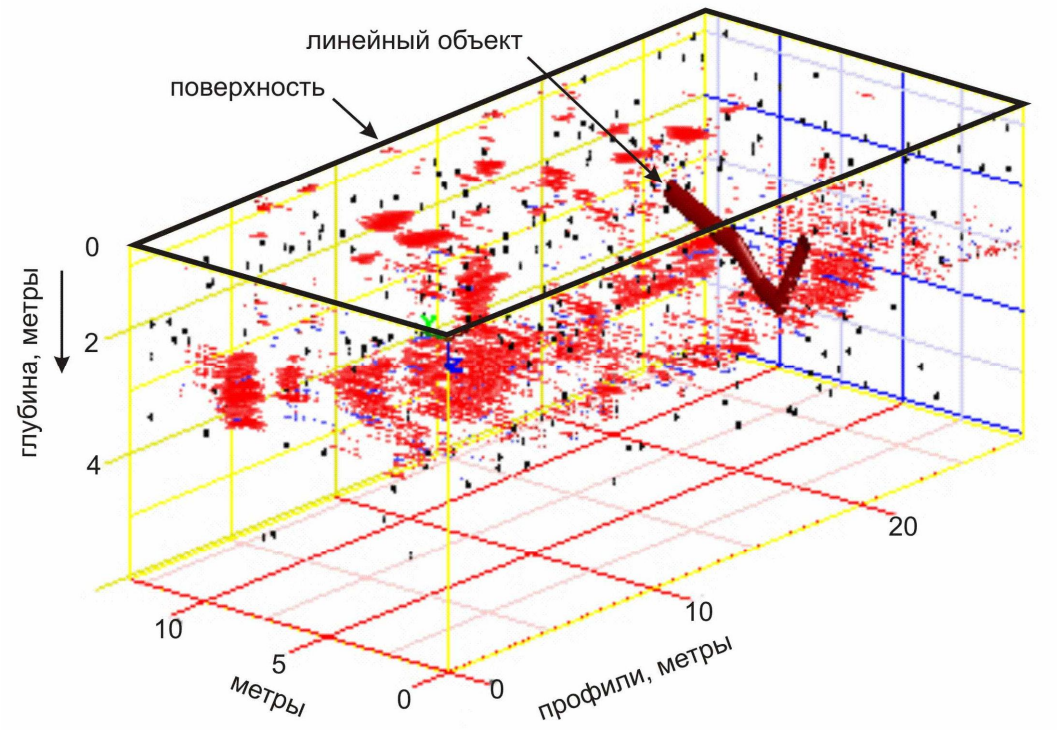


Рис.2. Результаты георадарной съемки на участке предполагаемого могильника

Выводы. В результате георадарного зондирования на участке с фрагментом оборонительной стены поселения «Коноплянка» установлена контрастность свойств по относительной диэлектрической проницаемости материала оборонительной стены с окружающей средой. Местоположение стены по данным зондирования совпадает с положением стены, полученной по данным магнитометрии на этом участке. Установлены глубины аномальных зон по максимальным амплитудам отражений, которые составляют 0,4 – 1,8 м., что совпадает с глубинами культурного слоя поселения. На участке предполагаемого могильника по георадарной съемке выделены аномальные зоны отражений максимальных амплитуд зондирующих импульсов. Для выяснения природы линейной аномалии необходимо дополнительно провести магнитную съемку и по результатам геофизических исследований на месте предполагаемого могильника провести точечные раскопки.

Работа выполнена в рамках проекта 09-М-457-2001 Уральского Отделения РАН «Междисциплинарное исследование памятников эпохи бронзы Южного Урала».

Литература.

1. Conyers Lawrence B. Ground-Penetrating Radar for Archaeology. AltaMira Press, 2004, 224p.
2. *Зданович Г. Б., Батанина И. М.* Аркаим – «Страна городов», «Крокус», «Южно-Уральское книжное издательство», Челябинск. 2007. 260 с.
3. *Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Горшков В.В., Маликов А.В.* Использование малоглубинной геофизики для локализации археологических объектов //В кн. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Пермь, 2011.
4. Harry M. Jol. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications, ELSEVIER, 2009, 524 p.
5. RADAN Software, User's Manual, Geophysical Suvey Systems, Inc. USA, 2008, 139 p.

****

УДК 550.8: 528.482

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЫСОКОТОЧНЫХ GNSS-ИЗМЕРЕНИЙ И КОМПЛЕКСНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ДЕФОРМАЦИЙ ВЫСОТНЫХ СООРУЖЕНИЙ

А.В. Овчаренко[1], В.Т. Беликов[1], Д.В. Баландин[2], И.А. Угрюмов[1]

[1]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Амундсена, 100, Ark-Ovcharenko@yandex.ru

[2] Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н.Ельцина, 620002, Екатеринбург, ул. Мира, 19, dmitry.balandin@gmail.com

Questions of the theory and technique studying of deformations and diagnostics of a condition of high-rise constructions on the basis of high-precision GPS/Glonass measurements, seismic, gravimetric, optical geodetic, tenso- and auxiliary meteorological monitoring are considered. Examples of studying of deformation process for a 150-meter building, the Temple belltower on blood (Ekaterinburg), and also a 100-meter steel smoke pipe are resulted.

Рассмотрены вопросы теории и методики изучения деформаций и диагностики состояния высотных сооружений на основе высокоточных GPS/Глонасс измерений, сейсмического, гравиметрического, оптического геодезического, тензометрического и вспомогательного метеорологического мониторинга. Приведены примеры изучения деформационного процесса для 150-метрового здания, колокольни Храма на крови (Екатеринбург), а также 100-метровой стальной дымовой трубы.

Методика комплексного мониторинга высотных сооружений предусматривает инструментальное определение частот собственных колебаний по различным формам, измерение временных рядов смещений характерных точек конструкции, вычисление линейных и крутильных деформаций и напряжений вдоль высотного профиля и превышение их критических значений. Для решения этих задач проектируется сеть измерительных точек, решается проблема обеспечения оптимальных условий приема спутниковых сигналов, выполняется мониторинг достаточной длительности, выполняется обработка и целевой анализ данных с построением динамических моделей реального поведения объекта при переменных ветровых воздействиях. Для измерений применяется комплекс аппаратуры Topcon GB-500/1000, Trimble-5700, гравиметр-сейсмометр CG5-Scientrex, портативная сейсмическая станция, портативная метеорологическая станция. GPS/Glonass измерения выполняются по методике короткобазисных измерений с частотой опроса 5-10 Гц (псевдо-RTK). Крепление антенн на объекте и на базисных станциях выполняется на жесткие короткие штыри, исключающие смещения-помехи. Одна или две басисные станции располагаются на расстоянии не более 1 км от объекта исследования. Обработка данных выполняется по программам Gamit, с применением универсальных и вспомогательных собственных утилит. Анализ результативных временных рядов смещений (рис.1) и построение динамических моделей поведения объекта выполняется собственными средствами. Например, для проведения исследований на 100 метровой стальной дымовой трубе была развернута временная сеть (рис.2) из шести станций непрерывного GPS-мониторинга, три антенны были установлены на высотах 96, 75 и 50 метров, одна станция у основания трубы (1 м), две базисные станции на соседних капитальных зданиях. Все станции на трубе и одна базисная станция работали с частотой 5 Гц, станция у основания и одна базисная станция работали с частотой 1 Гц. Параллельно с GNSS-мониторингом выполнялся метеомониторинг, мониторинг основания с применением одного/двух гравиметров-сейсмометров, а также геодезический мониторинг нижней части трубы с помощью тахеометра-робота. В наиболее ветренные дни была выполнена кино-фотосъемка процесса колебаний и эксперименты по прямому измерению амплитуды колебаний с применением лазера, установленного на промежуточной и верхней площадках трубы. На основе инструментальных наблюдений в течении 7 суток установлены частоты собственных колебаний основания трубы, определены скорости смещений и амплитуды смещения точек на высотах 96, 75, 50, 35 и 15 м. На основе данных комплексного инструментального

мониторинга вычислены соответствующие временные ряды смещений, скорости смещений, ускорений характеристических точек, а также временные ряды деформаций высотного профиля и действующих напряжений на крайних анкерных болтах основания. Рассмотрены способы прямой оценки упругих деформаций и напряжений высотной линейной конструкции по полученным кинематическим данным мониторинга смещений. Предложена методика оценки критических напряжений на элементах конструкции, в том числе анкерных болтах основания. Рассмотрены и проанализированы основные возможные механизмы разрушения анкерных болтов со сравнительной оценкой критических кинематических параметров. Сделан вывод, что наиболее вероятными механизмами разрушения анкерных болтов являются растягивающие усилия возникающие при удлинении (наклонах дымовой трубы) и перекосе ребер жесткости из-за ее вращательного(крутильного) движения. Количественно оценены также сдвиговый (срезывающий) механизм разрушения болтов, связанный с вращательной компонентой колебательных движений. В процессе анализа наблюдательных временных рядов сделаны выводы о нескольких фактических случаях превышения критических напряжений на анкерных болтах в период мониторинга. Одним из оснований для постановки данных исследований было именно разрушение около 20% анкерных болтов крепления основания трубы.

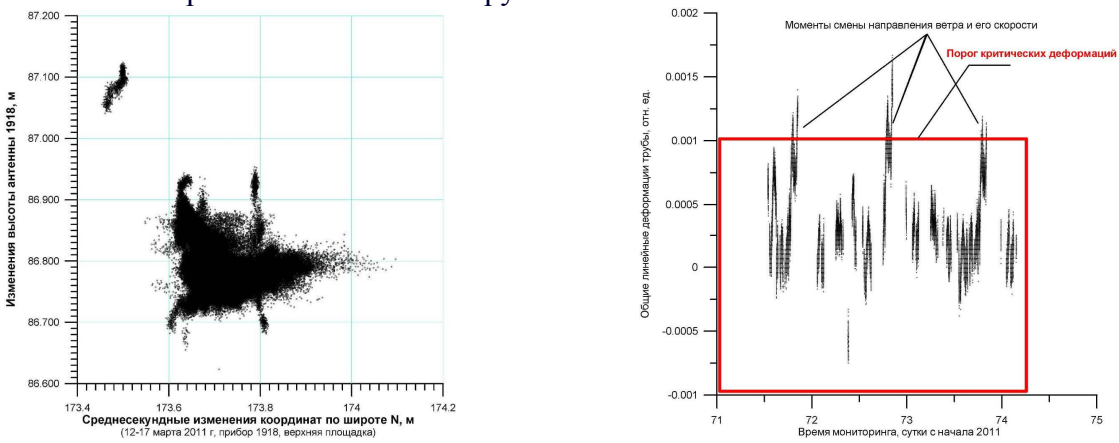


Рис. 1. Примеры роев горизонтальных смещений и временных рядов деформаций при мониторинге высотных объектов

Роверная станция Trimble-5700, частота регистрации 5 Гц, антенна Zephyr-Geodetic на высоте 96 м





Вид антенн с верхней площадки 96 м

Роверная станция GPS Trimble-5700 Частота регистрации 5 Гц Антенна Zephyr, На высоте 75 м





Роверная станция Trimble-5700 Инструментальные ящики и Антенна Zephyr На высоте 50 м





Базисная станция «GB-500» GNSS GB-500 Частота регистрации 1 Гц , антенна Topcon CR G3 Полевой контроллер FS-200





Рис. 2. Примеры наблюдательной сети для мониторинга высотного объекта

Литература

1. GAMIT/GLOBK Manual. T. A. Herring, R. W. King, S. C. McClusky. Massachusetts institute of technology. 2006, 182 p.
2. Topcon Positioning systems/GB-1000/ Руководство пользователя. Спутниковый GPS/Glonass приемник.// Part Number 31-050402-01. 2004 TOPCON POSITIONING SYSTEMS, Inc. (перевод ЗАО ПРИН), 2004.
3. СНиП 2.01.07-85*. Нагрузки и воздействия.- М.: ОАО “ЦПП”, 2008. 44с.
4. Симиу Э., Сканлан Р. Воздействие ветра на здания и сооружения. М.: Стройиздат, 1984. 359с.
5. Коренев В.Г., Максимов Л.С., Сысоев В.И. Экспериментальные исследования колебаний Останкинской башни. Строительная механика и расчет сооружений, 1974, 2, с.36-40.
6. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: ИЛ, 1954. 648 с.

****

УДК 550.348

АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ МОНИТОРИНГА ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ ПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ (РОССИЯ)

Р.И. Паровик[1], П.П. Фирстов[2], Е.О. Макаров[2]
e-mail: romano84@mail.ru, firstov@kscnet.ru, ice@emsd.ru
[1]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН 684034, Камчатский край. с. Паратунка, ул. Мирная д.7, Россия
Филиал Дальневосточного Федерального Университета в г. Петропавловске-Камчатском, г. 683031, Петропавловск-Камчатский, ул. Тушканова д.11/1, Россия
[2]Камчатский филиал геофизической службы РАН, 683006 г. Петропавловск-Камчатский, бул. Пийпа, д. 9, Россия

Abstract. In the analysis and the interpretation of time series activity concentration of radon (OA Rn) during periods of seismic activity in the region of South Kamchatka. As a research tool has been used as a classical mathematical modeling of radon in unconsolidated sediments, and fractional analysis based on the concept of fractal.

На Петропавловске-Камчатском геодинамическом полигоне с октября 1997 г. работает сеть пунктов мониторинга почвенного радона [1]. Особенностью сети является регистрация ОА Rn в зоне аэрации на двух глубинах (Рис.1), что позволило рассчитать согласно диффузионно-адвективной модели [2,3] плотность потока радона (ППР) и адвективную составляющую скорости миграции радона (АСР) (Рис.2). Также был применен метод дробного интегро-дифференцирования [4,5], исходя из субдиффузионной модели, который дал возможность оценивать динамику изменения фрактальной размерности геосреды (Рис.3). Все параметры вычислялись на участках длительностью несколько месяцев, которые захватывали времена возникновения землетрясений с магнитудой M> 5.5 района Южной Камчатки.

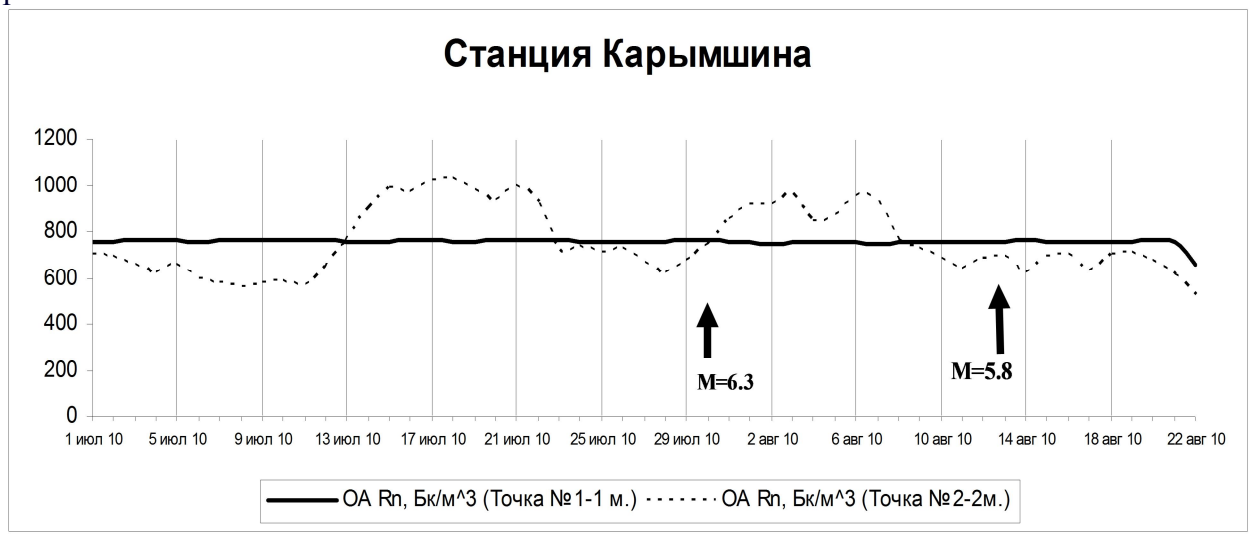


Рис.1 Кривые экспериментальных данных, регистрируемых в двух разноглубоких точках на станции Карымшина июль-август 2010 г. Стрелкой отмечены землетрясения.

ППР и АСР вычислялись с помощью созданной прикладной программы «GeoRadon-2» [6], а фрактальная размерность (α) из решения уравнения субдиффузии радона без начальных условий [7]. Был получен временной ряд α=α(τ), позволяющий оценить изменения фрактальных свойств геосреды.

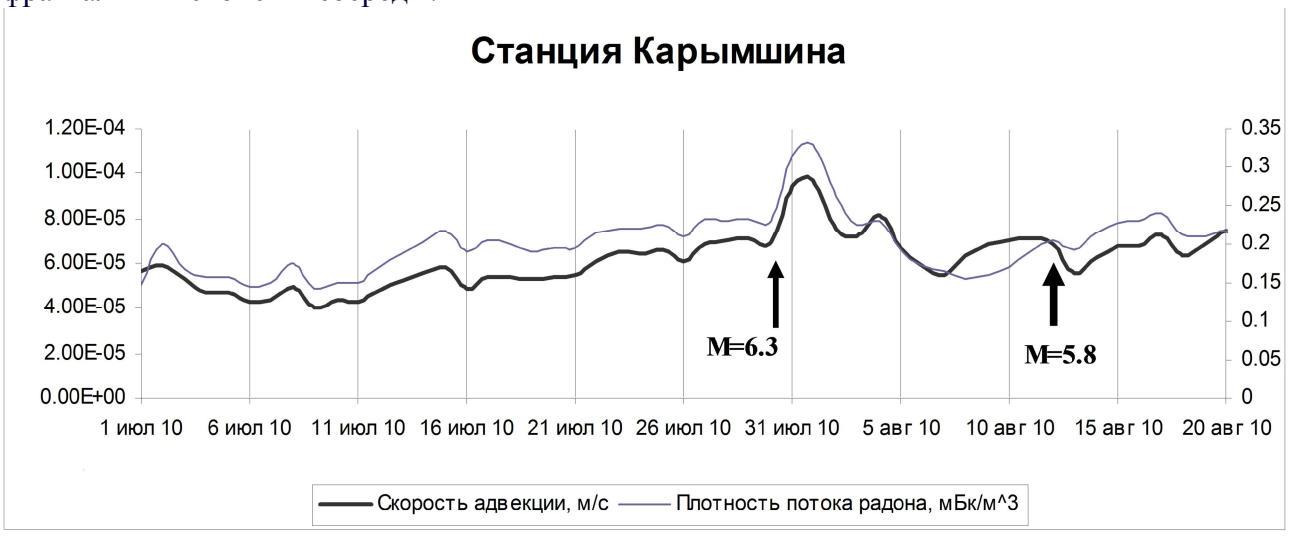


Рис.2 Расчетные кривые ППР и АСР, построенные согласно экспериментальным данным, полученным на станции Карымшина в июле-августе 2010 г.

На основе полученных данных обнаружено, что перед и после землетрясений статистически значимо происходят изменение всех вычисленных параметров. Это согласуется с разупрочнением среды на больших расстояниях от будущего очага

землетрясения за счет дилатансии, возникающей в геосреде на последней стадии подготовки сильных землетрясений.

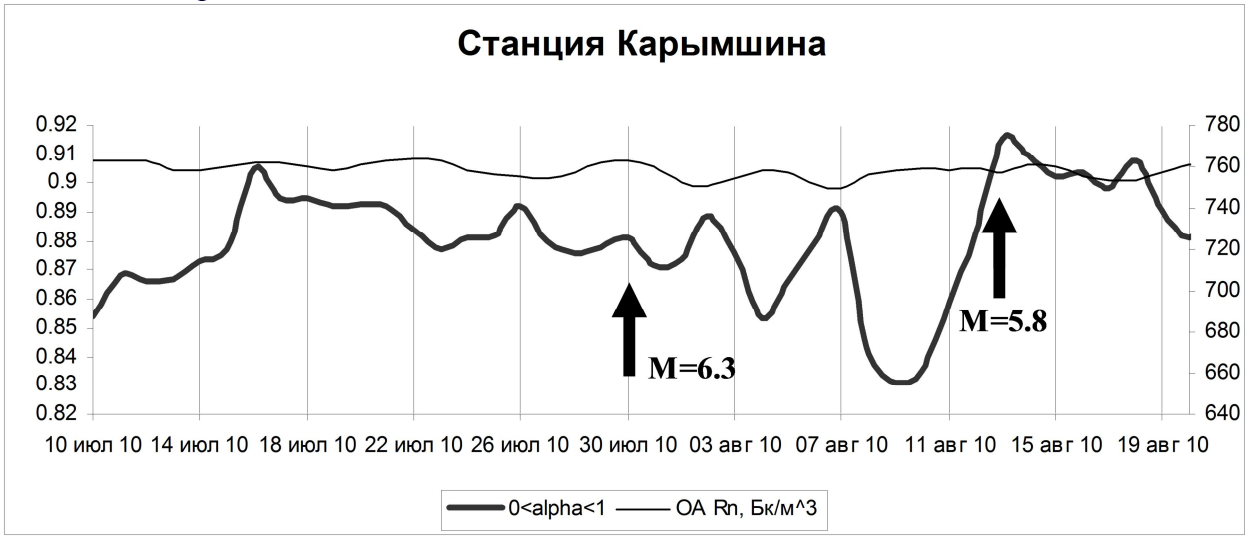


Рис.3 Кривые значений ОА Rn и дробного показателя α.

Литература

1. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона ^{222}Rn на паратунской готермальной системе в 1997–1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 6. – С. 33–43.
2. Булашевич Ю.П. Хайритдинов Р.К. Диффузия эманации в пористых // Изв. АН СССР. Серия Геофизика. – 1959. – № 12. – С. 1787–1792.
3. Граммаков А.Г., Никонов А.И., Тарфеев Г.П. Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 610 с.
4. Нахушев А.М. Дробное исчисление и его применение.- М.: Физматлит., 2003. - 272 с.
5. Kilbas A.A. Srivastava H.M., Trujillo J.J. Theory and Applications of Fractional Differential Equations, Amsterdam: Elsevier, 2006. – 523 с.
6. Паровик Р.И. Яковлева В.С. Программа - Мониторинг почвенного радона «GeoRadon2». Свидетельство об отраслевой регистрации разработки №12000 в Отраслевом фонде алгоритмов и программ от 11.01.2009 номер гос.рег. 50200900014.
7. Мейланов Р.П., Магомедов Р.М., Шабанова М.Р., Ахмедова Г.М. Задача без начальных условий для нелокального уравнения теплопроводности // Материалы Международного Российско-Абхазского симпозиума «Уравнения смешанного типа и родственные проблемы анализа и информатики» и VII Школы молодых ученых «Нелокальные краевые задачи и проблемы современного анализа и информатики». - Нальчик-Эльбрус, 17-22 мая 2009 г. – Нальчик: КБНЦ РАН, 2009. С. 162-165.

****

УДК 550.3

СВЯЗЬ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

В.А. Паровышный, В.Н. Сеначин, Е.В. Кочергин, О.В. Веселов pva@imgg.ru
Институт морской геологии и геофизики, Южно-Сахалинск, Россия

It is shown, that time changes of geophysical fields above a deposit of methane are connected with a final stage of preparation of seismic event. The most intensive and high amplitude changes of fields begin some hours prior to earthquake. Ways of definition of time and coordinates of an epicenter of forthcoming seismic event are offered.

Исследования характера изменений геофизических полей начаты лабораторией геодинамики ИМГиГ ДВО РАН в летне-осенний период 2003 года и, с небольшими перерывами, продолжаются по настоящее время. Все работы выполнялись на Южно-Луговском месторождении газа местоположение которого и структура описаны нами ранее [1,2]. За время проведений исследований создана и апробирована поисковая методика направленная на поиски залежей УВ и основанная на комплексе геофизических методов (высокоточная гравиметрия, термометрия, магнитометрия). Поисковые признаки определялись по характерным временным изменениям полей в контуре залежи газа. Основные из них следующие: 1. В пределах контура залежи газа гравитационное поле резко нестабильно во времени, 2. Залежь характеризуется относительными максимумами термального поля, 3. Максимумы нестабильности гравитационного поля корреллируются с относительными максимумами температур, 4. Гравитационное и термальные поля изменяются синхронно. Методика наблюдений подробно изложена нами ранее [1,2,3]. За время исследований было отмечено, что наиболее резкие изменения полей происходят в периоды подготовки сейсмических событий, обычно за несколько часов до первого толчка. При изучении этого феномена комплекс был дополнен шестиканальной автоматической станцией для регистрации состояния естественного электрического поля (ЕП). Диполи на каналах заземлены неполяризующимися электродами и ориентированы по кругу через 30 градусов. Длина диполей колеблется от 120 до 160 м и определяется условиями заземления с тем, чтобы исключить естественную суточную поляризацию. Дополнительно эксплуатировалась автоматическая и компьютеризированная термометрическая станция (температура с точностью до 0,01^{O}C) и цифровой феррозондовый магнитометр MF-03. Опытным путем было показано, что наибольшие изменения ЕП претерпевают по каналам ориентированным на источник сейсмического события (рис.1). Установлено так же, что поля (естественное электрическое, геомагнитное и термальное) претерпевают сильные возмущения над залежью за несколько часов до землетрясения, но направление на эпицентр можно получить только методом ЕП с жестко ориентированными диполями. Оптимальное количество диполей – 6-8. Причина высокой чувствительности полей к сейсмической активности заключается в том, что Южно-Луговское месторождение расположено в зоне влияния активного Центрально-Сахалинского разлома и любые напряжения возникающие здесь приводят к изменению в динамике движения флюидов, а это, в свою очередь, приводят к изменению объема флюидов и их температуры в контуре залежи. и, как следствие, это вызывает возмущение геофизических полей над залежью.

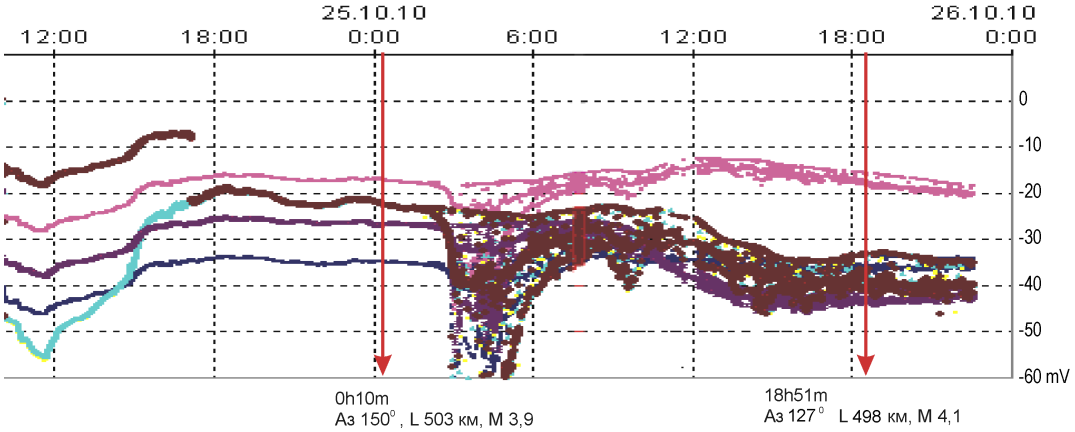


Рис.1. Вариации естественного электрического поля в период 2-х землетрясений 25 октября 2010 г.

За весь период наблюдений записано более 40 эпизодов возмущения геофизических полей, которые в камеральный период были представлены в графической форме и сопоставлены с официальными каталогами сейсмологической службы. Все эпизоды подтверждены зарегистрированными сейсмологической службой сейсмическими событиями произошедшими на удалении от пункта наблюдений на расстоянии от 60 до 650 км при

магнитудах от 2.5 до 6. Установлено, что формы проявления в полях сейсмических событий различны. Наиболее часто повторяемые формы описаны нами ранее [1,3], но это относится к периоду до 2010 года, когда применялась сначала однолучевая (2006 г), затем 4х азимутальная установки для регистрации напряженности естественного электрического поля, при этом велась ручная запись с дискретностью 5 минут. Применение 6-азимутальной установки и внедрение автоматической записи показаний напряженности ЕП, геомагнитного поля и температуры с дискретностью (по разным параметрам) от 10 секунд до 1 минуты качественно изменили ситуацию. Это, после настройки аппаратуры, позволило осуществить практически бесперебойную круглосуточную запись. После доработки применяемой аппаратуры можно рассчитывать на устойчивое определение направление на эпицентр землетрясения.

На основе результатов всех выполненных работ можно утверждать:

1. Залежь УВ, расположенная в зоне влияния активного тектонического разлома, является индикатором геодинамических процессов, протекающих как внутри нее, так и за её пределами.
2. По комплексу признаков временных изменений геофизических полей контур залежи УВ на поисковом объекте может быть определен на местности.
3. Возмущения геофизических полей над залежью УВ начинаются за несколько часов до сейсмического события, если его эпицентр удален более чем на 350 км от пункта наблюдений, и ранее чем за сутки, если он расположен в радиусе около 100 км.
4. Для получения информативных сигналов – предвестников сейсмических событий – может быть использована неподверженная техногенному воздействию залежь углеводородов, расположенная в зоне влияния активного тектонического разлома.
5. На данном этапе исследований перечисленные проявления сейсмических событий в геофизических полях следует рассматривать как частные случаи проявления предвестников. Для определения их фундаментальной значимости необходимо продолжить эксперименты на нескольких полигонах одновременно.

В целом результаты эксперимента позволяют сделать следующие предположения.

1. Определение времени предстоящего сейсмического события не представляется неразрешимой задачей. При продолжении исследований и накоплении фактического материала могут быть выработаны критерии, которые позволят определить время события с достаточно высокой точностью за несколько часов до его реализации.

2. Эпизод, зарегистрированный 17 октября 2008 г. с применением четырехазимутальной установки ЕП и эпизоды записанные при использовании 6-азимутальной установки в 2010 году позволяют с оптимизмом оценить возможности определения направления на эпицентр предстоящего события, а следовательно, и его координат при одновременной регистрации на нескольких достаточно удаленных друг от друга пунктах. Для гарантии более качественного решения этой задачи комплекс предполагается дополнить ориентированными установками для регистрации электромагнитных импульсов и горизонтальных градиентов геомагнитного поля.

Литература

1. Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. Прогноз нефтегазоносности и предвестники сейсмических событий по временным изменениям геофизических полей // Уральский геофизический вестник.-2009. №2, с.57-65.
2. Паровышный В.А., Веселов О.В., Сеначин В.Н., Кириенко В.С. Временные изменения геофизических полей над газовой залежью (о.Сахалин)//Тихоокеанская геология.-2008.-Т.27.-№ 4. С. 3-15.
3. Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. Вариации геофизических полей над флюидонасыщенными геодинамическими системами в связи с проблемой прогноза сейсмических событий // Вестник ДВО РАН. -2009. №4. с. 50-57.

****

УДК 553.8:551.71/72(477.62/64)

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СОСТАВА НИЗОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

П.И. Пигулевский – +380-97-338-1275, pigulev@ua.fm
Днепропетровская геофизическая экспедиция "Днепрогеофизика", Днепропетровск, Украина

Brief characterictics material composition of Srednepridnerovsky megablock and Priazovsky megablock, Krivorozhsko-Kremenchug and Orekhovo-Pavlograd suture zones is shown. The legitimacies of their intercoupling with plutonic constitution of the southeast part of Ukrainian Shield on depth 30 km are reviewed. The progressing granulite, gabbro-eclogite, peridotite, diorite, granite is shown, the conclusion about offset on depth of main faults of the southeast part of Ukrainian Shield is drawn.

Введение. Многие исследователи предполагают, что вещество глубоких слоев земной коры создается в результате физико-химических и метаморфических процессов, которые дополняются процессами внедрения магматического материала из мантии и местного плавления пород. Построение комплексно обоснованной не только геофизическими методами, но и геохимическими, петрографическими исследованиями геологической модели строения земной коры является одной из актуальных проблем современной геофизики и геологии. Создание такой модели и насыщение ее геолого-петрологическими данными позволяет как получать новые сведения о литосфере, так и выявлять общие закономерности глубинного строения отдельных перспективных регионов, понять процессы образования и закономерности расположения месторождений полезных ископаемых.

3-D геолого-геофизическая модель была создана автором для юго-восточной части УЩ – Среднеприднепровского (СПМ) и Приазовского (ПМ) мегаблоков (рис. 1). Она позволила получить не только новые данные о строении земной коры региона, но и выявить закономерности формирования и размещение месторождений полезных ископаемых.

Строение нижней части земной коры на срезе -30 км. Территория исследований охватывает СПМ, ПМ, Криворожско-Кременчугскую (ККШЗ) и Орехово-Павлоградскую (ОПШЗ) шовные зоны (рис. 2).

Под ККШЗ на срезе -30 км прогнозируется преимущественное развитие диоритового и кварцево-диоритового слоев, которые прослеживается вдоль зоны с севера на юг в субмеридиональном направлении на расстояние до 200 км при ширине от 20 до 60 км. Южная часть зоны на протяжении 45 км сложена диафторированными гранулитами и диоритами. В северной и центральной ее частях распространены тела гранитов. Вдоль зоны часто встречаются тела габбро. Одно из них выделено на севере зоны в районе правобережных магнитных аномалий, второе – в зоне сочленения Криворожско-Кременчугского разлома с Высокопольской зеленокаменной структурой (ЗКС). На рис. 2 видно, что на этом срезе наблюдается смещение Криворожско-Кременчугского разлома на запад в южной и центральной частях на 10-5 км, а в северной – 3-5 км.

Под СПМ развиты перидотиты, габбро-перидотиты, габбро, базальты, диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, гранулиты, диафторированные гранулиты и диориты (рис. 2).

Под Сурской, Верховцевской и Чертомлыкской ЗКС распространены базальтовый, диоритовый, кварцево-диоритовый, гранулитовый слои и тела габбро. Базальтовый слой выходит на срез на север от Верховцевской ЗКС и образует кольцевидное тело диаметром 45 км.

Под Конкской и Белозерской ЗКС отмечается развитие перидотитов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, гранулитов, диафторированных гранулитов.

Наибольшее тело перидотитов выделено в северной части СПМ под Криничанской антиформой. Оно вытянуто в северном направлении на 40 км при ширине 25 км. Второе тело перидотитов расположено под Томаковской антиформой и характеризуется серповидной

формой с длиной по дуге 40 км при ширине 10 км. Еще три тела перидотитов оваловидной формы размером от 5 до 12,5 км расположены под Самойловской антиформой.

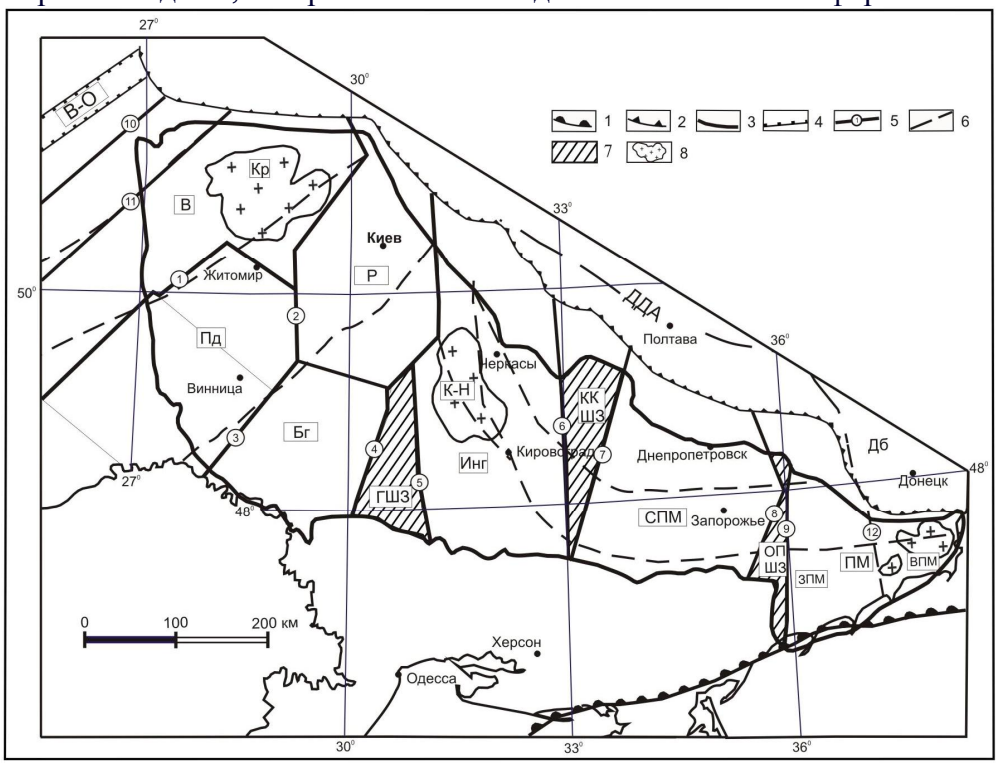


Рис. 1. Тектоническая схема Украинского щита по поверхности рифейского фундамента: *1* – граница Восточно-Европейской платформы; *2* – граница Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА); *3* – контуры Украинского щита; *4* – граница Волынско-Оршанской впадины (В-О); *5* – межмегаблоковые разломы (цифры в кружках): 1 – Тетеревский, 2 – Брусиловский, 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-Кременчукская, ОПШЗ – Орехово-Павлоградская); 8 – массивы (Кр – Коростенский, К-Н – Корсунь-Новомиргородский, В-Пр – Восточноприазовский);

Мегаблоки: В – Волынский; Пд – Подольский; Р – Росинский; Бг – Бугский; Инг – Ингульский; СПМ – Среднеприднепровский; ПМ – Приазовский (ЗПМ – Западноприазовский, ВПМ – Восточноприазовский)).

На срезе -30 км в пределах СПМ хорошо прослеживаются Днепродзержинский, Хортицкий и Конкский разломы (рис. 2).

ОПШЗ представлена образованиями новопавловской, каинкулакской, волчанской, терноватской, демьяновской, новогоровской толщ, новопавловским базит-ультрабазитовым, гранитойдами новопавловского эндербит-тоналитового и шевченковского комплексов, щелочными породами старобогдановского и, частично, малотерсянского комплексов. Под ОПШЗ преобладают слои диафторированных гранулитов и диоритов, которые змеевидной полосой шириной около 7 км прослеживаются на всем ее протяжении (рис. 2). На срезе -30 км Орехово-Павлоградский разлом смещается в восточном направлении на 20-30 км.

ПМ охватывает площадь одноименного архейского гранулитового кратона на западе и область мезопротерозойской активизации на востоке, которые разделены Новопавловско-Володарским глубинным разломом на Западноприазовский и Восточноприазовский блоки II порядка. Мегаблок сложен осадочно-вулканогенными породами западноприазовской, волчанской, драгунской, косивцевской, терноватской, новогоровской толщ; осипенковской и центральноприазовской серий; дибровской, гуляйпольской и садовой свит.

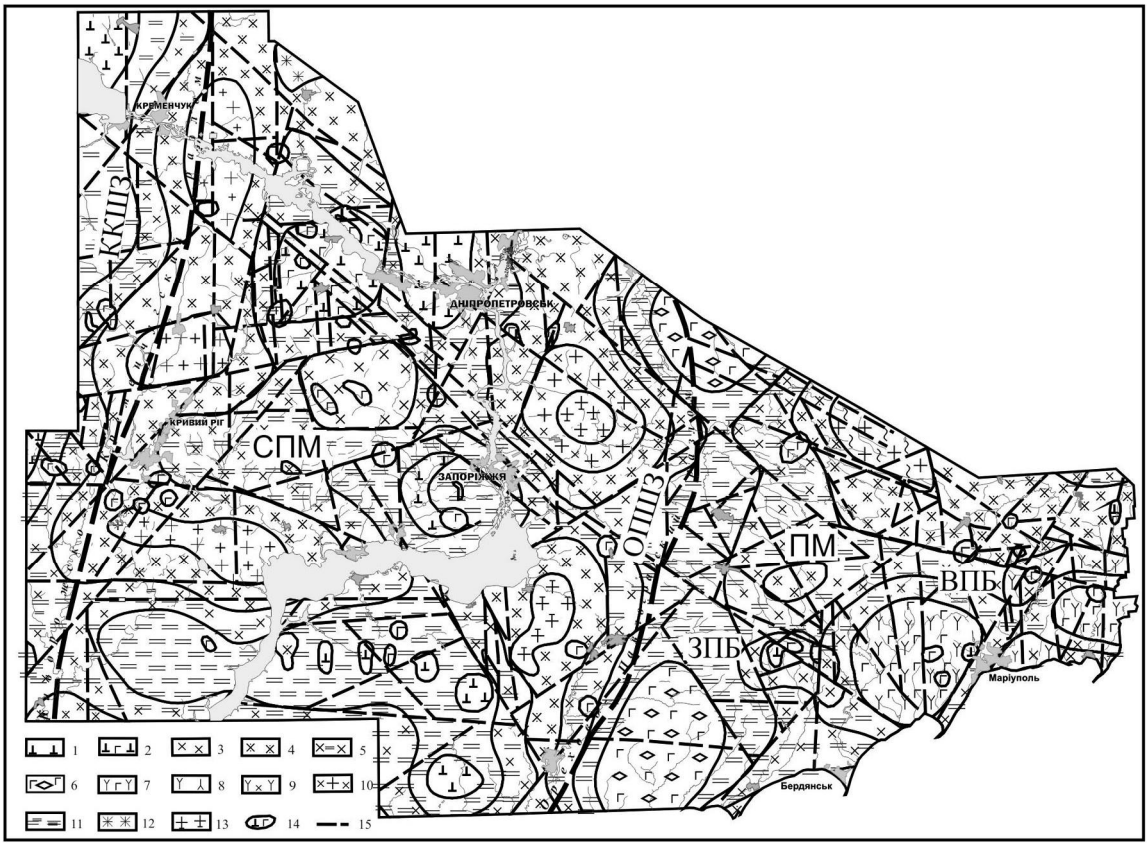


Рис. 2. Глубинное строение юго-восточной части Украинского щита на срезе -30 км.

Условные обозначения. Мегаблоки: Среднеприднепровский – СПМ; Приазовский – ПМ. Шовные зоны и блоки II порядка: Криворожско-Кременчукская – ККШЗ; Орехово-Павлоградская – ОПШЗ; Западноприазовский – ЗПБ; Восточноприазовский – ВПБ.

1 – перидотиты; 2 – габбро-перидотиты; 3 – диориты; 4 –диориты, кварцевые диориты 5 – диафторированные гранулиты, диориты; 6 – габбро-эклогиты; 7 – габбро-сиениты; 8 – переслаивание нефелиновых сиенитов и граносиенитов; 9 – сиено-диориты; 10 – грано-диориты; 11 – гранулиты; 12 – базальты; 13 – граниты; 14 – интрузивные тела; 15 – предполагаемые разломы по МТЗ-данным и результатами моделирования гравитационного поля.

Под ПМ развиты гранулитовый, диафторированных гранулитов, диоритовый, кварцево-диоритовый, габбро-эклогитовый, габбро-сиенитовый слои (рис. 2). Площади развития габбро-эклогитового слоя выделяются на северо-западе и юго-западе ПМ.

Восточноприазовский блок II порядка выделен в восточной части ПМ. Он характеризуется широким развитием интрузивных формаций нефелиновых и щелочных сиенитов, гранит-сиенитов, габбро, габбро-перидотитов, кимберлитов. В его границах проявился интенсивный щелочной метасоматоз, окварцевание, грейзенизация, флюоритизация.

На срезе -30 км под ПМ хорошо прослеживаются Южнодонбасская, Кальмиусская, Новопавловско-Володарская, Сорокинская зоны разломов.

Выводы. В результате создания 3-D геолого-геофизической модели Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков УЩ спрогнозирован возможный состав земной коры. Выделены также региональные и локальные структуры в коре, которые оказывают влияние на размещение отдельных генетических типов полезных ископаемых, а, именно, магматического, гидротермального и гидротермально-метасоматического.

Результаты исследований показывают, что специализация на полезные ископаемые юго-восточной части УЩ зависит от строения нижней части земной коры на срезе -30 км. Полученный прогнозный вещественный состав пород нижней части земной коры позволяет

геологам заново пересмотреть закономерности расположения уже открытых месторождений и крупных рудопроявлений и прогнозировать местоположение новых типов полезных ископаемых.

****

УДК 504:57А

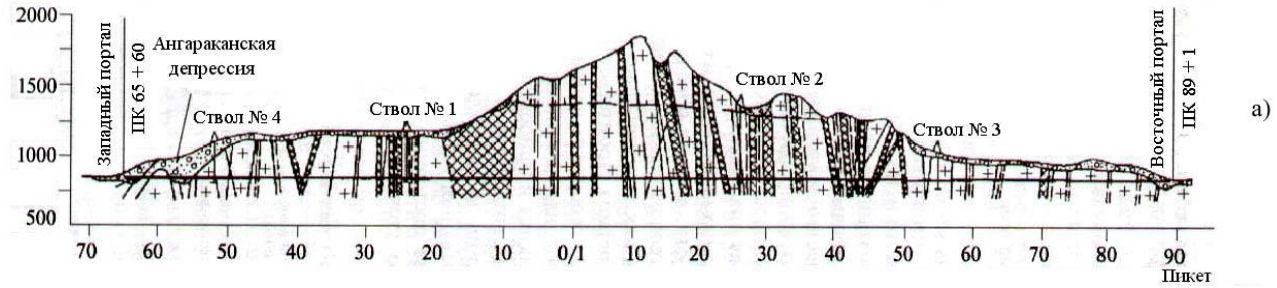
РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА РАДОНА В СЕВЕРОМУЙСКОМ ТОННЕЛЕ

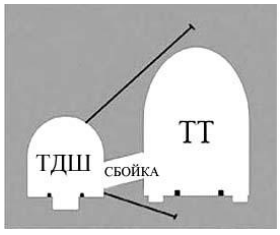
К.А. Пинчук, А.И. Булнаев, 89021779482, paltseva_ka@bk.ru
Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия

The results of investigations of Severomuisky railway tunnel of Baykal-Amur Railroad concerning of the studying of radon level in this system in summer and winter periods were stated. Was determined that source of radon in anomalous zones is the underground waters saturated this radioactive gas and inflowing in drainage raise from relief holes and fissures in walls of mine working. The concentration of radon is less in winter period than summer period in transport tunnel and drainage raise but it remains anomalous. It is explained by less inflow of drainage water to tunnel in winter, other flow chart of ventilation system and frequency of passage of trains through the tunnel. East and West zones of anomalous radon concentration (observed in drainage raise in summer) are moved in the central part of mine working in winter.

Радон – самый тяжелый из благородных газов, которые раньше называли инертными газами. Он не имеет ни запаха, ни вкуса, прозрачен и бесцветен. Опасность радона для человека заключается в том, что, будучи газом, он попадает в организм человека при дыхании и может вызвать пагубные для здоровья последствия, прежде всего - рак легких. Но не так опасен сам радон, как дочерние продукты его распада (ДПР): Bi-214, Pb-214, Po-218. Плотность радона при 0°С равна 9,81кг/м3, это почти в 8 раз больше плотности воздуха. Поэтому радон накапливается в подвалах, горных выработках, пещерах, тоннелях и т.п. Радон легко подвижен и атмосферными потоками переносится на большие расстояния, он также довольно хорошо растворим в воде и перемещается вместе с грунтовыми и поверхностными водами [1].

Мониторинг радона в Северомуйском железнодорожном тоннеле проводится с 2003 года после ввода его в эксплуатацию. Актуальность обследований связана с большим количеством людей, занятых в эксплуатации тоннеля. В данной статье рассматриваются обследования 2004, 2005, 2006 и 2009 гг.





б)

Рис.1. Схематические разрезы Северомуйского тоннеля: а) – продольный геологический разрез; б) – поперечный разрез, показывающий взаимное расположение ТТ, ТДШ и соединяющих их выработок.

На рис. 1 изображены схематические разрезы Северомуйского тоннеля. Пикетаж тоннеля разбит на две части: с западного портала от ПК 65 до ПК 0 - западное плечо и от ПК 0/1 до ПК 89 восточного портала - восточное плечо. Тоннель имеет 4 шахтных ствола, которые эксплуатировались при строительстве, а в настоящее время используются для обеспечения системы вентиляции в тоннеле [2].

В 2005 г. Восточно-Сибирским филиалом государственного учреждения здравоохранения «Федеральный центр гигиены и эпидемиологии по транспорту» в содружестве с ГОУ ВПО «Иркутский государственный медицинский университет» были проведены работы с целью обоснования оздоровительных мероприятий для работников, осуществляющих эксплуатацию Северомуйского железнодорожного тоннеля. В результате обследования было установлено, что концентрация радиоактивного газа радона и ДПР в воздухе транспортного тоннеля (ТТ) и транспортно-дренажной штольни (ТДШ) достигают значений, значительно превышающих предусмотренные действующими нормами радиационной безопасности [3].

В 2006 году лабораторией радиационного контроля (ЛРК) Иркутского государственного технического университета по договору с Иркутским государственным университетом путей сообщения проводилось контрольное обследование Северомуйского тоннеля с целью районирования ТТ и ТДШ по степени радоноопасности, выявления мест с наибольшей концентрацией радона и ДПР, установления и локализации источников поступления радона в горные выработки. Обследование Северомуйского тоннеля проводилось в два этапа – летний (август) и зимний (декабрь), при разных режимах работы системы вентиляции.

Данные контрольного обследования 2006 года подтвердили результаты, полученные в 2004 и 2005 годах – радона в Северомуйском тоннеле аномально много (намного больше, чем в 2004 году). Было установлено, что концентрация радона в ТДШ намного больше, чем в ТТ. Это связано с тем, что грунтовые воды, насыщенные растворенным радоном, отводятся от тоннеля в штольню, а так же за счёт более эффективного удаления эманаций системой вентиляции в ТТ и проходящими по тоннелю поездами. Поэтому далее рассматривается ситуация в транспортно-дренажной штольне.

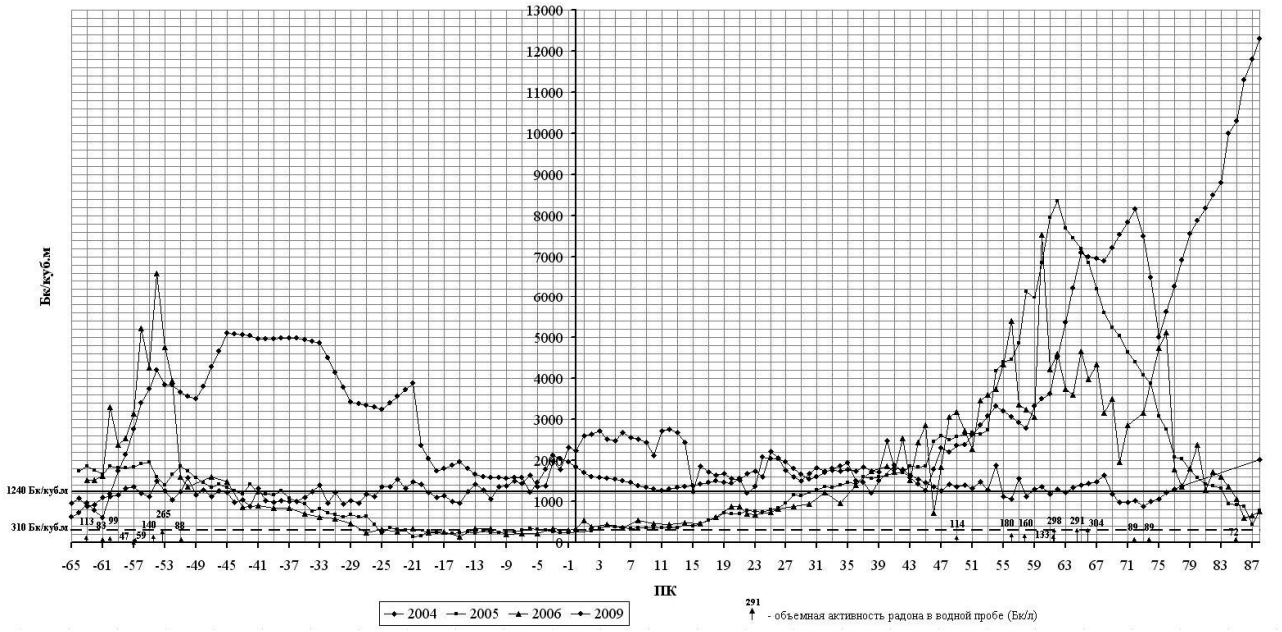


Рис. 2. Эквивалентная равновесная объемная активность радона в воздухе ТДШ в летний период

Летом 2009 года Восточно-Сибирским филиалом государственного учреждения здравоохранения проводилось очередное обследование Северомуйского тоннеля на радон

(Рис. 2). Результаты обследования показали, что радона в Северомуйском тоннеле в этом году стало еще больше, чем в предыдущие годы. Это, очевидно, связано с бóльшим поступлением подземных вод в выработку, чем в прежде.

Анализ результатов летних исследований распределения радона в ТДШ (Рис. 2) показал, что:

- источником радона в аномальных зонах являются насыщенные этим газом подземные воды, поступающие в штольню из разгрузочных скважин и трещин в стенах выработки;
- аномальные зоны ЭРОА радона в ТДШ находятся у восточного (ПК36 – ПК84) и западного (ПК51 – ПК61) порталов тоннеля и связаны с зонами разгрузки подземных вод, насыщенных радоном;
- летняя схема работы системы вентиляции не справляется с удалением радона из ТДШ.

Обследование дренажной штольни в зимнее время (Рис. 3) показало, что:

- концентрация радона в ТДШ в зимний период, хотя в целом несколько ниже, чем летом, но остается аномально высокой. Это объясняется меньшим поступлением дренажных вод в горные выработки зимой, другой схемой работы системы вентиляции и частотой прохождения поездов по тоннелю;
- в ТДШ аномальные зоны ЭРОА радона, наблюдавшиеся летом, сдвинуты в центральную часть выработки;
- зимняя схема работы системы вентиляции также не справляется с удалением радона из штольни.

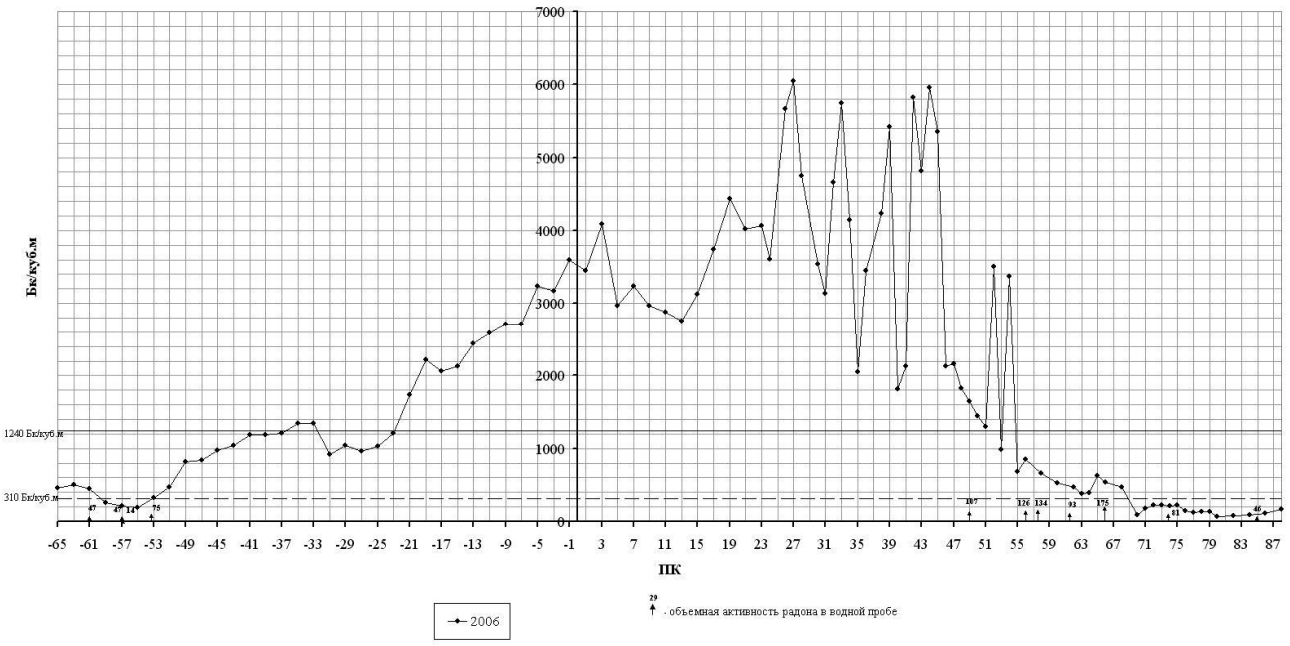


Рис. 3. Эквивалентная равновесная объемная активность радона в воздухе ТДШ в зимний период

Библиографический список:

1. А.Н. Несмеянов. Радиохимия, Изд. “Химия”, 1972
2. Н.М. Быкова, С.И. Шерман. Северо-Муйский тоннель – из XX в XXI век.- Новосибирск: Наука, 2007. – 186 с.
3. Нормы радиационной безопасности НРБ – 99 (СП 2.6.1.758-99). – М., 2000, - 119 с.

****

УДК 550.838.084

ПРОБЛЕМЫ СОВМЕСТИМОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБСЕРВАТОРИИ «МАГАДАН»

И.Н. Поддельский, А.И. Поддельский, 8 413 42 98231, podd-igor@yandex.ru
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

According to the geomagnetic observations of "Magadan" observatory some features of the relation of measurement results of geomagnetic field elements with electromagnetic noise of industrial and community origin are investigated. Significant influence of such noise on the measurement of magnetic field parameters in conditions of increased electric resistance of the underlying Earth surface was revealed.

В данном сообщении рассмотрены проблемы проведения геофизических наблюдений в Магаданской геофизической обсерватории ИКИР ДВО РАН, расположенной в п. Стекольный Магаданской области (60°N, 151°E). В условиях повышенного электрического сопротивления подстилающей земной поверхности отмечено существенное влияние на результаты измерений электромагнитных помех промышленного и бытового происхождения. Рассмотрены и проблемы совместимости отдельных видов наблюдений. В качестве примера представлены результаты измерений элементов геомагнитного поля. Для анализа использованы материалы аналоговой и цифровых магнитовариационных станций. Определялись суточные вариации параметров магнитного поля (компонент H, D, Z, T) в условиях наличия и изменения электромагнитных помех промышленного и бытового происхождения.

Измерения характеристик геомагнитного поля принципиально отличаются от многих других технических измерений тем, что здания с магнитометрами и сама территория обсерватории фактически являются частью измерительных инструментов. Поэтому для правильного выбора места под строительство и эксплуатацию магнитной обсерватории необходимо учитывать характер геомагнитной обстановки и наличие электромагнитных помех в данном районе [1]. По мере развития инфраструктуры близлежащих населенных пунктов наступает момент, когда в связи с увеличением воздействия промышленных и бытовых электромагнитных шумов выше предельной нормы встает вопрос либо о переносе места наблюдения, либо о попытках анализа возникших помех с целью их компенсации или уменьшения. Магнитная обсерватория «Магадан» была создана на окраине пос. Стекольный в 70 км от г. Магадан в 1963 году с применением имеющихся на тот момент требований к строительству и эксплуатации подобных объектов. В связи с ростом населенного пункта и внедрением цифровых методов магнитных измерений было обнаружено, что на обсерватории имеется большой уровень электромагнитных помех различного происхождения. На территории обсерватории расположены три технических здания. В первом техздании, расположенном на востоке участка, проводятся ионосферные исследования, здесь размещены и работают передатчики вертикального (АИС) и наклонного (ЛЧМ) зондирования. Во втором техздании (на западе участка) расположены станция космических лучей, индукционный магнитометр и оптическая система исследования ионосферы, вариационный магнитометр “MAGDAS”. Магнитная обсерватория находится в центре и состоит из трех павильонов - технического, абсолютного и вариационного, где установлены аналоговая магнитовариационная и цифровая станции, датчики магнитовариационной станции ”FRG”, датчики и магнитометры немецкой магнитометрической аппаратуры (GFZ, Potsdam). Регистрационная часть этих станций размещена в техническом павильоне и соединена с аппаратурой в вариационном павильоне сигнальными и силовыми кабелями, расположенными на подвесе (АМВС, ЦМВС, FRG) и в деревянном коробе на поверхности земли (станция GFZ). В абсолютном павильоне размещена аппаратура для проведения абсолютных измерений параметров геомагнитного поля. «Земляной» контур имеется только в техническом павильоне и

представляет собой четыре свинцовых листа (каждый размерами около одного квадратного метра), закопанными по углам здания на глубине 1м и соединенными со стальным контуром заземления (шина 40х5мм) внутри помещения. На востоке территории обсерватории расположен водовод, на западе река «Хасын». Населенная зона поселка охватывает обсерваторию с востока и юга (на южном участке расположены речка «Красавица» и очистные сооружения, соединенные с поселковой зоной теплотрассой и канализационной системой). Геофизическая обсерватория располагается в пойме р. Хасын, грунт которой представляет собой наносные слоистые породы, состоящие из мелкого камня (галька) и песка (кварц, мусковит, полевой шпат и др.), обладающие малой электропроводностью (порядка 4 мсим/м). Природа образования наносных и осадочных пород определяет их механическую слоистость, что приводит к существенному различию пластов по химическому составу и физическим характеристикам. Влагосодержание и солесодержание таких пород может меняться в несколько десятков раз на расстоянии нескольких метров, что приводит к неоднозначности распределения проводимости грунта. В условиях наличия вечной мерзлоты на глубинах от 0,7 до 5 метров и непромерзаемых нижележащих слоев сильно изменяется общая проводимость грунта во время промерзания в осенне-зимний период и оттайки в весенне-летний. В это время регулярно наблюдаются скачкообразные изменения величин абсолютных параметров геомагнитного поля, которые затем плавно (в течение нескольких дней) возвращаются к регулярным. В условиях постоянно меняющейся проводимости подстилающего грунта наличие шумов на записях регистрации вариаций магнитного поля сильно зависят от промышленных и бытовых электромагнитных помех. Отмечено, что во время полного отключения электрической энергии в поселке (аппаратура магнитной обсерватории в этот период работает от аккумуляторов) резко уменьшается уровень шумов на записях и несколько понижается постоянная составляющая магнитного поля. Возможным источником магнитного шума являются распределенные земные токи от водовода холодной воды, который проходит на расстоянии около 200м к востоку от обсерватории. Длина водовода составляет в общей сложности около 800м и его северный конец «заземлен» на глубоководную скважину, в которой установлены мощные глубинные насосы. В условиях «плохой» земли ее роль выполняют стальные трубопроводы теплотехнических и сантехнических сетей, на которых, при перекосах фаз электрической сети, возникают значительные напряжения, изменяющиеся произвольным образом в зависимости от нагрузки. Эти трубопроводы практически являются «нулем» для электрических сетей и играют большую роль в появлении земных электрических токов, которые текут от источника повышенного потенциала (трубопроводы поселка) к наиболее естественной «земле» - реке «Хасын», расположенной на расстоянии 300м к западу от магнитной обсерватории. Кроме этого, территорию ГФО в направлении с востока на юго-запад пересекают две водоотводных канавы, расположенные на её южном участке (одна из них проходит непосредственно под антенной ЛЧМ). В 30м севернее вариационного павильона в направлении с востока на запад до р. «Хасын» пролегает обсохшее и заросшее растительностью русло ручья, вода в котором появляется в дождливый период. Таким образом, сопротивление поверхностного грунта территории геофизической обсерватории многозначно изменяется в течение времени в зависимости от окружающей температуры, а разность электрического потенциала на поверхности земли (особенно восточной и западной частей) изменяется неопределенным образом, что определяет наличие и изменение земных токов. Эти токи вызывают индукцию магнитного поля в поверхностном слое земли и проводниках (кабельные силовые и сигнальные линии, трубопроводы) на ее поверхности, что определяет появление магнитных помех. Положение осложняет наличие большого количества электрических и сигнальных сетей, а также трубопроводов на территории геофизической обсерватории. В таких условиях определение и устранение источника магнитного шума является весьма сложной задачей. В качестве примера плохой совместимости различных наблюдений рассмотрены материалы регистрации параметров магнитного поля на

аппаратуре GFZ во время работы передатчика наклонного зондирования (ЛЧМ). Отмечено, что при работе передатчика возникают большие шумы на записях, особенно на Z-компоненте. Относительная величина этой помехи изменяется в течение суток, месяца и сезона. Интересно, что на записях других магнитометров подобного эффекта не обнаружено, хотя по техническим характеристикам все они близки. Таких помех нет ни на записях магнитовариационного магнитометра FRG, ни на ЦМВС, ни на аналоговой магнитной станции, датчики которых расположены в одном помещении с датчиками комплекса GFZ. Нет подобных шумов и на записях индукционного магнитометра, расположенного во 2-ом техническом здании, хотя именно он должен наиболее сильно реагировать на электромагнитное излучение, т.к. расположен в зоне формирования диаграммы передающей антенны. Возможно, эти помехи определяются интерференционными эффектами между частотами передатчика и несущими частотами в феррозондах. Исследование этого предположения планируется в дальнейшем. В работе представлены некоторые исследования возможности избавления от помех промышленного и бытового происхождения, а также из-за несовместимости различных видов наблюдений, которые позволили сделать некоторые выводы.

- Помеха от электромагнитного излучения промышленного или бытового происхождения в условиях пониженной проводимости почвы вызывается электрическими токами растекания по земле и поэтому её форма и амплитуда может меняться в течение времени и сезона наблюдений.
- В условиях пониженной проводимости грунта необходимо внимательно подходить к выбору места «заземления», которое обязательно осуществляется в одной точке, определяемой экспериментально. Возможно, лучше будет вообще отказаться от «заземления».
- Желательно отказаться от непосредственного соединения аппаратуры с линиями электропередач, для чего использовать развязывающий трансформатор.
- Лучше использовать вместо стационарного ПК ноутбук, питающийся от внешних переключаемых аккумуляторов, заряжаемых индивидуально.

В ближайшее время планируются новые исследования причин возникновения помех и возможностей их устранения.

Литература:

1. Нечаев С.А. Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений. Иркутск. Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2006.

****

УДК 550.41 + 551.24 + 553.061 (477)

СПОСОБ ВЫЯВЛЕНИЯ ПРИРОДЫ АНОМАЛЬНОСТИ ГАЗОВЫХ ПОТОКОВ ИЗ НЕДР В АТМОСФЕРУ

А.В. Поливцев

a_polivtsev@ukr.net, тел/факс +38 044 206 35 94

Украинский государственный геологоразведочный институт, Киев, Украина

Proposed normalize the gas flows by the level of geodynamical activity, including Holocene elevations` amplitude. The method`s variant illustrated distinguishing the halo-stream anomalies over the oil-gas-condensate field and fluid-penetrable faults. *Key words*: geodynamics, normalizing, gas flows, geochemical anomalies.

Методические основы измерения потоков газов из недр в атмосферу в почвах и породах зоны гипергенеза, а также их интерпретация требуют совершенствования. Достоверное установление генезиса приповерхностных аномалий осложняется кумуляцией и

хроматографированием разногенетичных глубинных газов на пути к дневной поверхности. В нефтегазопоисковой геохимии это справедливо как для концентратометрии газов, так и измерений потоков газов с использованием дебитомерных (сорбометрических) трубок.

Геоструктуры разной тектонической мобильности индивидуальны по масштабам дегазации и составу газов. Г.И. Войтовым [1] поток углеводородных газов областей альпийского орогенеза оценен средней величиной $29{,}5\times10^{12}$ г/год, CO_2 – 57,3, а платформ и складчатых областей соответственно 44,2 и $9{,}1\times10^{12}$ г/год. В приповерхностной гидропедосфере поток осложняется добавлением биогенных летучих компонентов. Геодинамическая активность блоков и тектонических нарушений вызывает нелинейность газового фона и возрастание контрастности аномалий, что затушевывает часть полезных аномалий. В мобильных зонах изменяются положение и размеры аномалий относительно своих источников, а также компонентный состав газов. Стандартные приемы обработки данных не предполагают нормирования на уровень геодинамической активности, хотя оно снимает искажающее влияние тектонического фактора и позволяет получать сопоставимые данные о нетектогенных источниках газовых аномалий над объектами разного ранга.

Инерционность газовых потоков относительно возмущений напряженно-деформированного состояния среды мала, поэтому текущие вариации потоков газов в верхней части зоны гипергенеза должны сопоставляться с современными движениями, текущим напряженно-деформированным состоянием массивов и другими показателями живой тектоники. Однако, за исключением флюидогеодинамического мониторинга на полигонах, дискретность геодезических и геолого-геоморфологических методов регистрации режимов современных (и голоценовых) тектонических движений не обеспечивает достаточной плотности наблюдений в местах измерений. Нивелированием не всегда получают достоверный тренд движений, а установление динамики рельефа по голоценовому аллювию долин исключает точные построения по водораздельно-склоновым пространствам.

Рассматривается способ улучшения оценок природы устойчивых газовых аномалий, реализуемый в два этапа: *а)* предварительное картирование современной геодинамической активности площади работ геодезическими, почвенно-геоморфологическими и/или геофизическими методами; *б)* последующее нормирование газового поля на показатели собственно современных (и голоценовых) движений, а также текущего деформированного состояния геосреды.

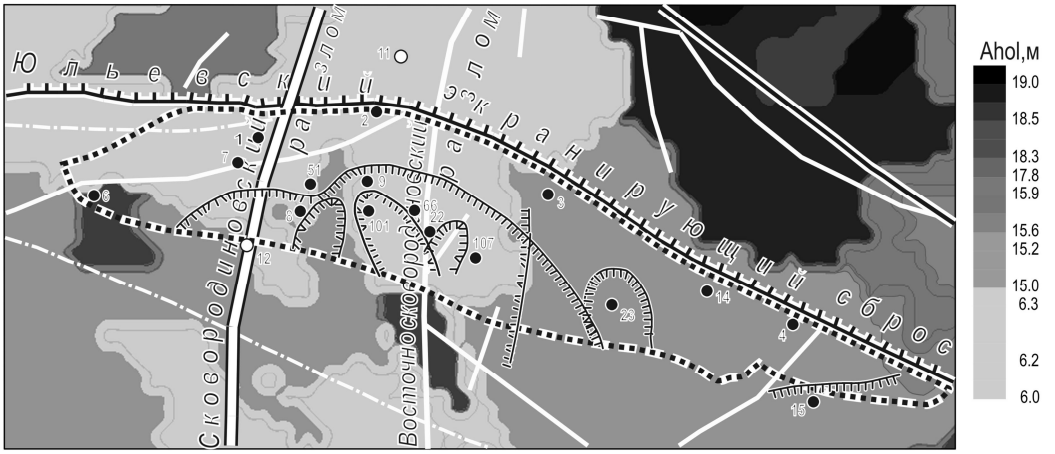
Применение способа показано на примере горного отвода Юльевского нефтегазоконденсатного (НГК) месторождения, среднего по запасам и расположенного в центральной части северного борта Днепровско-Донецкой впадины. Залежи протяженной гемиантиклинали тектонически экранированы зональным Юльевским обратным сбросом, сосредоточены в отложениях нижнего карбона и трещиноватых верхах фундамента (C_1s–РЄ). Интервал нефтегазоносных глубин от 2404 до 3787 м. Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента 3,3–3,8 км, уклон к югу. Структура включает 5 куполов, ее центральная и западная части содержат основные запасы. Существующие модели нефтегазоносности борта предполагают подпитку ловушек чехла из разломов фундамента, затекание углеводородов из впадины на ее борт по системе крупных поперечных флюидопроводных нарушений или же комбинированный генезис скоплений. Фундамент месторождения и базальные слои рассечены Сковородиновским и Восточносковородиновским поперечными тектоническими разрывами. Их роль в латеральной миграции флюидов из впадины (на юге) в северном направлении не доказана. Однако на этом продолжении у линии Восточносковородиновского разлома открыты Скворцовское НГК и Недильное газоконденсатное месторождения.

Съемка по свободным почвенным углеводородным газам выполнена Институтом геологических наук НАН Украины (И.Д. Багрий и др., 2007). Контур месторождения и его фланги отразились очаговыми газовыми аномалиями отдельных компонентов, не образующими рисунков, характерных для ореолов и газовых струй. По исходным полевым данным нами рассчитан один из наиболее информативных поисковых показателей – коэффициент жирности газов *KG*, представляющий отношение содержаний тяжелых углеводородов к содержанию метана $KG = 100\times\text{ТУВ}/CH_4$. По методике [2] выполнено сплошное картирование суммарных амплитуд

позднеголоценовых поднятий *Ahol*, что обеспечило избыточность (необходимость и достаточность) актуогеодинамических данных. Получены статистические распределения амплитуд поднятий и коэффициентов жирности для площади работ.

Выделение полезных аномалий нормированием на геодинамическую активность

А. Контур месторождения на карте амплитуд голоценовых движений Ahol



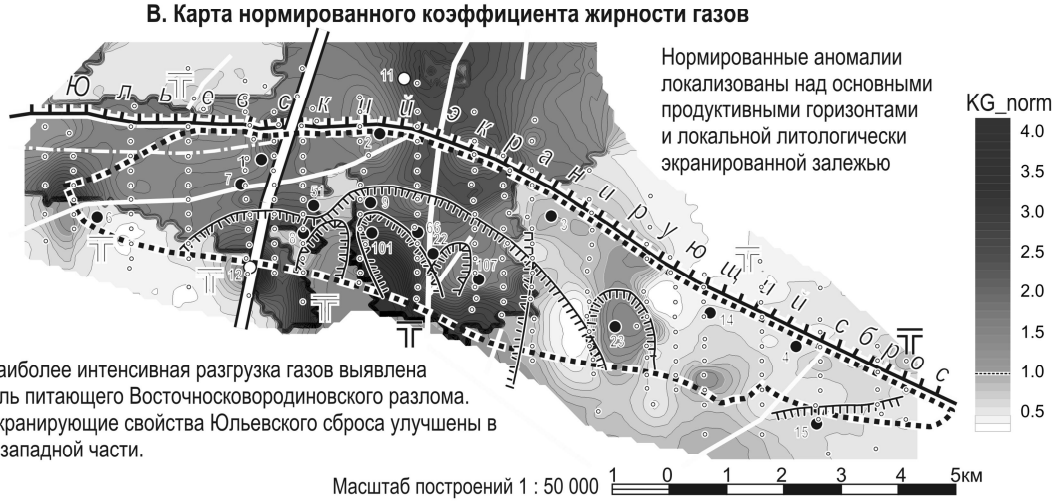
Дифференцированные движения. Основные запасы углеводородов сосредоточены в центральном и западных куполах структуры с малыми амплитудами поднятий.

Б. Карта коэффициента жирности углеводородных газов KG в почвах



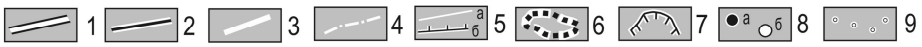
Аномалии, в том числе тектогенные, занимают свыше 70 % площади участка и слабо локализованы

В. Карта нормированного коэффициента жирности газов



Наиболее интенсивная разгрузка газов выявлена вдоль питающего Восточносковородиновского разлома. Экранирующие свойства Юльевского сброса улучшены в его западной части.

Масштаб построений 1 : 50 000 1 0 1 2 3 4 5км



Разломы. ***Фундамент:*** **1** - глубинные, **2** - региональные, **3** - зональные, **4** - локальные. ***Осадочный чехол*** (по сейсморазведке МОГТ, $Vв_{2-п}$ - C_1v_2): **5** - сбросы *а* - согласные, *б* - несогласные. **Нефтегазоносность: 6** - контур, **7** - границы литологического замещения в продуктивных горизонтах карбона. **Скважины - 8:** *а* - продуктивные, *б* - непродуктивные. **9** - пункты газовой съемки.

Рисунок. – Юльевское нефтегазоконденсатное месторождение и флюидопроводимость разломов в первичном и нормированном газовом поле

Массивы *KG* и *Ahol* шкалированы в диапазоне [0,1]. Показана целесообразность шкалирования функциями, подчеркивающими заданные особенности газового поля, селективно выделяющими нетектогенный фон и аномалии заданного рода. Для Юльевской площади принята сигмоидная функция (*Fs*), которая отвечает плотностям распределений. Для измерений параметра C_i с оценкой среднего C_c и среднеквадратического отклонения σ :

$$Fs = 1 / (1 + e^{-a}), \text{ где } a = (C_i - C_c) / \sigma.$$

Массивы величин *Fs* в диапазонах от нуля до единицы представлены в виде совмещенных интерполяционных сетей 100 на 100 м (метод Криге). Далее газовый показатель KG_i нормирован на $Ahol_i$, интерполирован кригингом и закартирован.

Рисунок в части **А** представляет карту амплитуд голоценовых поднятий в диапазоне +6 – +20 метров. Юго-западная и восточная периклинали Юльевской складки испытывают более активные воздымания. Границы перепадов амплитуд соответствуют контурам зеленокаменных структур и массивов гранитоидов фундамента с разной мобильностью. Карта исходного показателя жирности газов (**Б**) отличается малым количеством контрастных аномалий. В значениях *KG* месторождение не отражено, как и один из поперечных разломов, а также Юльевский экранирующий сброс.

Карта нормированного коэффициента жирности *KG_norm* (**В**) содержит уже ряд нетектогенных аномалий, ограниченных основной продуктивной частью месторождения, экранирующей частью Юльевского сброса, а также литологическим экраном обособленной залежи, вскрытой скважиной 23. Снятие геодинамического фона изменило также положение, размеры и контрастность аномалий *KG* и оценку флюидопроводимости нарушений. Латеральная проводимость Сковородиновского разлома оказалась повышенной до линии Юльевского экранирующего сброса, далее она существенно снижена. Сквозную проницаемость по латерали выявил Восточносковородиновский разлом, подтверждая подпитку Юльевского, Скворцовского и Недильного месторождений углеводородным потоком из впадины.

Приведенный материал подчеркивает необходимость интерпретации поисково-геохимических данных и мониторинга газовых потоков на геодинамической основе.

Литература

1. Войтов Г.И. Современный субвертикальный поток природных газов на континентах (масштабы, химический состав) / Происхождение и миграция нефти. Сб. науч. тр. – Киев: Наукова думка, 1978. – 172 с.
2. Поливцев А.В. Методика картирования голоценовых тектонических движений в нефтегазоносных регионах Украины // Мат-ли XV міжнародного симпозіуму «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GPS і GIS–технології, 13–18 вересня 2010 р., Алушта (Крим, Україна). – Львів: Львівське астрономо-геодезичне товариство, 2010. – С. 142–147.

****

УДК 551.2 : 551.3 : 551.4 + 528.9 (477)

СВОЙСТВО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПАМЯТИ СОВРЕМЕННОГО ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

А.В. Поливцев
+38 044 2063594, +38 044 5748505, +38 068-3655180, a_polivtsev@ukr.net
Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ), Киев, Украина

From the Southwestern part of Eastern-European plain materials consistent distribution and combination of the zonal and azonal soil coverages over geostructures with the different signs and intensity of Holocene movements ascertained. The attributes of Holocene stage relief dynamics in the texture and composition of soil sections as well as soil coverage structure considered as the memory property, new donor of geodynamical information. The actuogeodynamical handling for the principles of soils` geographical distribution: different age, polygenesis, divergence,

convergence etc. given. For the soils of Dnipro-Donets Depression, Donets Basin and Carpathian region the calibration rows of tectogenous evolution substantiated, sections and maps of Holocene movements composed. Proposed in soil-formation energetics models take account of the endogenous sources: slow tectonic movements, earthquakes and microseismical noise, fluids injection.

Key words: geodynamics, Holocene movements, soils` memory.

Почвы, как и другие самовоспроизводящиеся системы, имеют механизм памяти былых состояний биогеоценозов. Носителем памяти выступает почвенное вещество разных уровней организации, запечатлевшее в составе, структуре и свойствах следы действия определенных сочетаний факторов почвообразования [1]. Различают педогенную и литогенную память. Характер этой памяти палимпсестный, то есть с частичным стиранием записанного ранее. Временная привязка событий осуществляется по данным радиоуглеродного анализа, археологическим и другим данным. В генетических горизонтах, разрезах и почвенных покровах сохраняются наиболее долговременно формировавшиеся устойчивые признаки прошлого. К примеру, время образования горизонтов черноземов составляет по А.Л. Александровскому (2005) 100–200 лет, дерново-подзолистых 100–500, серых лесных 300–700 лет, а полнозрелые разрезы этого ряда образуются за 2,5–3 тысячелетия. Саморазвивающиеся почвы отражают условия длительного равновесия биогеохимического (растительность и материнские породы), климатического и орогенического (рельеф). Изменение интенсивности хотя бы одного из пяти факторов почвообразования нарушает равновесие и изменяет ход эволюции почв к автоморфным или гидроморфным азональным.

Разработан способ восстановления режима молодых вертикальных тектонических движений по характеру эволюции почвенного покрова в пределах биоклиматических зон. Предлагаемый подход подобен методу тектонического анализа мощностей и фаций осадочных бассейнов. Он увеличивает потенциальную информационную емкость почв, оцененную ранее Ф.И. Козловским (1996) в 10^{20} бит. От почвенных растворов и минеральных носителей памяти к почвенным ареалам удельная информация на единицу площади уменьшается, объемная плотность в элементах структуры почвенного покрова растет. Карты почв – не самый информативный, но наиболее доступный источник потенциально извлекаемых данных о режимах голоценовых движений. Рассматривается геодинамическая составляющая информационной структуры памяти почв. На участках интенсивных воздыманий обеднение набора почвенных типов, замещение и стирание родовых, видовых и других признаков (конвергенция по В.А. Ковде, 1973) уменьшает информацию о почвенных процессах; сужается временной диапазон реконструкции режима движений. При опусканиях увеличиваются сложность и информационная насыщенность почвенного покрова (дивергенция), зональные почвы водоразделов и склонов частично вытесняются многочисленными азональными гидроморфными, образуя закономерные площадные рисунки азональных тектогенных почв.

По террасам левых притоков Днепра иллюстрировано нарушение известного принципа разновозрастности почв, а именно нахождение характерных почв на одновозрастных элементах рельефа, от пойм и низких террас к водоразделам (катены). В местах, где активные голоценовые поднятия или опускания охватывают тектонические блоки с разными гипсометрическими отметками дневного рельефа, в почвенном покрове появляются азональные таксономические единицы, их комбинации и сочетания, подтверждающие тектогенную смену одних почвенных процессов другими. В таких тектогенных ландшафтах абсолютные величины суммарных амплитуд вертикальных голоценовых движений не коррелируют с отметками дневного рельефа более древнего оформления. Связь со скоростями движений по геодезическим данным наблюдается лишь на участках активных унаследованных движений по нескольким эпохам нивелирования, указывая на индивидуальность режимов вертикальных движений собственно современных и позднеголоценовых.

Полнота записи динамики рельефа ограничена на участках высокоинтенсивных поднятий, где эрозия недокомпенсирована почвообразованием, здесь часть признаков стирается, и омолаживающийся укороченный разрез отражает динамику рельефа одного-трех последних тысячелетий, то есть субатлантического периода голоцена. Аккумулятивные почвы могут сохранять запись более продолжительных интервалов. Таким образом, нижняя граница геодинамических реконструкций по полным почвенным разрезам диахронна.

Способ картирования голоценовых движений реализован в форме геолого-геодинамических разрезов и среднемасштабных карт суммарных амплитуд движений в регионах Украины. Составлены тектогенные эволюционные ряды «тип почв – амплитуда вертикальных движений» в диапазоне от опусканий до интенсивных поднятий. Использованы геолого-геоморфологические и другие реперы голоценовых движений, для них определены характерные почвы, включая их родовые, видовые и другие таксономические признаки и литогеохимические признаки зрелости. По калибровочным кривым и картам почвенной съемки или полевому опробованию вычислены и закартированы амплитуды движений [2]. Преимущества способа – вычислительная точность 0,10–0,25 м за голоцен, сплошное покрытие и получение информации о движениях in situ. Ограничения – меньшая чувствительность к движениям в пределах пойм и первой террасы, а также земель лесфонда. Точность построений определяется точностью реперной сети, оценки движений относительны. Достоверность построений снижается техногенезом.

На рисунке приведен пример восстановления амплитуд позднеголоценовых поднятий по одному из профилей, секущих Кальмиус-Торецкую котловину и прилегающую часть складчатого Донбасса. Почвенный покров представлен черноземными и дерновыми разностями. Такие построения и карты используются нами в регионах для оценки геодинамической активности блоков и отдельных нарушений, прогноза трещиноватых зон.

В докладе затронуты вопросы энергетики почвообразования, привлеченные для объяснения направленных изменений почв над мобильными структурами. Существующие модели потоков вещества и энергии учитывают солнечную радиацию, гидрорежим и другие факторы, а статичному рельефу отводится роль перераспределителя солнечной энергии и атмосферной влаги (В.Р. Волобуев, 1974). Но это частный баланс с отрицательным сальдо, поскольку не учтен привнос глубинного вещества и энергии. Имеющиеся данные по тектогенной эрозии, голоценовым движениям, сейсмичности, газовым потокам и другим характеристикам территорий позволяют составлять более достоверные транзитные балансы нестационарных биогеосистем.

Среди аргументов воздействия эндогенной энергии на почвенный покров такие:

1. Тектоносейсмические процессы, преобразующие органическое вещество и глинистые минералы (Н.В. Черский и др., 1985). Минералого-геохимическими исследованиями и СЭМ почв бортов Днепровско-Донецкой впадины (Поливцев, Бужук и др., 2003) установлен ход фоновых превращений и новообразования глинистых минералов, специфические для почвенных разрезов над залежами углеводородов и над активными тектоническими нарушениями:

Объекты	**Трансформации глинистых минералов**
Фоновые земли	Сингенетичные современному почвообразованию компоненты – вермикулит-смектиты (СК), трансформации с образованием хлоритовых пакетов
Залежи	***Низкие темпы внутригоризонтного выветривания***: трансформации проявлены слабо, минимум разбухающих фаз и каолинита
Активные нарушения	***Деградация структур***: минимум СК, преобладание разбухающих фаз (смектиты)

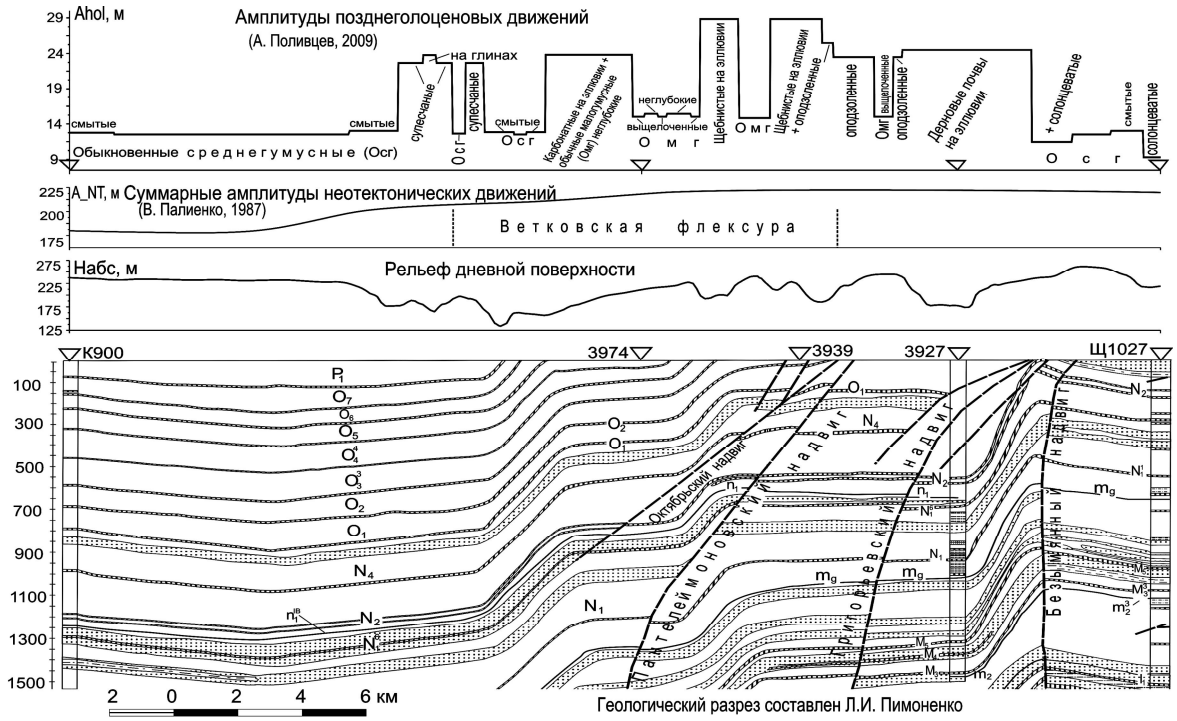


Рисунок – Дифференциация почвенного покрова и вычисленных амплитуд поднятий по профилю К900-Очеретинская – Щ1027-Макеевская

2. Данные инженерной сейсмологии, подтверждающие импульсную накачку почвообразующих пород и почв сейсмической энергией с возрастанием амплитуд колебаний, балльности, резонансными явлениями, снижением частот сигналов и др. (Yoshida, Iai, 1998, Павленко, 2009 и др.). Приводятся почвенно-геоморфологические подтверждения селективного поглощения такой энергии в увлажненных почвогрунтах, в песчаных разностях, на участках с мощными четвертичными толщами. Она фокусируется на вершинах с крутыми склонами и на морфоструктурах, сопоставимых по размерам с длиной сейсмических волн. Отмечено, что классификация дневных почв по поперечным волнам, используемая в сейсмическом микрорайонировании, например, Токио (E. Shima, 1978) обосновывает возрастание Vs в ряду «торф – чернозем – глинистые и суглинистые (луговые и дерновые) почвы – песчаные (оподзоленные) почвы». Это соответствует повышению амплитуд голоценовых движений в указанных калибровочных рядах «почвы – амплитуды голоценовых тектонических движений».

3. Влияние уровня микросейсмических шумов на почвенный покров. Для Воронежской антеклизы по данным Р.А. Орлова и Л.И. Надежки (2010) нормированный уровень микросейсмического поля в метеонезависимом диапазоне 0,7–1,4 Гц составляет в Курском мегаблоке 2,4, Хоперском 1,2, в переходной Лосевской шовной зоне 2,3. В диапазоне 1–8 Гц это соответственно 3,6, далее 3,9 и 4,7. Отношение амплитуд горизонтальной и вертикальной составляющих еще контрастнее подчеркивает геодинамическую активность шовной зоны. Анализ почвенных карт показал преобладание над этой зоной сочетания среднемощных и выщелоченных черноземов на фоне мощных черноземов, типичных и обыкновенных.

Литература

1. Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. – М.: Издательство ЛКИ, 2008. – 692 с.

2. Способ количественной оценки вертикальных тектонических голоценовых движений: Патент РФ на изобретение, МПК G 01 V 9/00 / Поливцев А.В. – RU № 2321028. Дата приоритета 31 мая 2005 г. Опубликован 27 марта 2008 г. – Бюллетень № 9. – ФГУ ФИПС “Роспатент”, 2008. – 16 с.

****

СЛЕДЫ РАЗГРУЗКИ ТЕПЛОПОТОКА ИЗ НЕДР В РИФТОВОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

Б.Г. Поляк, В.Ю. Лаврушин, А.Л. Чешко

Геологический ин-т РАН, Москва, polyak@ginras.ru

Геотермическое поле на востоке Чукотки отличается двумя контрастными особенностями: (1) повсеместным развитием толщи многолетнемерзлых пород и (2) присутствием термоминеральных источников с температурой выше климатической среднегодовой (всюду отрицательной) до 97°С. Разгрузка последних – одна из форм геотермальной активности, повышенный уровень которой отличает мобильные тектонические структуры. Локализация источников и их геохимические черты отражают специфику строения и эволюции земной коры. Из этих черт важнейшей является изотопный состав гелия, содержащегося в термоминеральных флюидах, – отношение $^3He/^4He = R$. Оно тем больше, чем моложе тектономагматическая активность в данном блоке коры [1].

Исследования, проведенные сотрудниками лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН при поддержке ГИ КНЦ РАН (Апатиты), ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), ИВиС ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский) и ФГУГП «Георегион» (Анадырь), охватили 23 группы термоминеральных источников, обнаружили пространственные вариации химического и изотопного состава газовой фазы флюидов и выявили специфику секущей полуостров с СЗ на ЮВ Колючинско-Мечигменской зоны (КМЗ) – «…самой активной и загадочной из… зон Чукотки» [2, стр. 264].

КМЗ отвечает неотектонической впадине, протягивающейся от Колючинской губы до Мечигменского залива и заполненной плейстоцен-голоценовыми осадками мощностью до 130 м [3]. Структурная депрессия в этом месте возникла на докембрийском фундаменте Восточно-Чукотского массива еще в домеловое время [4], в виде прогиба, ограниченного разломами и заполненного терригенными осадками, инъецированными габброидами, из-за чего была названа «Мечигменской рифтовой зоной» [5, стр. 52]. В верхнем мелу наложенный Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс [6] замаскировал прежний структурный план территории.

В кайнозое территория полуострова еще раз подверглась тектоно-магматической активизации, выразившейся, в частности, в базальтовом вулканизме, который в неоген-четвертичное время спорадически проявился на всем северо-востоке Азии [7; и др.]. Древнейшие на Чукотке его датировки – 54-60 млн. лет [8], Энмеленские вулканы действовали 3.9-10.7 млн. л. н. [9], а потоки и дайки базальтов в других местах полуострова «по косвенным данным считаются четвертичными» [4, стр. 35]. В ~80 км юго-восточнее чукотского мыса Чаплино на о. Св. Лаврентия известен базальтовый щитовой вулкан Kookooligits Mts., действовавший 0.24-1.46 млн. л. н. [10]. Вулкан лежит на простирании КМЗ, и вполне возможно, что в ее пределах на суше какие-то вулканические проявления имеют сходный возраст.

На всем своем протяжении КМЗ характеризуется положительными аномалиями силы тяжести, которые могут быть следствием инъекций базитового материала, а также высокой сейсмичностью: в XX веке в ней произошло более 100 землетрясений с магнитудами до 6.9, причем фокальные механизмы указывают на горизонтальные растягивающие напряжения и тем самым на «преобладание здесь сейсмического режима, характерного для рифтовых зон» [11, стр.50]. Такое заключение согласуется с представлениями о «существовании в Чукотском море грабен-рифтовой системы.., сформированной в мезозое и активизировавшейся в позднем кайнозое,.. <которая> наиболее изучена в пределах…Чукотского грабена, протягивающегося от Восточной Чукотки на юге до… желоба Геральда», причем КМЗ считается его наземной частью [12, стр. 110].

Общая **минерализация вод** исследованных источников варьирует от 50-80 мг/л до ~20 г/л, а местами достигает 36-37 г/л, что больше, чем в морской воде. Она не коррелирует с температурой вод источников, причем оба параметра не обнаруживают какой бы то ни было пространственной упорядоченности. Однако такая упорядоченность проявляется в латеральных различиях других характеристик термальных флюидов: содержания в их газах углекислоты, ее изотопного состава и присутствия в них неатмогенных компонентов – избыточного изотопно-тяжелого азота, радиогенного ^{40}Ar и мантийного гелия.

В большинстве случаев в составе выделяющихся газов преобладает N_2: его концентрация в 22 группах источников больше 50 % об., причем в 16 – больше 90 % об. Остальная часть газовой фазы представлена, главным образом, CO_2. Ее содержание максимально в КМЗ, превышая 70 % об. в газах 4-х групп и в одной достигая 95 % об.

Углекислота − главный компонент вулканических эманаций, и ее присутствие в подземных флюидах часто считается признаком повышенной геотермальной активности. На ее происхождение в КМЗ проливает свет изотопный состав углерода. В обогащенных CO_2 газах источников центральной части КМЗ (район оз. Иони и др.), величины $\delta^{13}C_{CO2}$ варьируют от -5.3 ‰ до -8.7 ‰. относительно стандарта PDB. Такие величины, согласно [13; и др.] весьма сходны с присущими вулканической углекислоте (от -2 ‰ до -6 ‰) и алмазам (от -2 ‰ до -10 ‰), резко отличаясь от типичных для нефти (-28 ‰) и каменного угля (-25 ‰) и будучи ближе к углероду морских карбонатов (около +0.6 ‰). За пределами же КМЗ, в азотных термах углерод примесной углекислоты изотопно легче (здесь среднее $\delta^{13}C_{CO2}$ ~ -15 ‰), указывая на иную природу этой CO_2.

Гелий, как известно [14], уникальный однозначный индикатор присутствия в геологических объектах вещества мантии, поскольку в последней $R_{МАНТ}$ ~ $(1.2\text{-}5.0)\times10^{-5}$, тогда как в континентальной коре постоянно генерируется радиогенный гелий с $R_{КОР}$ ~ 2×10^{-8}. Промежуточные значения R отвечают смешению гелия из этих резервуаров, коррелируя с возрастом их последней тектоно-магматической (тектоно-термальной) активизации [1].

Во всех чукотских источниках вклад мантийного He в гелии флюидов вполне ощутим (рис. 1). В южной части района исследований $R_{сред} = 35.2\times10^{-8}$. Это значение идентично найденному во флюидах континентальной коры, активизированной в позднем мелу [1], что согласуется с возрастом Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Еще выше значения R в газах КМЗ, где $R_{сред} = 72.6\times10^{-8}$, а максимальное – 172×10^{-8}. Распределение значений R вдоль простирания КМЗ показывает их убывание в обоих направлениях от этого максимума. Такая изменчивость изотопно-гелиевого сигнала – отличительная особенность континентальных рифтов [15]. Различия же R в КМЗ и вне ее отражают две разные фазы поступления мантийного гелия в кору Чукотского полуострова, отождествляемые с разновозрастными импульсами магматической активности.

Аргон в азотных термах по изотопному составу отвечает воздушному, но в газах КМЗ обогащен ^{40}Ar. Его примесь достигает максимума (8.6 % общего количества Ar в газе), в источниках, одновременно отличающихся наибольшей примесью мантийного гелия. Благодаря определению в газах доли воздушного Ar_{ATM} и отношения концентраций N_2 и Ar_{ATM} выяснилось присутствие в обогащенных углекислотой газах избыточного (неатмосферного, т.е. глубинного) азота, оказавшегося изотопно тяжелее воздушного – величина $\delta^{15}N$ достигает +4.5‰ относительно атмосферного стандарта. Сходные значения $\delta^{15}N$ в вулканических и гидротермальных газах Эолийской островной дуги в Тирренском море, на о. Нисирос в Эгейском море и в мексиканском блоке Халиско считаются результатом термометаморфизма пород континентальной коры [16], так что значения, обнаруженные в газах КМЗ, могут иметь аналогичное происхождение. Положительная корреляция значений $\delta^{15}N$ и содержаний CO_2 в этих газах отражает общий генезис углекислоты и избыточного азота, обогащенных тяжелыми изотопами ^{13}C и ^{15}N, что подчеркивает специфику КМЗ.

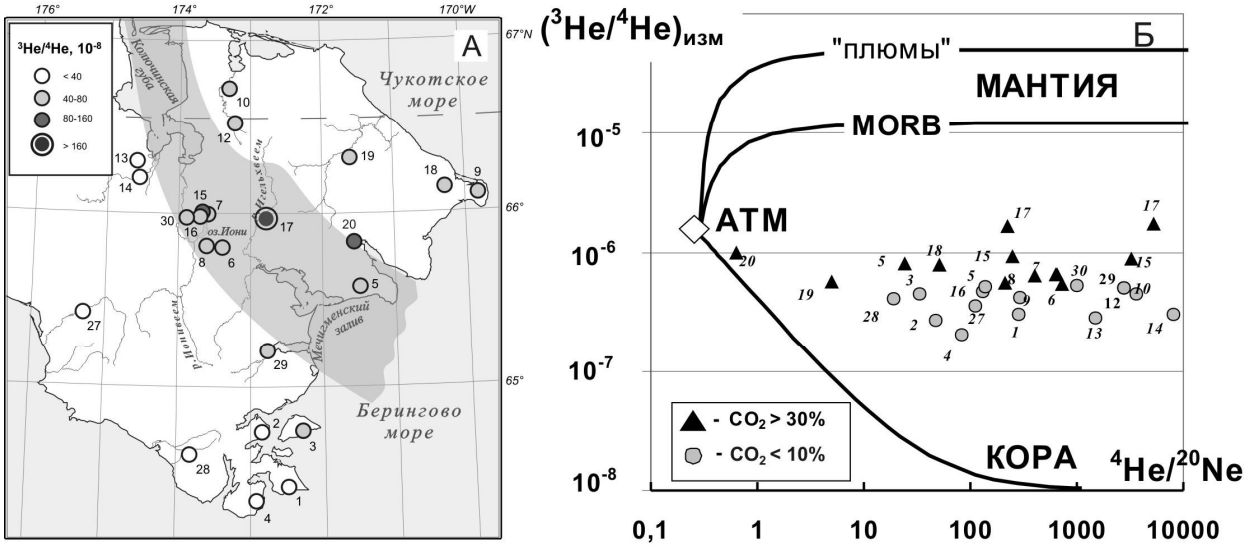


Рис. 1. Вариации изотопного состава гелия (А) и его происхождение (Б) в газах источников. На рис. 1А затушевана КМЗ.

Эта специфика поддерживается более высокими оценками базовых температур вод гидрохимическими Na/K- и Na/Li-геотермометрами в КМЗ по сравнению с южной частью полуострова, а также максимальным обогащением H_2O источников КМЗ протием и ^{16}O, по-видимому, из-за таяния изотопно-легких подземных льдов [17].

Все перечисленные особенности гидротерм КМЗ отражают типичное для рифтинга внедрение в кору базитового расплава, поставляющего $He_{МАНТ}$ и глубинное тепло, которое вызывает термометаморфизм пород с выделением изотопно-тяжелых CO_2, избыточного N_2, $^{40}Ar_{рад}$ и интенсифицирует деградацию мерзлоты.

Эти исследования были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (грант 09-05-00225) и Программой ОНЗ РАН № 7.

Литература

1. *Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3-23.
2. *Fujita K., Mackey K.G., McCaleb R.C. et al.*//Geol.Soc.Amer. sp. pap. 2002, v.360,259-272.
3. *Владимирцева Ю.А., Дыканюк Е.А., Манукян А.М. и др.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000. Лист Q-2 (Уэлен). Объясн. записка. СПб.: изд-во КФ ВСЕГЕИ. 2001. 139 с.
4. *Крюков Ю.В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Чукотская. Лист Q-2-X111, X1У. Объясн. записка. М.: МГ СССР, 1980. 88 с.
5. *Белый В.Ф.* // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4б. С. 82-86.
6. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 169 с.
7. *Федоров П.И.* Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.:ГЕОС, 2006. 316 с.
8. *Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н.* // в «Геология полярных областей Земли». Т.2. 2009. М.: МТК–РАН– МГУ. С. 195-199.
9. *Акинин В.В., Апт Ю.Е.* Энмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН , 1994. 97 с.

10. *Акинин В.В., Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Ступак Ф.М.* // в «Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами» М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. С. 41-81.
11. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др.* // Геотектоника, 2000, №4. С. 44-51.
12. *АстаховА.С., Босин А.А., Колесник А.Н. и др.* // Тихоокеанская геология. 2010. Т.29. № 6. С. 110-116.
13. *Faure G., Mensing T.M.* Isotopes. Principales and Applications. NY:Wiley & Sons, 2005, 897 p.
14. *Мамырин Б.А, Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222с.
15. *Поляк Б.Г.* // Геотектоника. 2004. № 6. С.19-32.
16. *Inguaggiato S., Taran Y., Grassa F. et al.* // Gcubed. 2004. V. 5. No. 12.
17. *Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л.* //Литология и пол. иск. 2008. № 5. С.480-504.

****

УДК 553.3

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ ПО ДАННЫМ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

В.И. Попков. тел.: (861)2199634, e-mail: geoskubsu@mail.ru
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

В пределах Северного Каспия и прилегающих районах суши в геомагнитном поле выделяются крупные неоднородности, отвечающие блокам разновозрастной континентальной коры: южный (включающий в себя и Южно-Бузачинский максимум), где развиты линейные аномальные зоны северо-западного простирания (палеозоиды и ранние киммериды), юго-восточный – с крупномозаичным рисунком магнитного поля, соответствующий Северо-Устюртскому докембрийскому массиву, и северный, принадлежащий южному борту Прикаспийской впадины. Границами между двумя последними зонами служит зона шириной 50-100 км, характеризующаяся появлением обширных субизометричных максимумов с абсолютными значениями в эпицентрах до +150нТл, что резко выделяет данный тип магнитных аномалий от расположенных севернее, где абсолютные значения лишь приближаются к положительным отметкам поля ΔT_a.

Верхняя кромка магнитных объектов в рассматриваемой зоне залегает в среднем на глубине 7,0 км, т.е. намечается некоторая ступенчатость в глубинах залегания магнитоактивных тел с тенденцией воздымания в южном направлении [1,2]. Кроме того, в этой зоне наблюдается развитие тел с интенсивной намагниченностью (до $700 \odot 10^{-6}$ СГС), отсутствующих в других районах. Как по величине намагничения, так и по абсолютным значениям напряженности поля ΔT_a, магнито-возмущающие объекты стыкуются с магнитными телами Южно-Эмбинского максимума, где предполагается развитие ультраосновных пород. Данная полоса уверенно прослеживается и на запад до береговой линии.

Граница южной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и Скифско-Туранской платформы фиксируется полосой резкого горизонтального градиента поля ΔT_a, испытывающей изломы в местах пересечения разломами северо-восточного простирания. Южнее ее происходит смена знака геомагнитного поля, которое становится в целом отрицательным, а его структура приобретает ярко выраженный линейный характер. Выделяемые здесь аномальные зоны имеют северо-западное простирание как и в юго-западной части Туранской плиты [1], где формирование континентальной коры в основном завершилось в конце палеозоя. Прослеживающийся на акватории Южно-Бузачинский максимум поля ΔT_a располагается на стыке разновозрастных платформ.

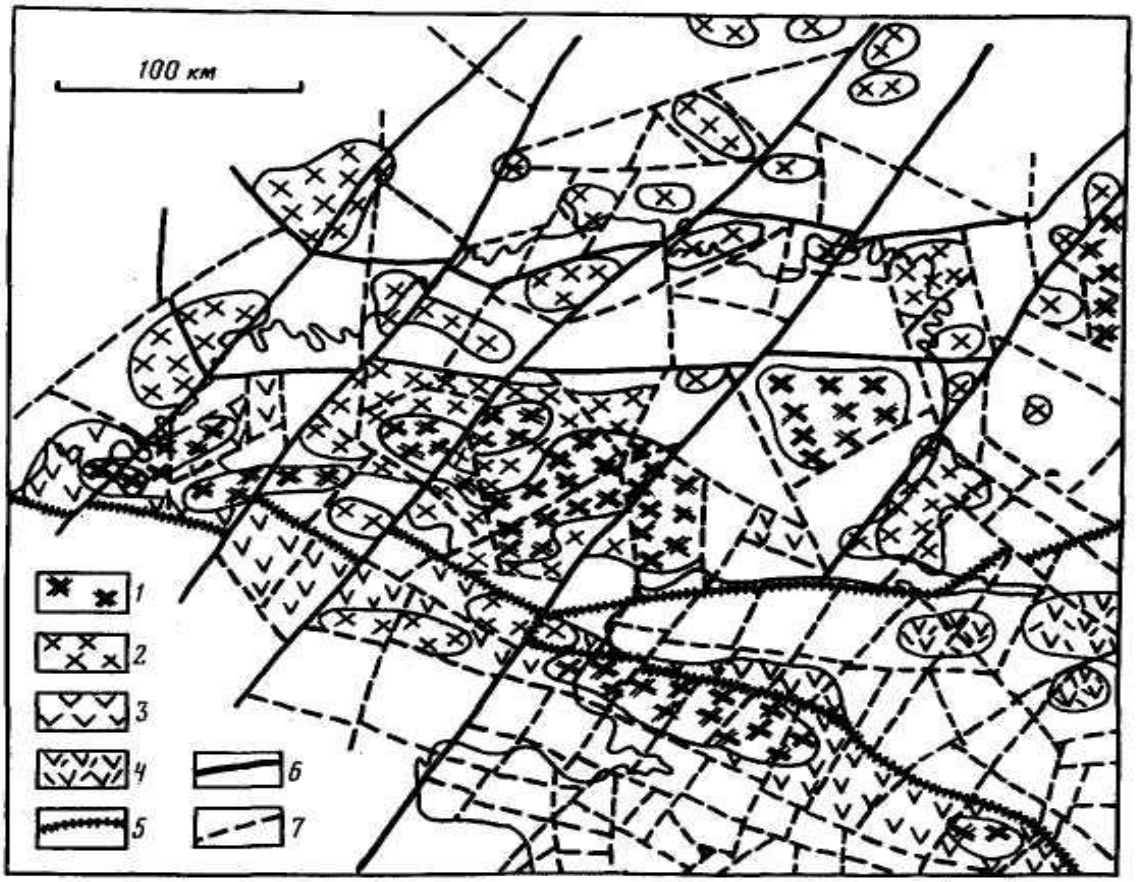


Рис.1. Схема глубинного строения Северного Каспия и сопредельных районов суши.

Предполагаемый состав магматических пород: 1 – ультрабазиты, 2 – интрузивные (эффузивные) образования основного состава, 3 – основные эффузивы, 4 – эффузивы основного и среднего состава; разломы: 5 – границы разновозрастных блоков континентальной коры, 6 – основные региональные, 7 – прочие.

Северо-Устюртский массив прослеживается в море на 30-35 км и ограничивается мощным нарушением северо-восточного направления. Фундамент массива сложен преимущественно слабомагнитными породами. Наблюдаемые в его приделах изометричные локальные максимумы обусловлены наличием в низах осадочного чехла мощных линз эффузивных пород среднего и, возможно, основного составов. Количественные расчеты в комплексе с материалами сейсморазведки свидетельствуют о приуроченности их к доверхне-пермской части разреза. Предполагается, что располагающийся южнее Южно-Бузачинский максимум фиксирует развитие на глубине мощной призмы магматических пород основного состава, а в отдельных случаях и ультрабазитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 11-05-00857-а; 09-05-96502-р_юг_а и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

Литература

1. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т.284. № 4. С. 939 – 943.
2. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение Северного Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 409 – 412.

****

УДК 551.24

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕР ГРАНИЦЫ СКИФСКОЙ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМ НА АКВАТОРИИ АЗОВА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.И. Попков. тел.: (861)2199634, e-mail: geoskubsu@mail.ru
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Под водами Азовского моря происходит сочленение разновозрастных платформ – древней Восточно-Европейской и молодой Скифской. Несмотря на многолетнюю историю изучения вопрос о местоположении границы и ее характере остается не решенным. Одни исследователи проводят границу по Главному Азовскому разлому, ограничивающему одноименный вал, другие располагают ее севернее, а третьи южнее. В целом же можно назвать около двух десятков предлагаемых вариантов местоположения границы.

Азовский вал – линейно вытянутое валообразное поднятие, погребенное под осевой частью впадины Азовского моря. В виде пологой дуги, выгнутой в северо-северо-западном направлении, он протягивается от западного до восточного побережья на расстояние более чем на 200 км при ширине до 50 км. Его продолжением на востоке является Каневско-Березанский вал. Как и Азовский он имеет принадвиговую природу и подстилается складчатым комплексом пермо-триаса. Вместе они формируют гигантскую складчато-надвиговую систему протяженностью около 500 км [1].

На сейсмических разрезах дислоцированные толщи пермо-триаса характеризуются резкими наклонными и вертикальными акустическими контактами. Разрывные нарушения имеют характер надвигов, у которых южные блоки обычно надвинуты на северные, а плоскости нарушений наклонены на юг. Четко прослеживается эрозионная поверхность промежуточного комплекса. Мел-кайнозойский чехол плавно перекрывает эту поверхность.

Над вершинными (фронтальными) частями складчато-надвиговых структур фиксируются столбообразные аномалии волнового поля типа «флюидный прорыв». Эти аномалии пронизывают практически весь интервал осадочного чехла. Вполне вероятно, что это следы вертикальной миграции углеводородных флюидов, поступавших из триасовых и палеозойских толщ в перекрывающие отложения.

На сейсмических разрезах отчетливо видна аллохтонная природа Азовского вала, представляющего собой в доплитном комплексе пакет тектонических пластин, надвинутых одна на другую при общей направленности латеральной транспортировки масс горных пород в северном направлении (рис. 1).

Резко отличная волновая картина наблюдается на сейсмических разрезах, ориентированных примерно вдоль простирания Азовского вала. Здесь ниже отложений осадочного чехла фиксируются непротяженные отражающие площадки, наклоненные по направлению друг к другу, образуя синклиналеподобную структурную форму. Возможно, что здесь мы имеем дело, как и в случае с платформенными дислокациями [2], с листрическими струтурами, но уже более крупного порядка. Главный Азовский надвиг часто разветвляется на более мелкие разрывы, плоскости которых наклонены к югу при резком выполаживании с глубиной и слиянии в единую поверхность более крупного срыва срыва. К северу за плоскостью Главного Азовского надвига скачкообразно появляются в разрезе отложения палеоцена – эоцена и мела, отсутствующие в присводовой части вала, а также резко нарастает мощность майкопской серии.

В плане зона основного надвига не однородна, а состоит из отдельных более мелких дугообразных надвигов, кулисообразно подставляющих друг друга по простиранию. Амплитуда вертикального смещения максимальна во фронтальной части дуг, уменьшаясь к их краям. К фронтальным частям надвигов приурочены высокоамплитудные линейные асимметричные антиклинали.

Пространственно Азовский платформенный вал совпадает с центральным сегментом Северокрымско - Ейско-Березанской раннекиммерийской складчатой зоны, сложенной

мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднепалеозойско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры [1, 3]. В результате раннекиммерийских коллизионных процессов дислоцированные комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера районы Украинского щита с образованием складчато-надвиговых дислокаций. С началом коллизионных процессов, очевидно, следует связывать и заложение Предскифийского краевого прогиба [3, 4]. Согласно сейсмическим данным, мощность земной коры под Азовским валом возрастает до 45 – 50 км, при этом утолщение «гранитно-метаморфического» слоя составляет 20 – 25 км, что, возможно, является следствием тектонического скучивания горных пород в пределах раннекиммерийской складчатой зоны.

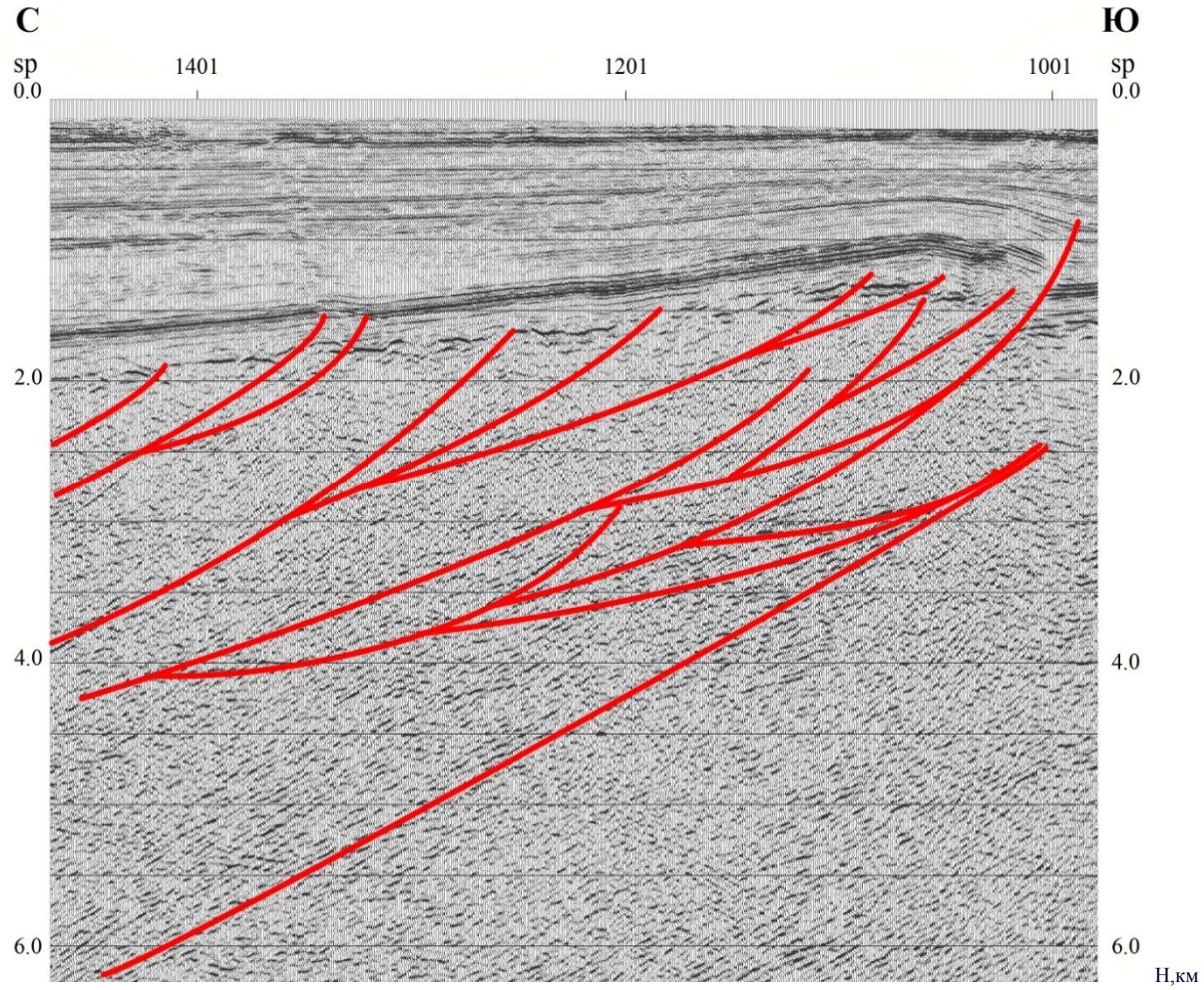


Рис. 1. Сейсмический разрез, иллюстрирующий аллохтонную природу Азовского вала.

Заложившись в раннекиммерийскую фазу сладчатости, многие из надвигов оставались мобильными и на платформенном этапе развития. В результате подвижек по ним были сформированы асимметричные принадвиговые антиклинали, в том числе и платформенный Азовский вал, надвинутый на южный борт Северо-Азовского прогиба.

Изучение региональной структуры Азовского моря и сопредельных территорий, формационной характеристики разновозрастных литолого-стратиграфических комплексов, глубинного строения центральной и северной частей Азова и морфологии дислокаций позволяет, на наш взгляд, достаточно определенно решить вопрос о местоположении и характере границы разновозрастных платформ.

Во первых, не вызывает сомнения надвиговый характер сочленения платформ, что наглядно демонстрирует приведенный сейсмический разрез. Подтверждается это и анализом естественных геофизических полей. Магнитное поле Украинского щита и Ростовского

выступа характеризуется мозаичным рисунком, аномалии резко дифференцированы, высокой интенсивности, поле преимущественно положительного знака, местами знакопеременное, обусловленное составом и условиями залегания слагающих фундамент докембрийских магматических и метаморфических толщ. Примерно в центральной части Азовского моря происходит резкая смена характера магнитного поля, рисунок которого уже свойственен Скифской плите. Поскольку, как известно, в магнитном поле находят отражение прежде всего внутренние неоднородности фундамента, можно говорить о том, что именно здесь и проходит граница разновозрастных блоков континентальной коры. В плане эта граница примерно совпадает с южным крылом Азовского вала.

Собственно Азовский вал принадлежит к Скифской плите, шарьированный по системе пологих надвигов на погруженную окраинную часть древней Восточно-Европейской платформы. В силу более высокой плотности дислоцированных триас-палеозойских толщ и неглубокого их залегания в пределах Азовского вала, он находит отчетливое отражение в гравитационном поле в виде протяженной дуги, выгнутой к северу.

Погребенный Предскифийский краевой прогиб (здесь речь идет об азовском его сегменте) в конце палеозоя заложился на погруженной окраине древней платформы и в последующем был частично перекрыт надвигающимися с юга аллохтонными структурами Азовского вала. Масштаб тектонического перекрытия примерно соответствует ширине названного вала и составляет около 25 – 30 км.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 11-05-00857-а; 09-05-96502-р_юг_а и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

Литература

1. Попков В.И. Стресс-тектоника Скифской плиты // Тр. СевКавГТУ. Серия нефть и газ. Вып. 4. Ставрополь. 2001. С. 17 - 29.

2. Попков В.И. Роль горизонтального сжатия в формировании структуры запада Скифской плиты и современная геодинамика региона // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 108-113.

3. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации в осадочном чехле Азовского моря // Геотектоника, 2009. № 4. С. 84-93.

4. Попков В.И. Геодинамическая обстановка формирования структур и перспективы нефтегазоносности Азовского моря // Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сборник докладов VIII Международной конференции «Крым-2009». - Симферополь: Ассоциация геологов г. Симферополя, 2010. С. 117-131.

****

УДК 550.838

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ НА РАЗЛИЧНЫХ ИЕРАРХИЧЕСКИХ УРОВНЯХ И ЕЕ СВЯЗЬ С ВАРИАЦИЯМИ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ ДУНИТОВ ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА КОНДЕР

В.А. Пьянков v_pyankov@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The Konder massif represents a pipe-like mantle body that intruded the Archean crystalled basement of Aldan Shield. The rounded dunite body of 5.5 km in diameter is bordered with a pyroxenite zone about 150-200 m in width. This dome-like structure was probably formed because of diapiric intrusion of solid and hot dunite-pyroxenite body. Magnetic susceptibility χ values of dunite for three radial profiles depend on distance and have multiextreme character (the

contact dunite-pyroxenite is accepted as zero point). The first from the pyroxenite ring maximum reaches the greatest value (~ 0.01 unit SI). Further, with increase of distance from periphery of the dunite massif, amplitudes of extremes naturally decrease. The distance between extremes is 150-200 m. In this case local shift bands arise on the interface of a deformed dunite-pyroxenite body and are distributed into all its volume, representing damper zones, which interfere destruction of the body. We observed thin structure of conjugate deformation bands in zones of minimum values of χ. Distance between these bands are ~1 m. These bands are "massive" weather-proof dunite in opposite to schistose one. The "massive" dunites" characterize high coercive force H_c and density of defects ρ (plastically deformed zones), because $H_c \sim \sqrt{\rho}$. Thus, variations of magnetic properties of rock are an indicator of localization of plastic deformation at different hierarchy levels.

Платиноносный дунитовый массив Кондер, сходный по физическим свойствам дунитов с известными массивами Платиноносного пояса Урала, находится в своеобразной геологической обстановке и представляет собой по морфологии кольцевую структуру. В районе массива на архейском кристаллическом фундаменте горизонтально залегает осадочный чехол синийского возраста мощностью до 400 метров. Вблизи массива слоистость осадочных образований поднята вверх под углом около 45^0. Считается, что эта куполовидная структура образовалась при диапировом внедрении дунитов. Почти круглое в плане пятикилометровое дунитовое тело окружено кольцевой зоной пироксенитов шириной около 150 метров. С целью изучения как геохимической зональности, так и особенностей формирования платиноносного массива Кондер, исследованы магнитные свойства дунитов на более чем 150 образцах, отобранных по трем радиальным профилям, расположенных под углами друг к другу примерно 120^0. Была предпринята попытка установить статистическую связь между величиной магнитной восприимчивости χ, остаточной намагниченности I_n, железистости F дунитов и удалением точек опробования от контакта с пироксенитовым кольцом. Исследованиями установлено, что зависимость величины магнитной восприимчивости χ от расстояния по всем трем профилям носит многоэкстремальный характер (за ноль принята точка контакта дунитов с пироксенитами) (рис.1).

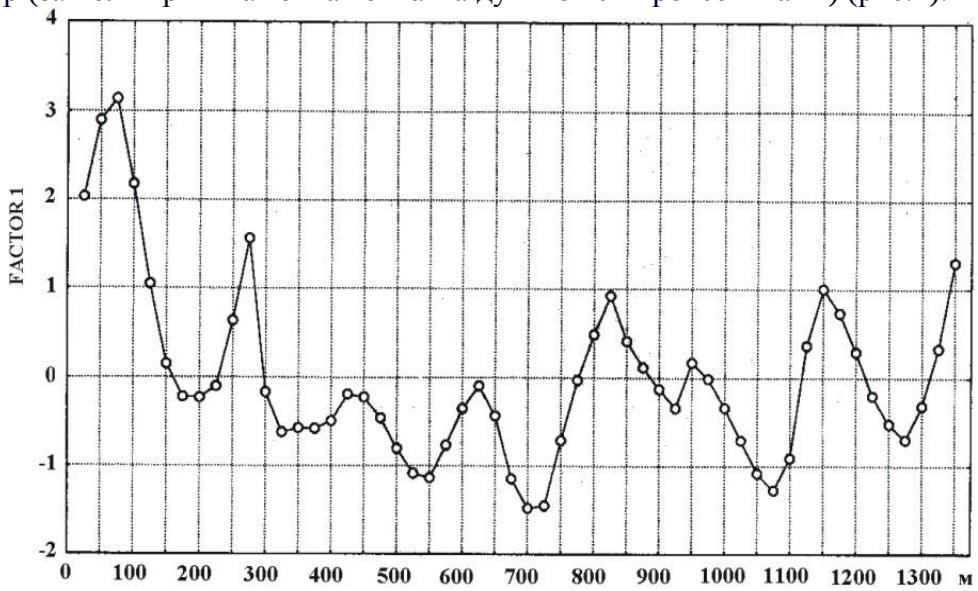


Рис.1. Пространственные вариации
нормированной магнитной восприимчивости

Причем, наибольшей величины (~ 0,01 ед. СИ) достигает первый от пироксенитового кольца максимум. Далее, с удалением от периферии дунитового массива, амплитуды экстремумов закономерно уменьшаются. Расстояние между экстремумами составляет 150-200 метров. Вариации остаточной намагниченности I_n находятся в противофазе с

пространственными изменениями магнитной восприимчивости χ, то есть максимумам магнитной восприимчивости χ соответствуют минимумы остаточной намагниченности I_n. Величина железистости F коррелирует с величиной магнитной восприимчивости χ. С целью установления возможной природы аномалий магнитных свойств дунитов проведено терморазмагничивание образцов, отобранных в блоках массива, пространственно совпадающих с зонами максимумов и минимумов профильных кривых. В результате экспериментальных исследований выявлено два основных вида зависимости магнитной восприимчивости χ от температуры.

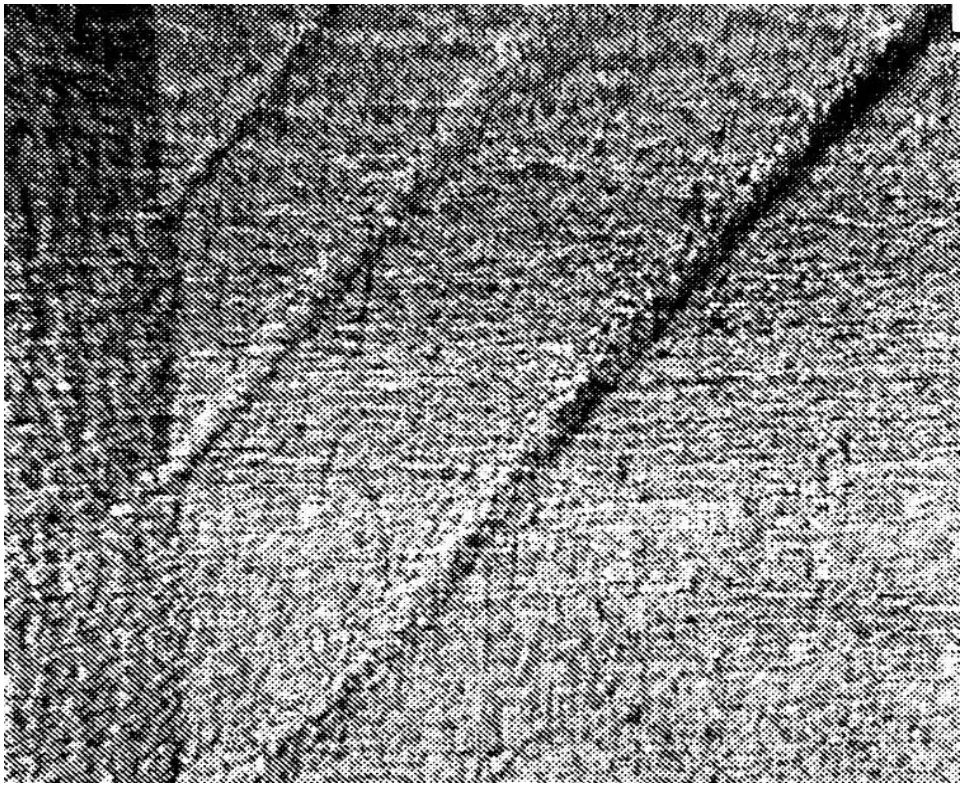


Рис.2. Распространение полос локализованной деформации в стальном образце

В эксперименте температура изменялась от 20^0 до 700^0С. Для образцов, отобранных на участках массива, совпадающих с минимумами кривой магнитной восприимчивости χ, на кривой терморазмагничивания примерно на 310^0С присутствует экстремум, характерный для маггемита (рис.2). Для образцов из зон максимумов наблюдаются кривые терморазмагничивания, характерные, в большей степени, для магнетита. Особое место занимают образцы, отобранные вблизи контакта дунит-пироксенит. Для них зависимость магнитной восприимчивости χ от температуры характеризует терморазмагничивание сложной изоморфной смеси. А для зон максимумов и минимумов, по-видимому, характерен различный кислородный режим формирования минералов железа. Возникает естественный интерес к вероятной природе чередующихся кольцевых аномалий дунитового массива Кондер. Для определения параметров дунитового тела через центр массива пройден субмеридиональный профиль длиной около 10 км [1], на котором с интервалом 50-200 км выполнены гравиметрические и магнитные наблюдения. Над массивом обнаружена интенсивная положительная аномалия силы тяжести. Магнитное поле над пироксенит-дунитовой зоной характеризуется резко переменным характером. Наблюденное гравитационное поле удовлетворительно совпадает с модельным полем, рассчитанным для вертикального цилиндра, радиус которого по геологическим и магнитометрическим данным принят равным 2,7 км. Расчет выполнен для цилиндров с нижним основанием на глубинах 10 км и более [1]. Наилучшее совпадение измеренного и расчетного полей получено для

плотности дунитов 3,3 г/см^3. Поскольку в основу динамической модели образования массива Кондер заложена его диапировая природа, то предполагается, что деформации подвергалось твердое тело цилиндрической формы, которое под действием вертикальных подъемных сил проталкивалось сквозь матрицу вмещающих пород. Такой процесс можно представить как комбинацию прокатки и экструзии. В этом случае должна возникать самоорганизующаяся система аккомодационных локальных полос сдвиговой деформации (макроаналог полос Людерса-Чернова). Такого рода локальные полосы сдвига возникают на поверхности деформируемого тела (или на интерфейсе дунит-пироксенит) и распространяются по всему объему, представляя собой зоны-демпферы, препятствующие разрушению деформируемого объекта (рис.2).

В нашем случае, вероятно, аналогом тонкого покрытия на подложке (на рис.2 темная вертикальная полоса слева) является кольцо пироксенитов шириной 150 метров, что соизмеримо с расстоянием между экстремумами зон локализации, как и следует из эксперимента. Вероятнее всего, мы наблюдаем иерархическую систему зон локализации сдвиговых пластических деформаций, возникших в результате одномоментного продавливания твердого тела в условиях стеснения.

Так, в зонах минимумов магнитной восприимчивости χ наблюдается более тонкая структура сопряженных полос сдвиговой деформации. Это так называемые «массивные» полосы дунитов на фоне «плитчатых». «Массивные» дуниты менее подвержены процессам выветривания и отличаются от «плитчатых» существенно более высокими значениями остаточной намагниченности I_n. Кроме того, при их перемагничивании наблюдается магнитоакустическая эмиссия Баркгаузена. Коэффициент Кенигсбергера (I_n/I_χ) «массивных» дунитов составляет ~2, а пластинчатых дунитов ~10. Для «массивных» дунитов нами определена величина их коэрцитивной силы H_c., эмиссия отсутствует для пластинчатых дунитов (H_c=0). «Массивные» дуниты, по-видимому, характеризуются высокой плотностью дефектов ρ (пластически деформированные зоны) потому что $H_c \sim \sqrt{\rho}$. Известно [3], что магнитная восприимчивость ферромагнетиков χ обратно пропорциональна плотности дефектов ρ. Таким образом, пространственные вариации магнитных свойств пород являются индикатором локализации пластических деформаций на разных иерархических уровнях, а выдвинутое предположение о «диапировой» природе массива Кондер нашло свое подтверждение.

Литература

1. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. Генетическое единство платиноносных дунитов Урала и Алданского щита//ДАН СССР. 1978. Т. 243. №4.С. 991-994.
2. Панин В.Е, Гриняев Ю.В. Физическая мезомеханика: новая парадигма на границе физики и механики деформируемого твердого тела// Физическая мезомеханика. 2003. Т. 6. № 4. С. 9-36.
3. Тимофеев И.А., Антонов В.А., Мирошниченко Ю.А., Антонов С.В. Влияние дислокаций на магнитные свойства железокремниевых сплавов// Вестник МЭИ. 2007. №5. С. 41-44.

****

УДК 550.838

МЕЗОМЕХАНИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ ПРОЦЕССОВ УПРОЧЕНИЯ МАССИВА ДЕНЕЖКИН КАМЕНЬ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В МАГНИТНЫХ И МАГНИТОАКУСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПОРОД

В.А. Пьянков v_pyankov@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The three dimensional interpretation of profile curves of gravitational and 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-габббровый массив Денежкин Камень (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. Ранее методы факторного анализа успешно применялись при статистической обработке геолого-геофизической информации. Достаточно подробно плюсы и минусы такого применения проанализированы в работе[1]. Чтобы показать особенности использования методов 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.

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + ... + a_{jn}F_n, \quad (1)$$

где каждый из наблюденных параметров линейно зависит от n некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) $F_1, F_2,\ldots F_n$.

Поскольку элементами, использующимися в вычислениях, являются коэффициенты парной корреляции, то рассмотрим сущность этих коэффициентов. Известно, что произведение матрицы $\boldsymbol{Z}$ на транспонированную $\boldsymbol{Z}'$ равно произведению корреляционной матрицы $\boldsymbol{R}$ на скаляр N:

$$\boldsymbol{ZZ' = NR} \quad (2)$$

Из этого следует: если m – ранг матрицы $\boldsymbol{Z}$, то ранг матрицы $\boldsymbol{R = ZZ'}$ равен также m. Иными словами, ранг корреляционной матрицы равен рангу матрицы наблюденных данных. Сформулировано более сильное утверждение относительно взаимосвязи между двумя матрицами (в том числе между матрицей вычисленных коэффициентов корреляции и факторной матрицей).

Теорема 1. Если $\boldsymbol{Z}$ *есть n N – матрица ранга m с действительными элементами, то* $\boldsymbol{ZZ' = R}$ *является положительной полуопределенной симметрической матрицей Грамма ранга m.*

Таким образом, любое свойство параметров, связанное с рангом матрицы $\boldsymbol{Z}$, может быть установлено и с помощью матрицы $\boldsymbol{R}$. 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 $\boldsymbol{R}$ стоят единицы). В этом случае, как сказано выше, $\boldsymbol{R}$ есть матрица Грама, а факторное решение

$$\boldsymbol{z = A\,f} \quad (3)$$

дается в терминах n общих факторов. Поскольку здесь $\boldsymbol{A}$ есть квадратная невырожденная матрица, то она имеет обратную матрицу. Поэтому искомые факторы определяются просто:

$$\boldsymbol{f = A^{-1}\,z} \quad (4)$$

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. Полученная в результате исследований магнитная модель земной коры представляет собой комбинацию контрастных по магнитным свойствам блоков земной коры переменного наклона (рис. 1). Среди этих блоков наибольший интерес представляет блок дунитов, обладающий наименьшей магнитной восприимчивостью χ и наибольшей остаточной намагниченностью I_n. Магнитное поле этого блока, выделенное методом факторного анализа, приведено на рис. 1. Существенно то, что особенности этого поля в суммарном магнитном поле практически незаметны. Направление намагниченности дунитов изменяется от субгоризонтального в верхней части разреза до современного в низах разреза. Это позволяет предположить, что западный блок пород был деформирован из субгоризонтального положения в вертикальное после формирования остаточной намагниченности [3]. Дуниты оторочены прослойкой пироксенитов, переходящих в габбро. 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 твердопластическим состоянии. При деформировании пачки пород дунит-пироксенит-габбро (с математической точки зрения – два полупространства с пироксенитоввым 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.

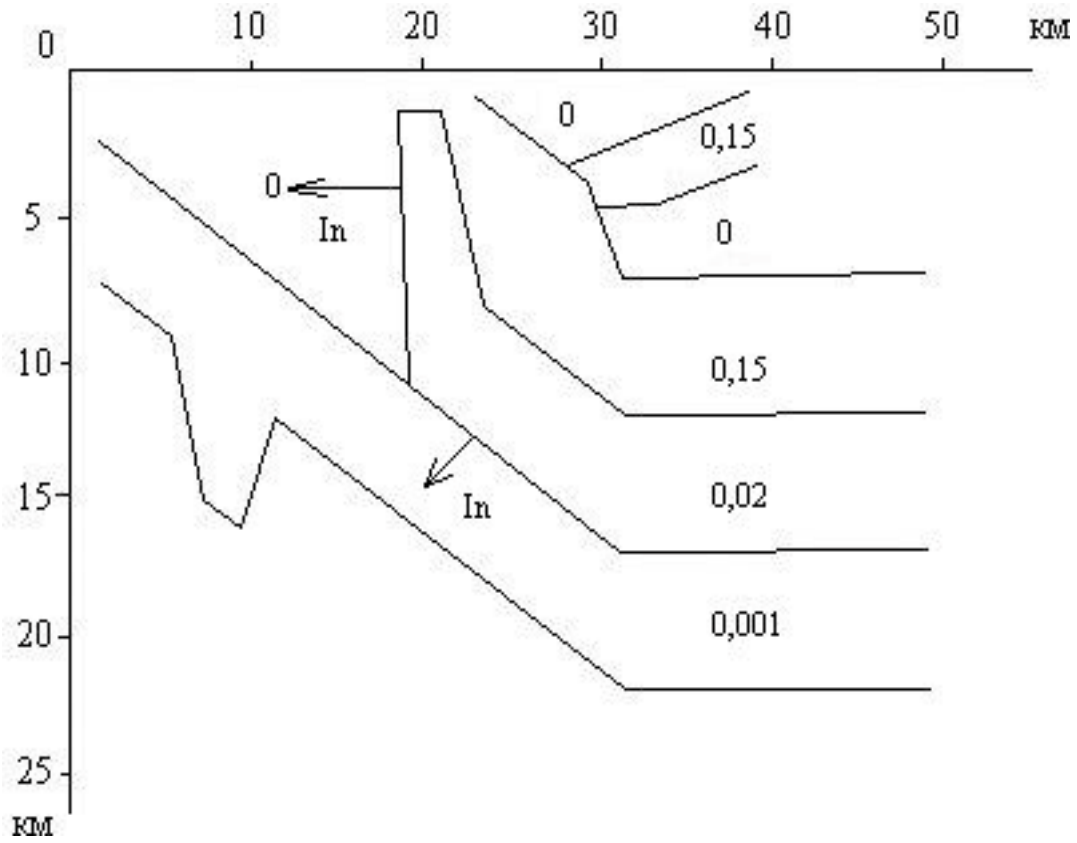


Рис.1. Магнитный разрез земной коры

Плотность дислокаций может быть определена различными прямыми и косвенными методами: Электронномикроскопическими наблюдениями на тонких шлифах, измерением магнитных и магнитоакустических свойств (эффект Баркгаузена) горных пород в процессе деформации или при перемагничивании. Коэффициент упрочения $\theta = d\tau/d\alpha$ величина, используемая для характеристики интенсивности деформационного упрочения, может быть представлен в следующем виде [2]:

$$\vartheta = \frac{d\tau}{d\rho}\frac{d\rho}{d\alpha}, \tag{5}$$

где τ - сопротивление движению дислокаций, ρ - плотность дислокаций, α - деформация. Для существующих теорий деформационного упрочения общим является использование соотношения между сопротивлением движению дислокаций τ и плотностью дислокаций ρ:

$$\tau = \alpha G b \rho^{1/2} \tag{6}$$

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 ферримагнетиком. 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.

$$\tau = \sum_k \tau_k = Gb\rho^{1/2} \sum_k \alpha_k \qquad (7)$$

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 ферримагнитного материала может фиксироваться, например, появлением на кривой магнитоакустической эмиссии дополнительного экстремума, расположенного в области высоких перемагничивающих полей. Известно, что при наложении внешнего магнитного поля ферримагнетик 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 скачек 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. Следовательно, в матрице габбро под действием пластического деформирования прошли процессы упрочения горной породы. При пластическом течении одновременно с изменением коэрцитивной силы H_c уменьшается и индуктивная намагниченность горной породы χ.Таким образом, поскольку $H_c \sim \rho$, то можно утверждать, что происходило упрочение массива.

Литература

1. *Аронов В., Страхов В.Н.* О применении факторного анализа в геологии// Геология и геофизика. 1985. №8.С. 133-142. 3. *Попов Л.Е., Конева Н.А., Терещенко И.В*. Деформационное упрочение упорядоченных сплавов. Москва. Металлургия.1979. С.5-22.
2. *Попов Л.Е., Конева Н.А., Терещенко И.В*. Деформационное упрочение упорядоченных сплавов. Москва. Металлургия.1979. С.5-22.
3. *Пьянков В.А., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Полянина Т.В., Ефимов А.А.* Трехмерная гравимагнитная модель земной коры североуральского сегмента Платиноносного пояса// Геофизический вестник. 2006. №2. С.11-16.

****

О КОНВЕКТИВНОМ ДВИЖЕНИИ В МАНТИИ ГОРНЫХ ПОРОД, ОБЛАДАЮЩИХ УПРУГОСТЬЮ

Ю.Л. Ребецкий, reb@ifz.ru

Все современные расчеты конвекции в мантии базируются на модели среды в виде вязкой жидкости, обладающей сжимаемостью только в рамках решения задачи термоупругости (влияние температуры на изменение объема при отсутствии подобного влияния от давления) [Трубицын, 2008]. Анализируя полученные в этих исследованиях результаты, мы можем задать себе вопрос – насколько можно доверять полученным решениям ? Этот вопрос является следствием нашего знания того, что в реальности мантия является твердой кристаллической породой, а не жидкостью, а также пониманием разницы в механизмах осуществления вязкого течения жидкости и ползучести в твердом теле.

В монографии Ландау, Лившица (механика сплошных сред. 1954, стр. 775) написано «Неравномерная нагретость твердой среды не приводит к возникновению в ней конвекции, как это обычно имеет место в жидкостях». Под термином «твердая среда» авторы монографии полагали тела, обладающие упругостью и явно выраженным пределом текучести. В классической механике того времени не было задач для больших текучих деформаций. Поэтому классиками механики не были записаны уравнения для твердого тела, обладающего способностью к течению на больших временах и сохраняющего упругость и сжимаемость.

Также в механике до сих пор не исследовалось состояние твердых тел, имеющих большую вертикальную мощность и находящихся в поле силы тяжести при выполнении на их верхней границе условия изостазии, как за счет перетекания вещества вышележащих слоев, так и за счет эрозионной денудации поверхности.

В докладе будет сформулирована постановка задачи о тепловой конвекции в упруго-вязком теле Максвелла, обладающим упругой сжимаемостью. Будут записаны определяющие соотношения задачи для начальной стадии процесса, необходимые для анализа проблемы устойчивости течения.

Как известно, кристаллические горные породы имеют упругий коэффициент Пуассона, изменяющийся в достаточно широких пределах от 0.15 до 0.40 при средних наиболее встречаемых значениях 0.25, что существенно отличает его от значений для жидкости – 0.5. Данные о скоростях сейсмических волн в коре и мантии показывают значения этого коэффициента близкие к 0.25 за исключением локальных аномальных участков, которые в большей части сосредоточены в коре. Это позволяет говорить, что породы мантии обладают упругими свойствами, а повышенная их текучесть обеспечивается достаточно низким значением предела пластической текучести (упругости) в литосфере и высокой скоростью диффузионных и рекристаллизационных процессов в нижней мантии. В связи с этим знанием реального состояния горных пород хотелось бы понять, что мы упускаем, когда в задачах о мантийной конвекции заменяем течение твердых горных пород, обладающих упругостью, на течение вязкой жидкости без упругой составляющей.

В недавно выполненной серии работ [Ребецкий, 2008] было показано, что в задачах о чисто гравитационном воздействии на горный массив приближение с глубиной величины всестороннего давления к литостатическому значению (весу столба горных пород) обеспечивается неупругим деформированием, протекающим в стесненных условиях (соседние породы, находящиеся в таких же условиях, не дают возможности горизонтального растекания). Такое деформирование под действием силы тяжести приводит к увеличению сжимающих напряжений в горизонтальном направлении [Джагер, 1975] при одновременном вертикальном упругом уплотнении. Этот механизм можно назвать *гравитационным упруго-пластическим уплотнением*. Если бы породы откликались на гравитационную нагрузку только упругим образом, то для коэффициента Пуассона 0.25 горизонтальные сжимающие напряжения составляли бы лишь 1/3 от вертикальных [Динник, 1926]. Неупругие деформации, развивающиеся в условиях бокового стеснения, приводят к появлению *дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений* и упругому уплотнению горных пород [Ребецкий, 2008]. Если бы породы имели как жидкости упругий коэффициент Пуассона равный 0.5 (идеальная резина), то в них гравитационное напряженное состояние не создавало бы девиаторных напряжений, и нормальное напряжение в любом направлении было бы равно весу столба горных пород.

Неупругое деформирование для разных глубинных уровней тектоносферы обеспечивается разными механизмами: в коре – за счет трещинного течения (верхняя и средняя кора) или квазипластического межзернового течения (нижняя кора) при достижении кулоновыми напряжениями предельного значения; в подкоровой литосфере – за счет истинной дислокационной пластичности [Николаевский, 1996] при достижении

девиаторными напряжениями предела текучести; в нижней мантии за счет диффузионного и рекристаллизационного механизмов вязкого течения.

Если теперь кусок породы, испытавшей такое упруго-пластическое уплотнение под действием гравитационных сил, выбурить из массива, сохранив при этом в буровом стакане условия горизонтального стеснения, то в нем останутся только дополнительные горизонтальные сжимающие напряжения, возникшие на стадии гравитационного уплотнения. В породе, незалеченной на постдеформационной стадии новыми минеральными образованиями, эти напряжения исчезнут практически сразу после снятия бокового обжима. Для породы, имеющей такие новообразования, может происходить взрывообразное разрушение образца через какое-то время после извлечения из обоймы. В этом случае указанные выше дополнительные сжимающие напряжения следует рассматривать как *остаточные напряжения*, формирующие в образце особый вид взаимно уравновешенного напряженного состояния.

Что же происходит, когда мы выбуриваем кусок породы с какой то глубины? В этом случае прежде всего снимается с верхней плоскости керна вес вышележащей породы, порода разгружается, но разгрузка напряжений происходит неполная. При такой разгрузке, когда боковое стеснение остается, вертикальные напряжения снимаются полностью, а горизонтальные в соответствие со значениями упругого коэффициента Пуассона ν – *закон упругой разгрузки*. Для пород с ν =0.25 в горизонтальном направлении снимется только 1/3 от веса вышележащей колонки пород (литостатическое давление). Именно закон упругой разгрузки вместе с условием бокового стеснения и эрозийными процессами на поверхности обеспечивает появление в горных породах остаточных напряжений при их вертикальном подъеме, что впервые было отмечено в работе [Гудман, 1987]. Заметим, что если бы породы имели значение упругого коэффициента Пуассона равного 0.5 (резина), то в такой среде упругая разгрузка гравитационного напряженного состояния приводит к одинаковому уменьшению, как вертикальных, так и горизонтальных напряжений, что фактически и имеет место во всех современных расчетах конвекции в мантии.

Известны оценки энергии напряженного состояния, обусловленного гравитационными силами, - 2.5 10^{32} Дж. Эта величина на три порядка превышает кинетическую энергию планеты и на четыре порядка энергию тепловой конвекции. Наши оценки показывают, что остаточные горизонтальные напряжения гравитационного напряженного состояния (2/3 от литостатического давления при ν =0.25) определяют около половины от полной энергии, заключенной в упругих деформациях. В результате вертикальных перемещения в процессе конвекции эта энергия будет релаксировать, создавая дополнительные (относительно конвекционных для идеально вязкой жидкости) пластические деформации и *переходя в конечном итоге в тепловую*. Сопоставляя энергию остаточных напряжений единичного объема, выделившуюся при его подъеме от ядра до верхней границы мантии, и работу, пошедшую на вертикальный перенос этого объема в результате тепловой конвекции, получим соответственно $8*10^9$ Дж и $3*10^9$ Дж. *Таким образом, энергия, заключенная в остаточном напряженном состоянии, больше энергии, расходуемой на вертикальный подъем единичного объема*.

Таким образом, наш анализ показал, что во всех существующих на сегодняшний день расчетах задачи о тепловой конвекции в мантии из решения выброшено одно из важнейших по энергетике явление – остаточное напряженное состояние, обусловленное гравитационным упруго-пластическим уплотнением. В представляемом докладе в рамках традиционной модели вязкого тела будут дана постановка задачи и следующие из нее разрешающие уравнения, учитывающие существование в породах мантии остаточных напряжений и их влияние на конвективные мантийные движения.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 09-05-01213а, 09-05-01022а, 09-05-00687а, 09-05-12064офи_м.

Литература

Гудман Р. Механика скальных пород. М.: Стройиздат. 1987. 232 с.

Джагер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: Мир. 1975. 255^{o}с.
Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник. 1926. № 3. С.1-12.
Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М. Недра. 1996. 446 с.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 1, №^{o}11. С.66-73.
*Трубицын В.*П. Уравнение тепловой конвекции для вязкой сжимаемой мантии земли с фазовыми переходами // Физика Земли. 2008. № 12. С.83-91.

****

УДК 550.838

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВОК ДЛЯ СТРУКТУРНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ

Рублев А.Л., Пьянков В.А.
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Abstract. Using observed data we can calculate parameter within the Earth crust correlated for each geophysical field. Such as we can calculate magnetization distribution for magnetic field. We have developed an original iterative method of solving magnetic structure inverse problem (on the basis of local correction method). 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 models (Polar Ural Mountains).

Введение

При построении магнитной модели, как и любой другой модели земной коры, немаловажным фактором является то, какая геодинамическая концепция заложена в ее основу. Уральские структуры представляют собой пространственно стабильный более чем 2000-километровый линеамент, представленный рядом гипербазитовых массивов (Войкаро-Сыньинский, Денежкин Камень, Кумба, Кытлым и т.д.) [1]. Эти крупные массивы располагаются в центральной части Урала, пространственно разделены и представляют собой поднятые к поверхности изначально глубинные породы восточного падения (дуниты, пироксениты, габбро и граниты). Если деформирование горных пород в геологическом масштабе времени рассматривать как следствие движений сильно вязкой среды, то такое размещение гипербазитовых массивов находит следующее объяснение. Подобные пространственные закономерности характерны для развития диапира [2]. Неотъемлемой особенностью формирования диапировых структур является и то, что глубинные структуры антиклинального типа должны возникать не только в эпицентральной части, но и на периферии диапира. Отражение реликтов такого явления наблюдается как в региональном гравитационном, так и в магнитном поле Урала. Таким образом, явление диапиризма может быть положено в основу построения магнитной модели земной коры Урала. Тогда можно предположить, что в магнитном поле влияние глубинных структур антиклинального типа проявляется в виде протяженной отрицательной субмеридиональной аномалии переменной ширины. Достаточно контрастно такие особенности развития структур Урала выделяются и в сейсмической модели земной коры. Исследование комплекса данных позволяет подойти к построению магнитной модели земной коры.

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

$$\lim_{\substack{|x|\to\infty \\ |y|\to\infty}} |z(x,y) - H| = 0, \tag{5}$$

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:

$$\Delta Z = \Delta I \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{z(x,y)}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x,y)\right)^{3/2}} - \frac{H}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2\right)^{3/2}}\right) dx\,dy \tag{6}$$

Дискретизация уравнения (6) приводит к следующей системе нелинейных уравнений:

$$c\sum_i\sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = U_{i_0 j_0}, \tag{7}$$

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 (7).

Предположим, что $\{z_{i,j}^n\}$ - значения неизвестной функции *z(x,y)*, *n* – номер итерации. В результате имеем:

$$U_{i_0 j_0}^n = c\sum_i\sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}^n) \tag{8}$$

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:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = \alpha\left(U_{i,j} - U_{i,j}^n\right), \tag{9}$$

где α - параметр регуляризации, а ядро интегрального оператора имеет вид:

$$K_{ij}(z_{ij}^n) = 1/(z_{ij}^n)^2 - 1/H^2. \tag{10}$$

В результате мы имеем итерационную формулу для нахождения z_{ij}^{n+1}:

$$(z_{ij}^{n+1})^2 = \frac{(z_{ij}^n)^2}{1 + \alpha(z_{ij}^n)^2 \cdot \left(U_{ij} - U_{ij}^n\right)}. \tag{11}$$

С целью проверки работоспособности алгоритма проведен ряд модельных вычислений (рис. 1). Модель представляет собой комбинацию двух близко расположенных локальных поднятий амплитудой 3 км с асимптотой 10 км и скачком намагниченности ΔI =1

А/м. Алгоритм показал очень высокую скорость счета (одна итерация порядка 1 секунды при сетке 50х50 точек) и неплохую точность восстановления модельных границ при относительной погрешности восстановления поля равной сотым долям процента.

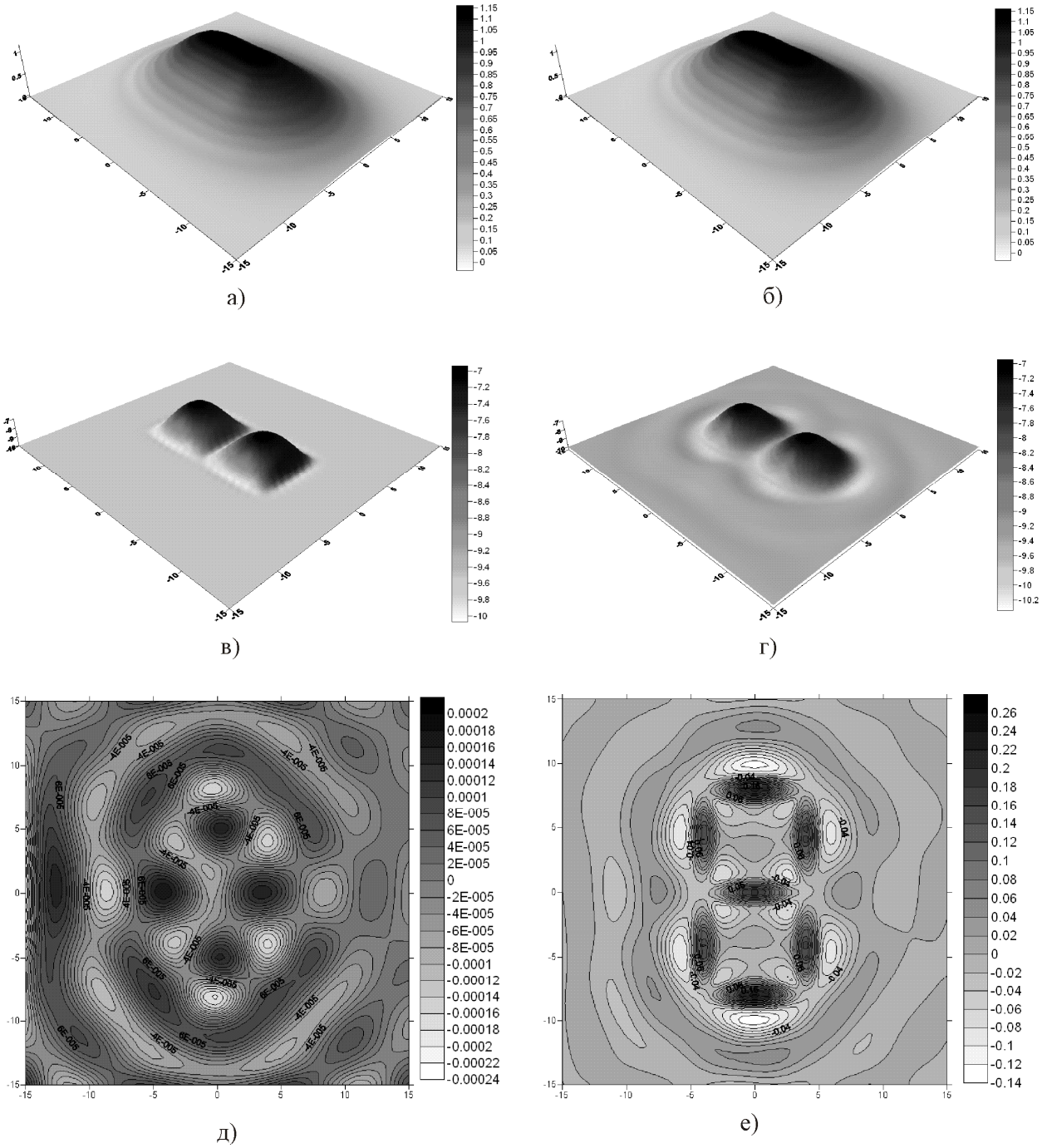


Рис. 1. Модельный пример. а) поле от модельной поверхности, б) поле от решения обратной задачи методом локальных поправок, в) модельная поверхность, г) поверхность, полученная при решении обратной задачи методом локальных поправок, д) относительная погрешность восстановления поля, е) относительная погрешность восстановления модельной поверхности.

Проведена интерпретация магнитного поля в наиболее узкой части отрицательной региональной магнитной аномалии – в зоне Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Для ΔI =-0,1 А/м и асимптоты 10 км проведена трехмерная интерпретация магнитного поля, полученного после пересчета исходного (рис. 2) на высоту 10 км (рис. 3).

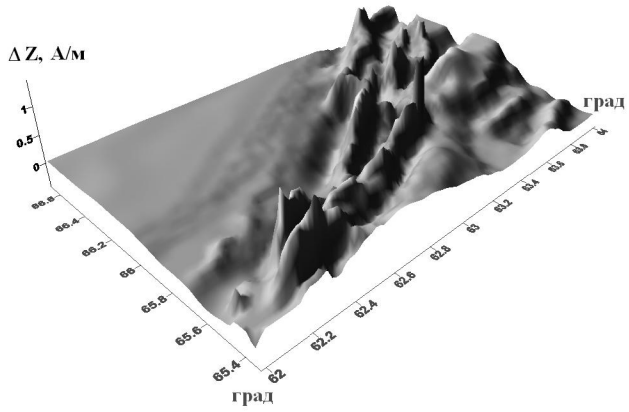


Рис. 2. Исходное магнитное поле

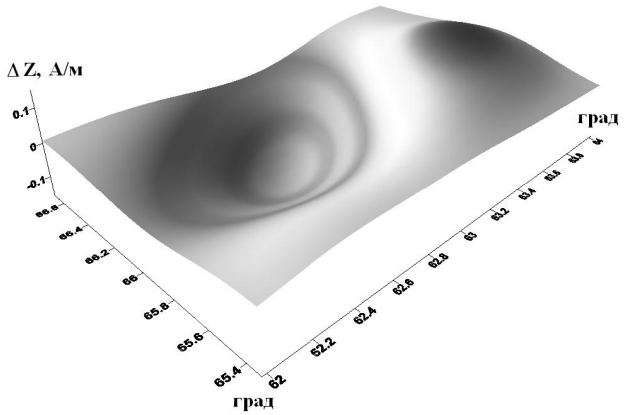


Рис. 3. Поле после пересчета на высоту 10 км

Для определения значения глубины до поверхности асимптоты использована схема сейсмического строения земной коры для профиля ГСЗ-МОВС Агат-2, который проходит по территории Печорской плиты и заканчивается на Войкаро-Сыньинском гипербазитовом массиве [5]. Пономаревой Т.А. в результате применения методики контактных поверхностей по Тарунинной О.Л. [5] была восстановлена восточная часть профиля и построены основные структурные границы. При анализе полученной сейсмической модели наблюдается подъем границы фундамента под Войкаро-Сыньинским массивом. В невозмущенной зоне глубина до границы кристаллического фундамента составляет 10 км (глубина до асимптоты). Таким образом, при решении трехмерной структурной обратной задачи магнитометрии методом локальных поправок выделен антиклинальный намагниченный против современного поля объект (рис. 4).

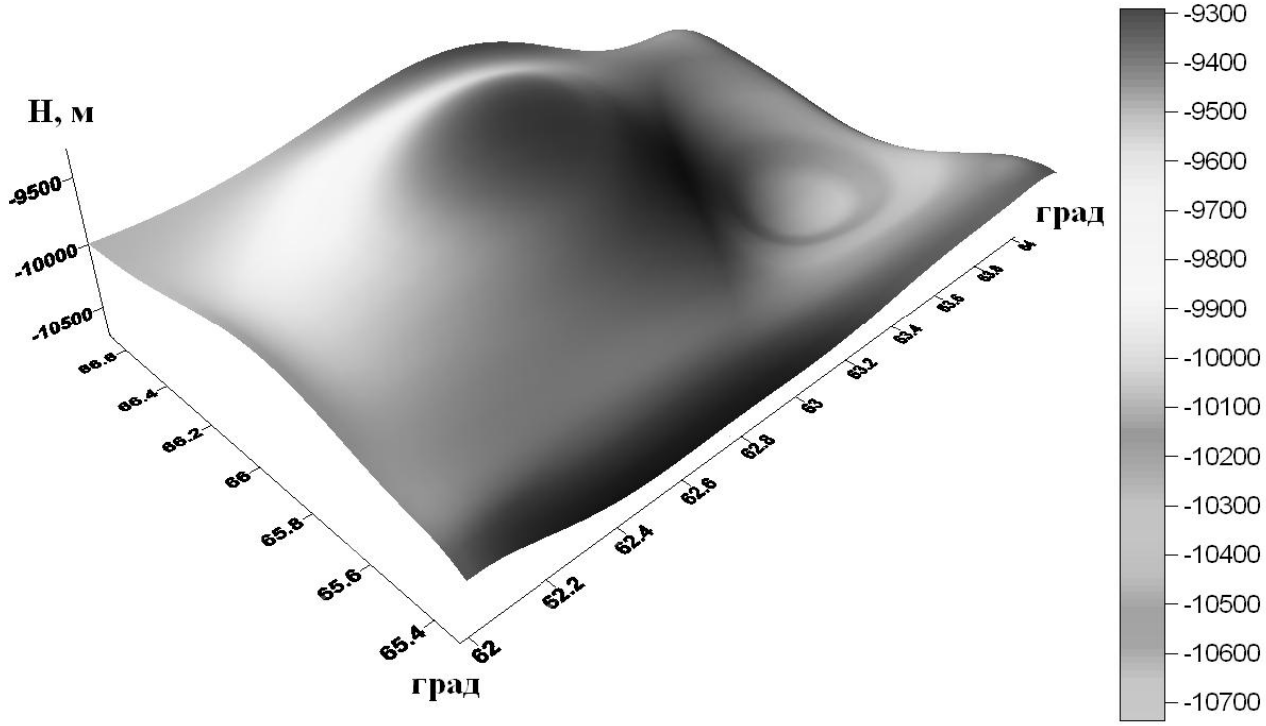


Рис. 4. Результат решения обратной задачи магнитометрии методом локальных поправок

Заключение

При решении трехмерной структурной обратной задачи магнитометрии методом локальных поправок для Полярного Урала в земной коре зоны отрицательной региональной магнитной аномалии выделены антиклинальные намагниченные против современного поля объекты. Амплитуда отклонения контактной поверхности от асимптоты составляет первые

километры. Подобный результат был получен ранее другими методами и для Северного Урала [6]. Таким образом, ранние представления о связи отрицательной региональной магнитной аномалии с погружением глубинного рельефа магнитоактивного слоя ставятся под сомнение, и предлагается альтернативная версия природы этой аномалии – подъем поверхности отрицательно намагниченных горных пород, что, по-видимому, генетически связано с подъемом поверхности кристаллического фундамента, определенным по сейсмическим данным.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00168-а).

Литература

1. Ефимов А.А. Тектоника платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника, 1993. №3. С.34-46.
2. Осипова Е.Б. Модельное исследование формирования солянокупольных структур в бассейне эллиптической формы // Физическая мезомеханика, 1999. Т.2. С.95-98.
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.67-77.
4. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т.25. №3. С.159-168.
5. Тарунина О.Л., Быстрых А.П. Построение контактной поверхности методом подбора по горизонтальным градиентам первого и второго порядков // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Пермь. 1974. Вып.12. С.170-173.
6. Пьянков В.А., Мартышко П.С., Начапкин Н.Н., Полянина Т.В., Ефимов А.А. Трехмерная гравимагнитная модель земной коры Североуральского сегмента платиноносного пояса // Уральский геофизический вестник, 2005. №7. С.48-52.

****

УДК 550.8.053

ВЫДЕЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ СТРУКТУРНОГО КАРТИРОВАНИЯ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДИСПЕРСИОННОГО АНАЛИЗА

А.А. Ружникова, 89501204978, nastena1787@mail.ru
ГИЦ ФГУНПГП «Иркутскгеофизика», НИ ИрГТУ, Иркутск, Россия

Аннотация.

Статья посвящена выделению гравимагнитных аномалий, связанных с разрывной тектоникой юга Сибирской платформы. В статье рассмотрен метод дисперсионного анализа, проведенного с помощью прямоугольного окна, который позволяет выделять слабые аномалии по исходным полям и их локальным составляющим.

The article deals with the isolation gravity and magnetic anomalies associated with discontinuous tectonics of the southern Siberian platform. The article considered a method of analysis of variance, which conducted using a rectangular window, which allows you to select weak anomalies in the original fields and their local components.

Выделение аномалий по потенциальным полям является решением одной из важнейших геологических задач для обнаружения и прослеживания тектонических элементов.

В контрастных геологических средах выделение элементов тектоники не представляется сложным – сопровождающие их линейные геофизические аномалии легко прослеживаются визуально. В слабоконтрастных геологических средах амплитуды искомых линейных аномалий сопоставимы с уровнем помех различной природы. В этих случаях для

выделения и прослеживания тектонических нарушений используются статистические приемы обнаружения слабых геофизических аномалий [1, 3]. Одним из таких приемов является дисперсионный анализ, который исследует влияние различных факторов на изменение значений случайной величины [2, 5].

Дисперсионный анализ выполнялся на участках юга Сибирской платформы. В качестве геофизических полей использовались магнитное (рис. 1) и остаточное гравитационное поля (рис. 2).

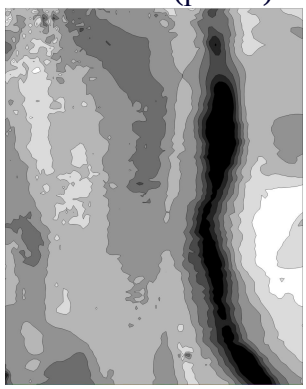


Рис.1. Карта магнитного поля.

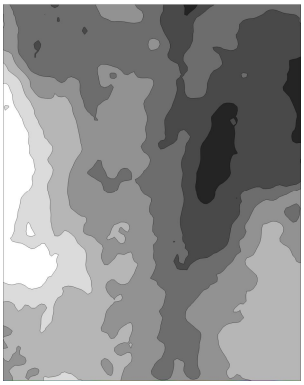


Рис.2. Карта остаточного гравитационного поля.

Для проведения анализа применялось прямоугольное окно, заданное следующими параметрами: длина, ширина и азимут наклона. Для определения параметров использовалось магнитное поле, по причине наибольшей контрастности аномалий относительно остаточного гравитационного поля. Центр окна устанавливался в точке максимума высокоамплитудной аномалии, ширина и длина которого определялись исходя из размеров аномалии, азимут наклона – в соответствии с ее простиранием.

Окно делилось на несколько зон, параллельных простиранию аномалии, и строился график средних значений в каждой из них (рис. 3). Для подбора оптимальных параметров окна строились несколько графиков.

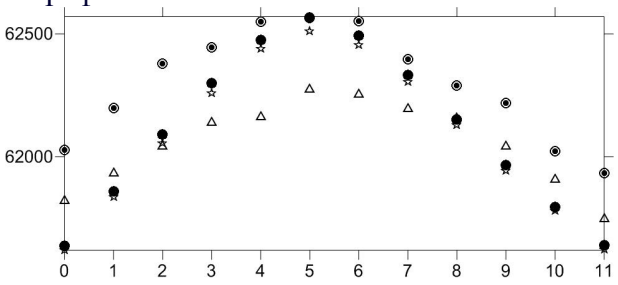


Рис.3. Графики средних значений
(параметры окна для графиков указаны в таблице 1)

Таблица 1. Подбор параметров окна

тип графика	ширина, км	длина, км	азимут наклона	значение градиента
△	20	12	150^0	975,1
◎	20	8	175^0	1143,97
☆	25	12	175^0	1785,8
●	20	12	175^0	1888,45

Параметры окна, с которыми проводился дисперсионный анализ на всей площади, выбирались по графику с наибольшим градиентом. Значения поля в каждом окне использовались в качестве общей выборки, а значения поля в его зонах – как выборки источников изменчивости.

Результатом дисперсионного анализа является отношение межвыборочной дисперсии магнитного поля к внутривыборочной или F критерий (рис. 4а). На рис. 4а максимальными значениями F критерия выделены зоны наибольшего влияния одновременно действующих факторов на магнитное поле.

С теми же параметрами окна проводился дисперсионный анализ остаточного гравитационного поля (рис. 4б).

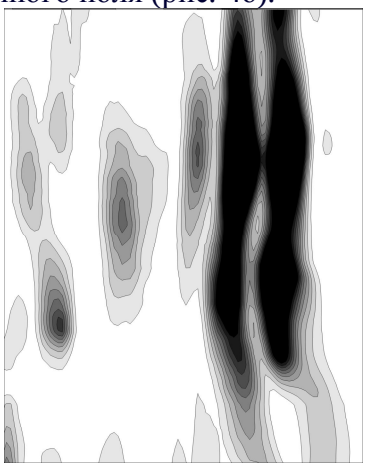
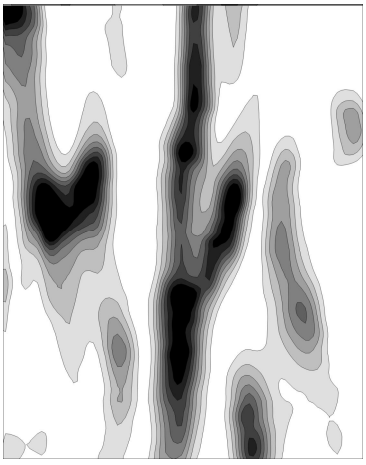
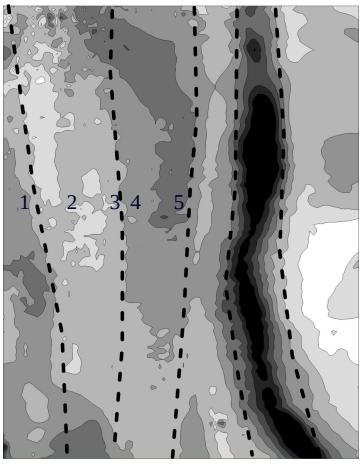
а)  б) 

Рис. 4. Карты F критерия, рассчитанного по магнитному (а) и остаточному гравитационному (б) полям, со следующими параметрами окна: ширина – 20 км, длина – 12 км, азимут наклона – 175^0.

На картах F критерия по максимальным значениям проведены оси аномалий субмеридионального направления, которые в исходных магнитном и остаточном гравитационном полях (рис. 5 а, б) соответствуют глубинным тектоническим нарушениям. Так, разлом 1 ограничивает с востока Байкальскую магнитную аномалию, разломы 2 и 3 - Гульмокско-Яканскую, разломы 4 и 5 - зону Нижне-Тунгсской магнитной аномалии.

а) 

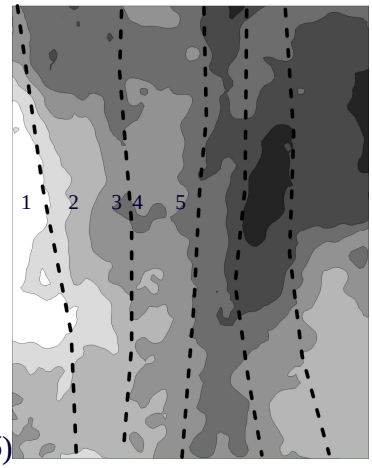
б) 

Рис.5. Карты магнитного (а) и остаточного гравитационного (б) полей с нанесенными осями аномалий, выделенными по результатам дисперсионного анализа.

Для изучения строения осадочного чехла осуществлялось выделение локальной составляющей остаточного гравитационного поля. Оно проводилось путем его осреднения в скользящем окне круглой формы, размеры которого определялись исходя из размеров выделяемых аномалий. Для выделения слабых аномалий использовалась локальная составляющая с радиусом осреднения 2 км (рис. 6). Оптимальные параметры окна для проведения дисперсионного анализа следующие: ширина – 3 км, длина – 15 км, азимут наклона – 136^0. В результате на карте F критерия выделены слабые аномалии северо-восточного простирания, соответствующие зоне непских складок.

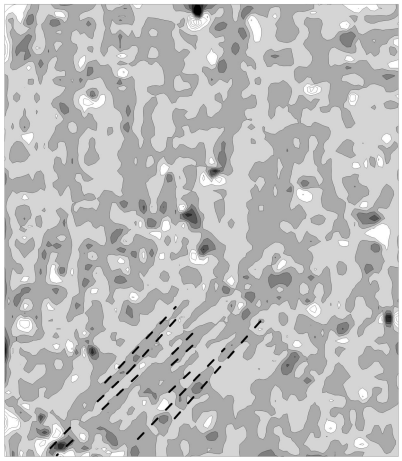


Рис.6. Карта локальной составляющей остаточного гравитационного поля с нанесенными осями аномалий, выделенными по результатам дисперсионного анализа.

В результате можно сделать вывод о том, что при выборе окна для проведения дисперсионного анализа нужно руководствоваться градиентами средних значений в этом окне. Таким способом можно выделять аномалии в потенциальных полях, что значительно облегчает выделение тектонических нарушений при дальнейшей интерпретации, а также уточнять положение осей предполагаемых или выделенных ранее разломов.

Список литературы

1. Конценебин Ю.П., Волкова Е.Н. Интерпретация данных магнитных аномалий. /Учебное пособие для студентов, обучающихся по специальности 011200 – геофизика./ Саратов: Из-во «Научная книга» - 74 с.
2. Лабушев М.М. Математические методы и модели при решении геологических задач на ЭВМ. / Конспект лекций./ Красноярск, 2007.
3. Левин А.С., Технология выявления тектонических элементов по геолого-геофизическим данным, 1999.
4. Макаров А.А. Применение комплексного линеаментного анализа при геолого-геофизическом изучении южной части Сибирской платформы // Геолого-геофизические методы прогноза и поисков полезных ископаемых в восточной Сибири. Материалы научно-производственной конференции, посвященной 60-летию предприятия «Иркутскгеофизика»: Сборник трудов /ФГУНПГП «Иркутскгеофизика» - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2010. - 154 с.
5. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.:Недра, 1986, 342 с.

****

УДК 550.380; 550.838.3

ЛАБОРАТОРНЫЙ ИСТОЧНИК СТАБИЛИЗИРОВАННОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

В.В. Савельев, В.А. Сапунов, Д.В. Савельев, А.Ю. Денисов, А.В. Сапунов
+7 343 3759553, E-mail: sva@dpt.ustu.ru www.magnetometer.ru
Лаборатория квантовой магнитометрии им. Г.В. Скроцкого
Уральский Федеральный Университет им. Первого Президента России Б.Н.Ельцина
Екатеринбург, Россия

The laboratory geomagnetic field source working directly in the town industrial condition is presented. The device is based on the Cesium optical pumping magnetometer M-33 sensor and specialized system of a feedback concerning the reference highly stable generator.

В докладе представлены результаты попытки создания лабораторного источника геомагнитного поля для исследования характеристик магнитометрических датчиков различного типа непосредственно в условиях городской лаборатории при стабилизации внешнего магнитного поля. Интересным является сама возможность создания при минимальных материальных и физических затратах подобного источника стабильного поля, который по типу соответствует эталонам 1-го разряда слабого поля, например эталона, утраченному в результате вандализма, принадлежавшего УНИИМ в п. Космаково.

Представленный источник поля (лабораторный эталон) основан на стандартной схеме стабилизации по квантовому датчику с оптической накачкой на парах Цезия, в частности магнитометра М-33, производства НПП «Геологоразведка». Использованный датчик имеет выход непрерывного сигнала прецессии частоты Лармора, который используется для сравнения с частотой высокостабильного генератора типа ГЗ-49 или ГЗ-110 для выработки с помощью частотно-фазового дискриминатора сигнала ошибки, управляющего током источника магнитного поля. Наличие гистерезиса в цепи преобразования частоты сократило время переходного процесса после фазы поляризации исследуемых протонных магнитометров, а также в условиях резких скачков внешнего поля, приводящих к «выбиванию» режима стабилизации в стандартных синхронных детекторах.

В основе магнитной системы лежат три катушки Гельмгольца, оси которых находятся перпендикулярно друг другу. Отсутствие дополнительной обмотки в катушках Гельмгольца привело к нахождению и компенсации вектора земного магнитного поля не в трёхмерном пространстве. Использовалась методика ориентации источника магнитного поля без применения векторного магнитометра. Для магнитной системы изготовлен источник питания, позволяющий настраивать компенсацию вектора земного магнитного поля и создавать поле в заданном рабочем объеме при возможности плавной и грубой регулировке значения его модуля. Параметры, полученные в условиях к. 126 ФТФ УрФУ (20 метров до троллейбусной линии):

- Диапазон поля 20000 – 80000 нТл
- Размер рабочей области 100 мм
- СКО создаваемого поля не более 2,5 нТл
- СКО стабилизатора 0,01 нТл/ $Гц^{1/2}$
- Градиент в раб. объеме не более 950 нТл/м
- Переходный процесс не более 15 мс



Рисунок показывает общую конструкцию источника поля и условия его работы (к.126 ФТФ)

1. Трехкомпонентные кольца Гельмгольца (ø1 м.)
2. Цезиевый датчик ООА магнитометра М-33
3. Портрет основателя каф. теоретической физики Скроцкого Г.В. (худ-к. доцент Т.Г. Рудницкая)
4. Основной лабораторный эталон геомагнитного поля НИЛ КМ (4-хслойного пермаллоевый экран Витюкова-Доломанского, СКО≅0,03 нТл)

****

УДК 550.380; 550.838.3

РАЗВИТИЕ И ДОСТИЖЕНИЯ ПО ВЕКТОРНЫМ ПРОТОННЫМ ОВЕРХАУЗЕРОВСКИМ ГЕОМАГНИТОМЕТРАМ

В.А. Сапунов, А.Ю. Денисов, Д.В. Савельев, С.Е. Киселев, О.В. Денисова, В.В. Савельев, А.В. Сапунов

+7 343 3759553, E-mail: sva@dpt.ustu.ru www.magnetometer.ru

Лаборатория квантовой магнитометрии им. Г.В. Скроцкого

Уральский Федеральный Университет им. Первого Президента России Б.Н.Ельцина

Екатеринбург, Россия

This report covers history and results of the long-term research directed at developing an absolute vector proton magnetometer based on the switching of bias magnetic fields. In recent years, the development of proton vector magnetometers achieved essential progress based on the application of the Overhauser effect providing stronger proton signal from smaller sensor size. Designs and metrology properties, which can be interesting to the experts in vector proton magnetometers and professionals of magnetic exploration and observatories, are presented.

В докладе представлены некоторые исторические аспекты создания и развития векторных протонных магнитометров модуля магнитного поля, начиная с появления метода ЯМР [1], основной недостаток которых – существенный размер подмагничивающих систем, преодолен в настоящее время на основе динамической поляризации ядер [2], а усилиями ряда организаций LETI (Франция), GEM (Канада) и УрФУ-УПИ (НИЛ КМ) [3] созданы оверхаузеровские датчики меньших размеров, что обеспечило увеличение сигнала и быстродействия при сниженном энергопотреблении. Фото показывает в хронологическом порядке примеры конструкций коммерческих векторных протонных магнитометров.



1960. Протонный 3-х компонентный магнитометр, США, NASA

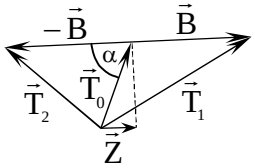


1993. МК-2. Первый в мире 3-х компонентный полевой оверхаузеровский магнитометр с датчиком OS-2/R7 НИЛ КМ. НПО Геологоразведка



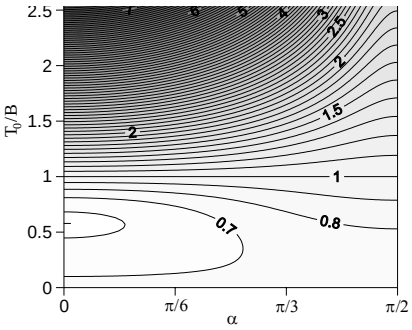
1998-2005. dDdI +T оверхаузеровский магнитометр – вариометр. GEM System

Рассматриваемые магнитометры находят расширяющееся применение для комплексной одновременной регистрации вариаций компонент и модуля геомагнитного поля. Они вытесняют распространенные магнитомеханические, феррозондовые магнитометры в ряде областей применений, таких как обсерватории, наземная и скважинная магниторазведка. Это обусловлено высоким потенциальным и уже зачастую достигнутом метрологическим уровне по модулю поля [4] и низком дрейфе до 1нТл/год при температурном коэффициенте 0.1 нТл/°С по компонентам поля. Наиболее эффективным оказался, так называемый, коммутационный способ измерения компоненты поля основанный на серии 3-х измерений модуля суммарного поля при последовательном наложении подмагничивающих полей **–B**, 0, **B**



$$\begin{cases} \vec{T}_1 = \vec{T}_0 + \vec{B} \\ \vec{T}_2 = \vec{T}_0 - \vec{B} \end{cases} \qquad Z = \frac{T_2^2 - T_1^2}{2\sqrt{2(T_2^2 + T_1^2 - T_0^2)}}$$

В докладе представлены результаты теоретического анализа случайных и абсолютных погрешностей измерения компонент поля, исходя из параметров используемого скалярного магнитометра при варьировании ориентации полей, величины и стабильности подмагничивающего поля. В частности:

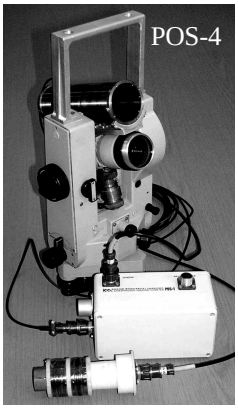


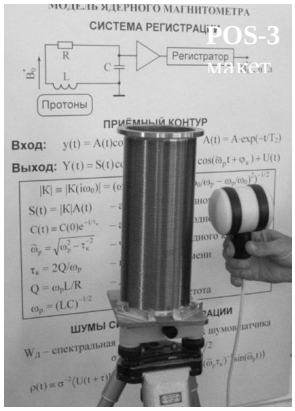
- СКО измерения компонент сопоставимо с СКО модульного магнитометра (на рис. коэффициент потери)
- Абсолютные погрешности измерения компонент сопоставимы с исходными ошибками скалярного магнитометра без учета ошибок угловой привязки
- Требования к стабильности источника поля определяются только кратковременным дрейфом при коммутации полей, например $\Delta Z \approx 1$нТл при $\Delta I/I \approx 10^{-4}$

Несмотря на уменьшенные габариты оверхаузеровских датчиков одной из основных проблем является обеспечение достаточно высокой однородности подмагничивающего поля. В докладе представлены теоретико-экспериментальные результаты исследований и конструирования компенсированных соленоидов типа Гаррета.

В докладе представлен процесс и результаты инициативных разработок НИЛ КМ теодолитного магнитометра POS-4 [5], обсерваторского ZHT-магнитометра POS-3 и полевого варианта MMPOS-3 предназначенного для наземной геологоразведки, обсерваторий и пунктов векового хода, калибровки компонентных магнитометров не квантового типа, сопровождения наклонного бурения и магнитной инклинометрии. Абсолютные высокоточные измерения ZH компонент обеспечиваются установкой вертикали титанового каркаса соленоида по жидкостным уровням.


Первый теодолитный протонный магнитометр MAGSON, Австрия





Заявляемые параметры POS-3

Диапазон T	20000-100000 нТл
Диапазон Z	30000-80000 нТл
СКО T	0.01 нТл
СКО Z,H	< 0.05 нТл
Абсолютная погрешность	
T	0.5 нТл
*Z,H	< 15 нТл
Стабильность, дрейф	
T не хуже	0,05 нТл/год
Z не хуже	2 нТл/год
Температура	-10 / +60 Cº.

**Абсолютная погрешность Z, в отличие от POS-3, не нормируется в коммерчески доступном оверхаузеровском dDdI GSM магнитометре и обеспечивается практически повсеместно немагнитными теодолитами с высокоточными феррозондовыми магнитометрами по методу DIflux.*

1. Packard M., Varian R. Free nuclear induction in the earth's magnetic field// Phys.Rev.- 1954.- V.93.- P.941-945
2. Померанцев Н.М., Рыжков В.М., Скроцкий Г.В. Физические основы квантовой магнитометрии. - М.: Наука, 1972
3. Сапунов В.А., Дорошек А.С., Соболев А.С., Киселев С.Е., Чирков А.К. и др. Магнитометр с динамической поляризацией ядер. // А.С. №1484103.-1988
4. V. Sapunov, A. Denisov (2001) Proton and Overhauser magnetometers metrology, Contributions to Geophysics & Geodesy, Vol.31, pp.119–124
5. Theodolite-borne vector Overhauser magnetometer: DIMOVER V. Sapunov, J. Rasson, A. Denisov, D. Saveliev, S. Kiselev, O. Denisova, Y. Podmogov, and S. Khomutov. Earth Planets Space, Vol. 58, 2006, pp. 711–716

****

УДК.550.834.05 (470.56)

МОДЕЛЬ СОЛЯНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В БОРТОВЫХ ЗОНАХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО БОРТА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА)

А.Н. Светлакова , 9273459273,
Учреждение Академии наук Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Abstract. An analysis of formation of solt domes had been made based on a new theory of M. Shyshnyar (1984) at the example of a sublatitudinal seismic profile No 37 across the Preuralian foredeep (north of the Orenburg administrative area). It is shown that the tectonic forms, originated as a result of solt tectonics, completely correspond to the theory.

Известно, что кроме давно признанных гипотез формирования соляных куполов (гравитационной и тектонической), существуют и другие гипотезы, которые нашли подтверждение на сейсмическом материале. Это внутренний потенциал, обусловленный давлением и температурой внутри пласта соли [1]. При этом ни тектоническая, ни гравитационная природа течения соли не отрицается. Всё работает вместе.

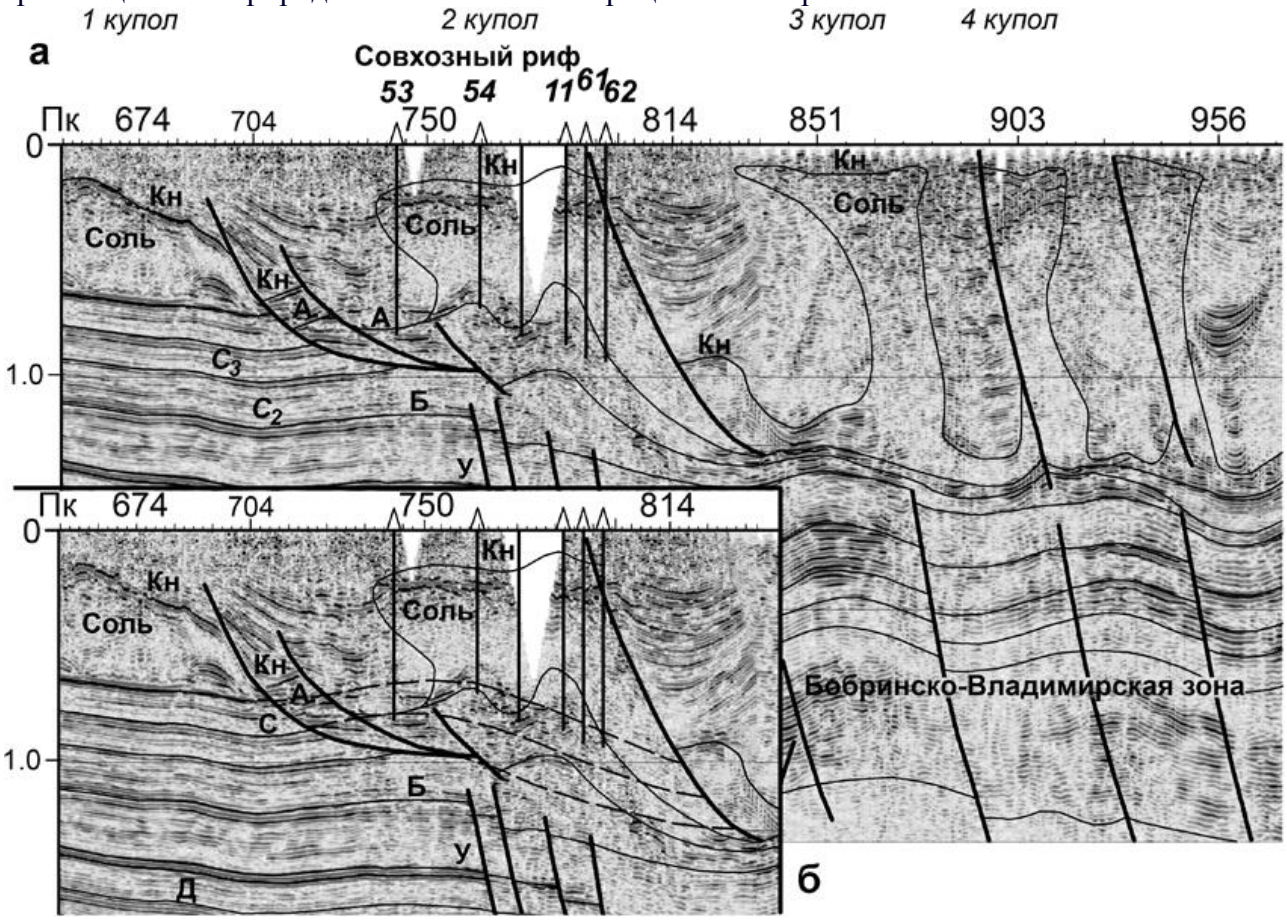


Рис. 1. Фрагмент профиля № 37 в настоящее время (а) и с контурами поднятия по А и С, которые существовали до сброса (б)

По профилю № 37 были произведены подсчеты мощности соли на конец кунгурского времени или на начало формирования соляной тектоники. Подсчет проводился по объёму соли в куполах и в межкупольном пространстве. Эти подсчёты не идеальны, поскольку кровля соли не всегда отбивается четко, но точность объёма соли принципиального значения не имеет. Оказалось, что к началу формирования соляной тектоники в прогибе соль имела мощность примерно 1300 м, а на платформе 450-500 м. Эти данные согласуются с литературными источниками [2].

Первоначально, до того, как соляной купол начинает расти, все слои выше подсолевых отложений лежат горизонтально (рис. 2 – 1 стадия). По подсолевым горизонтам рисуется бортовой уступ и на нём рифовая постройка.

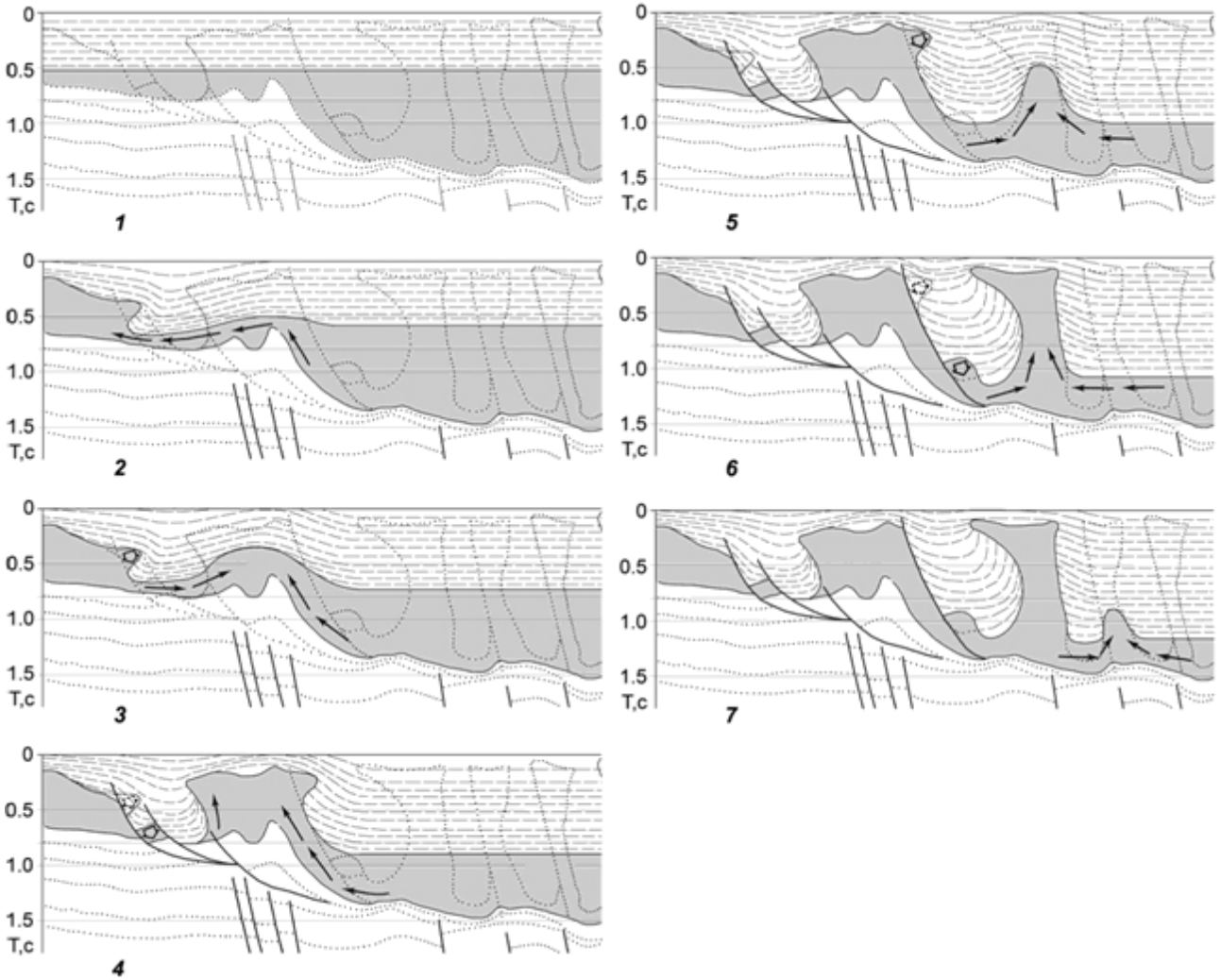


Рис. 2. Стадии формирования соляных куполов

Самый западный купол на профиле, назовем его 1 (рис. 2 – 2 стадия), образуется в результате оттока соли из прогиба в купол. Сначала формируется «подушка», которая перерастает в свод с небольшим нависающим карнизом (согласно гипотезе). При этом с восточного края растущего купола (в первой мульде) надсолевые отложения проседают на освободившееся от соли место, а общий уровень соли в прогибе уменьшается.

После того, как первый купол закончил стадию формирования и седиментации, начинается следующий этап: формирование второго купола (рис. 2 – 3 и 4 стадии). При формировании второго купола соль устремляется в этот купол с запада и востока, поднимая за собой облегающие второй купол надсолевые отложения. При этом с запада дальний край надсолевой пачки в мульде соскальзывает с первого купола на место ушедшей соли. В результате на восточном крыле первого купола образуется сброс, или даже серия сбросов в надсолевых отложениях. Сброс образуется ещё и потому, что во время роста первого купола (дипира) последний, протыкая надсолевые отложения, формирует в них серию трещин, получается ослабленная зона около свода. Сброс захватывает и нависающую часть первого соляного штока – гребешок, который срывается и соскальзывает на дно мульды. На это указывают фрагменты отражающих площадок с резким угловым несогласием в надсолевых отложениях первой мульды (на восточном краю 1-го купола, в районе пикетов 694–714 на уровне 0.7 с на рис. 1а и рис. 2 – 4 стадия).

Так при формировании второго купола с выступающими карнизами в надсолевых отложениях первой мульды формируются сбросы (с восточного края первого купола). У второго купола западное крыло короткое, восточное – длинное, поскольку купол формировался над бортовым уступом по башкирским отложениям, осложненным артинским

рифом. Сброс захватил и срезал подсолевые отложения. Это видно по пермским и верхнекаменноугольным отложениям (пикеты 704–744, время 0.8–0.9 с, рис. 1б). Прибортовое поднятие, которое существовало по всем глубоким отложениям (пикеты 724–774), буквально срезано по пермским и верхнекаменноугольным отложениям (рис. 1).

Переходя к третьему соляному штоку, мы видим такую же картину: отток соли с запада и с востока (рис. 2 – 5 стадия). При этом соль, увлекая за собой примыкающие к ней надсолевые отложения, буквально ставит их вертикально («на попа») (рис. 1а, пикеты 844 – 852 и рис. 2 – 6 стадия). Дальний край осадочной надсолевой толщи (дальний с запада от растущего купола), из-под которого ушла соль, сползает с края предыдущего соляного купола (2-го), захватывая карниз. И опять формируется сброс (рис. 1а пикеты 790 – 836, рис. 2 – 6 стадия).

Рост третьего купола происходил во времени, возможно, дольше первых двух, поэтому он превратился в тонкий ствол с нависающими на запад и на восток карнизами. В результате более поздних тангенциальных напряжений с востока, возможно, в триасе, часть соли, сползшая со второго штока, надвинулась обратно на соляной склон. По этой причине образовался соляной «пузырь», не характерный для мульд (пикеты 800-830 на рис. 1а, рис. 2 – 6 и 7 стадия). Формирование четвертого и пятого куполов, происходило, по-видимому, таким же образом, но в результате сдвиговых деформаций, произошедших позднее, картина сильно изменилась. Существование сдвигов в Предуралье показано на «башкирских» профилях, непосредственно к северу от профиля № 37 [3]. Следует отметить, что не всегда сброс формируется около соляного штока. Если мульда широкая, то сброс формируется на некотором расстоянии от предыдущего штока.

Заключение. Таким образом, анализ формирования соляных структур по профилю № 37 показывает, что теория, предложенная югославским исследователем Шишняром, работает [1]. При каждом оттоке соли в купол на дальнем от формирующегося купола крыле мульды надсолевые отложения проседают на освободившееся место, в то время как ближнее крыло поднимается вслед за штоком. На последней стадии надсолевые отложения протыкаются штоком, образуется диапир. Замечено [4], что соляные диапиры поднимаются как бы рывками: периоды «бурного» роста чередуются с периодами покоя. «Бурный» рост – это несколько миллионов лет, когда скорость подъёма диапира достигает 0.1-1.0 мм/год (приблизительно в 100 раз меньше, чем скорость литосферных плит). «Бурный» рост, по всей видимости, связан с активизацией тектонических процессов, которые, как известно, приводят также и к образованию нефтяных и газовых залежей. Таким образом, опосредованно можно говорить о поисках залежей по тектонике надсолевых отложений: там, где по надсолевым отложениям существует резкий контакт с диапиром (сброс), и где сброс захватывает подсолевые отложения, там возможна залежь углеводородов.

Литература

1. Сусснджар М. (Шишняр). Закономерности проявления соляной тектоники и их значение для оценки нефтегазоносного потенциала соляных структур в солеродных бассейнах // Месторождения нефти и газа / Материалы 27 МГК. М., 1984. С. 21-29.
2. Свиточ А.А. Подземный феномен Прикаспийской впадины//Природа. 1987.№7. С.61-65.
3. Светлакова А.Н., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Типы и роль разломов в строении юго-восточной окраины Русской платформы по новым сейсмическим данным / Уральский геофизический вестник № 1 (16), 2010. С. 45-58.
4. Талбот Кр.Дж., Джексон М.П.А. Соляная тектоника / В мире науки (пер. с амер.). 1987. № 10. С. 40-50.

****

УДК 550.831.017

ПРОБЛЕМА «ЦЕНТРАЛЬНОЙ» ЗОНЫ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПОПРАВОК ЗА ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ

А.А. Симанов, (342)2-16-10-08, (342)2167502, simanov@mi-perm.ru
Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

Annotation. In this article we consider questions concerned with the calculation of topographic corrections in the central zone on gravity measurements such as preparation of digital elevation models, the calculation of topographic corrections in the central zone and the estimation of errors appearing because of that, difference approaches to increase of the certainty of the calculation of corrections for the central zone. Examples of practical problem solutions for Perm territory are given here.

Необходимость учета рельефа местности при гравиметрических измерениях обусловлена дефектом масс вблизи пунктов наблюдений, т.е. избытком их выше либо недостатком ниже уровня наблюдений. В обоих случаях это приводит к уменьшению наблюденных значений силы тяжести и, следовательно, к искажению аномального поля. Определение поправок за влияние рельефа местности является главнейшей задачей в гравиразведке и, несмотря на усилия, приложенные для её решения, она остается во многом нерешенной.

Вычисление поправок за рельеф сводится к интегрированию по объему, заключенному между поверхностью рельефа и некоторой «нормальной» поверхностью (плоскостью, сферой, эллипсоидом), находящейся на высоте гравиметрического пункта. Чтобы провести такое интегрирование необходимо решить следующие задачи: 1) с достаточной точностью и подробностью знать рельеф вокруг пункта; 2) знать распределение плотности в объеме; 3) иметь удобную вычислительную схему для интегрирования. Третья задача чисто техническая и при современном уровне развития вычислительной техники вполне разрешима. Вторую задачу необходимо отнести к классу интерпретационных задач и решение её производить в процессе интерпретации. Что касается первой задачи, то для её решения требуется задания весьма густой сети высотных отметок вблизи точки расчета, получение которых связано с большими затратами труда и средств.

В Горном институте УрО РАН разработана современная компьютерная технология учета влияния рельефа местности, отличительными особенностями которой являются максимально полное использование цифровых картографических данных о рельефе, построение аналитических аппроксимаций с использованием дискретного преобразования Фурье и истокообразных функций, стохастическое моделирование для оценки точности вычисления, характеризуется полной автоматизацией вычислений для всей области учитываемого влияния рельефа, высокой точностью получаемых результатов и быстротой вычислений [1,4]. Технология предусматривает использование цифровых моделей рельефа (ЦМР), полученных путем сканирования крупномасштабных топографических карт и векторизации этих скан-образов с помощью специализированных программ. Это позволяет сравнительно быстро создавать большие массивы информации о рельефе, сохраняющие в цифровой форме все особенности крупно- и среднемасштабных топографических карт.

Внимания заслуживает построение ЦМР центральной и ближней зон, влияние которых составляет наибольшую часть топографической поправки. Влияние дальних зон сказывается существенно слабее. Градиент поправок за центральную зону на пересеченной местности может достигать 0,5 мГал/100 м, поэтому точность учета поправок за центральную зону имеет важное значение. Весьма велико значение такого учета при проведении детальных высокоточных гравиметрических съемок, ставящих своей задачей изучение сравнительно небольших по амплитуде аномалий силы тяжести. Приоритетным для расчета поправок за влияние рельефа центральной зоны является использование данных, полученных путем нивелирования вокруг пунктов по лучам (метод «звездочек»). Но данный

метод на пересеченной залесённой местности является трудоемким и отнимает значительное количество времени. В большинстве случаев на практике в горно-таежной местности проводить нивелирование вокруг каждого пункта невозможно.

Весьма перспективным методом создания цифровой модели рельефа вблизи гравиметрического пункта является использование лазерного сканирования, которое обеспечивает очень точное описание нерегулярных поверхностей, и по сравнению с другими методами, весьма производительно. Однако, эффективное использование лазерных сканеров возможно только на открытых участках.

С целью определения погрешности, вносимой в поправки за рельеф центральной зоны различными моделями рельефа, на одной из площадей детальных гравиметрических работ на территории Пермского края нами были проведены топографические работы - детальная тахеометрическая (высотная) съемка местности на нескольких участках. Участки отличались между собой морфологией и расчлененностью рельефа, а также степенью залесённости.

В результате работ созданы различные ЦМР, отличающиеся между собой детальностью и точностью описания рельефа, источниками данных для которых являлись:

- детальная тахеометрическая съемка на исследуемых участках местности;
- векторизация топографических карт масштаба 1:5000, 1:25000; 1:50000;
- цифровая модель рельефа SRTM.

Оценка различий в значениях топографических и картографических высот показала, что погрешность высот, представленных на топографических картах масштабов 1:5 000, 1:25 000 и 1:50000, соответственно характеризуется следующими величинами среднеквадратической погрешности ±1.0 м, ±3.5 м, ±7.0 м.

На основе представленных цифровых моделей рельефа вычислены поправки за влияние рельефа центральной зоны размером 100×100 м. В качестве опорных данных использованы значения поправок, полученных на основе цифровых моделей рельефа, сформированных по данным детальной тахеометрической съемки. Значения поправки за влияние рельефа местности в центральной зоне изменяются в диапазоне от 0.009 до 0.224 мГал. Расхождение топографических поправок с их точными значениями представлено в табл.1.

Таблица 1

Различия в значениях поправок за рельеф, полученных на основе различных ЦМР

N п/п	**Исходная ЦМР**	**Статистические характеристики поправок , мГал**		
		max	**min**	**СКП**
1	топографическая карта масштаба 1:5000	0.035	-0.032	±0.013
2	топографическая карта масштаба 1:25000	0.079	-0.042	±0.035
3	топографическая карта масштаба 1:50000	0.129	-0.058	±0.047
5	глобальная модель SRTM	0.127	-0.066	±0.038

Оценка определения поправок в центральной зоне по различным моделям рельефа, в целом, показала достаточную точность их определения по разным исходным данным. Однако с целью наиболее корректного определения поправок необходимо использовать весь спектр источников информации о рельефе – от инструментальных данных детальных гравиметрических съемок до крупномасштабных топографических карт 1:5 000 –1:25 000.

Основной причиной возникновения погрешности определения топопоправки в центральной зоне является низкая точность цифровых моделей рельефа, зависящая от качества предоставляемых топографических материалов (топографическая карта) [2,3].

В общем случае при нанесении пункта имеем две высотные отметки: первую – на карте и вторую – из данных инструментальных работ. Эти отметки должны быть одинаковыми, но из-за картографических погрешностей они различаются. Это в свою очередь усложняет учет влияния рельефа в ближней зоне. Если погрешности плановой привязки на величину поправки за дальнюю зону практически влияния не оказывают, то на поправку за ближнюю зону и особенно центральную их воздействие существенно, тем более в условиях сложно-пересеченного рельефа. В этом случае для расчета поправки за рельеф предусматривается проводить корректировку координат по минимизации инструментальных и топографических высот.

При детальных гравиметрических съемках, при отсутствии высокоточных цифровых моделей рельефа, имеет смысл при определении поправок за рельеф в центральной зоне использовать только инструментальные данные (координаты и высоты, полученные при топографических работах в процессе гравиметрической съемки).

Для площади детальной гравиметрической съемки, где шаг по профилю составил 50 м, а между профилями 200 м, построена ЦМР по данным инструментальной съемки. По полученной ЦМР были определены поправки за влияние рельефа с конечным радиусом в 500 м. Полученные значения поправки изменяются в диапазоне от 0.009 до 0.470 мГал. Данные значения поправок сравнивались с поправками за рельеф определенными на основе цифровой модели рельефа, построенной путем векторизации топографических карт масштаба 1:5000. В результате сравнения были определены погрешности расчета топографических поправок, которые изменяются в диапазоне -0.080 до 0.189 мГал и характеризуются средней по модулю погрешностью ±0.012 мГал. Статистическое распределение погрешностей вычисления топографических поправок близко к закону Гаусса.

Таким образом, в настоящее время необходимо не только совершенствовать алгоритмы и программное обеспечение определения топографических поправок, а также методику подготовки исходной информации.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 09-Т-5-1031, а также при поддержке Уральского отделения РАН (по результатам конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов 2011 г), РФФИ (грант 11-05-96013_р_Урал_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Долгаль А.С. Компьютерная технология определения поправок за влияние рельефа местности при гравиметрических наблюдениях / А.С.Долгаль, С.Г.Бычков, В.В.Антипин [Электронный ресурс] // Геофизика XXI века – прорыв в будущее: материалы Междунар. геофизической конф. М., 2003. 171.pdf. - 4 с.
2. Симанов А.А. Картографические погрешности при обработке геофизических данных: причины возникновения и оценка / А.А. Симанов // Шестая Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. - Пермь, 2005. - С. 213-217.
3. Симанов А.А. Особенности использования крупномасштабных топографических карт при обработке результатов гравиметрических наблюдений / А.А.Симанов // Горное эхо. Вестник Горного института. 2004, № 4(18). - С. 36-40.
4. Симанов А.А. Учет влияния рельефа местности при высокоточной гравиметрической съемке на основе геоинформационных технологий / А.А. Симанов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала // Материалы региональной научно-практической конференции. Пермь, 2008. С. 220-223.

****

О ТЕМПЕРАТУРНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ ВОДНЫХ МАСС В ПРИДОННОМ СЛОЕ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА

Е.А. Сухих, М.Д. Хуторской
Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва.
mkhutorskoy@ginras.ru

Изучение гидрометеорологических особенностей Баренцевоморского региона показало, что этот район является одним из наиболее информативных при выявлении климатической изменчивости, т.к. располагается в пограничной зоне Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Таким образом, появляется возможность оценить термохалинные импульсы, идущие как со стороны Атлантики, так и из полярных областей. В западной части Баренцева моря встречаются наиболее контрастные по своим характеристикам атлантические и арктические водные массы, формируя зону полярного фронта, выраженную не только в океане, но и в атмосфере.

На основе измерений температуры водной толщи, выполненных в ходе 25-27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», были построены двухмерные профили и 3D-модели температурного распределения в водной толще для различных районов акватории арх. Шпицберген. Анализ профилей позволил выявить как основные особенности, характерные для морей Арктического бассейна (осенне-зимняя присклоновая конвекция, влияние рельефа дна, отепляющее действие глубинного теплового потока Земли), так и стратификационные черты, присущие только фронтальным зонам Баренцева моря (круглогодичное отепляющее действие атлантической водной массы, отсутствие зимней квазиизотермии, наличие значительных температурных градиентов в зонах контакта атлантических вод с арктическими, присклоновыми или баренцевоморскими водами).

По имеющимся данным было проведено изучение изменчивости теплосодержания в сезонном и межгодовом временных масштабах. Анализ нескольких станций, выполненных в 25 и 27 рейсах на полигоне «трог Орла», при практически идентичном широтно-долготном положении выполненных станций, указал на значительную положительную температурную аномалию в промежуточном слое атлантических вод в 2007 году.

Изучив состояние арктических льдов и атмосферной циркуляции на территории Европы (кол-во осадков, температура) в данный период, можно было сделать вывод о ведущей роли теплосодержания океана в климатической системе (однако при наличии множества прямых и обратных связей и взаимообусловленностей).

Описаны причины изменчивости теплового состояния атлантических водных масс, поступающих в Северо-Европейский бассейн в системе течений. Для этого была проанализирована структура водной толщи Северной Атлантики, выявлены основные типы водных масс и направления циркуляции (на основе ряда исследований в Северной Атлантике). Была описана роль Северной Атлантики в глобальном процессе обмена свойствами вод Мирового океана (на основе концепции глобального океанического конвейера), а также меридиональная циркуляция в Северной Атлантике.

Таким образом, были выявлены основные климатообразующие районы, а изменчивость состояния климатической системы описана с позиции естественных автоколебаний. На основе исследований были сделаны некоторые прогнозные оценки относительно дальнейшего состояния климатической системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №11-05-00047) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России (проект № 14.740.11.0194*).*

****

УДК 550.384.1

ПРИРОДА ГЕНЕРАЦИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ СЕПАРАЦИОННОЙ ТЕОРИИ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛ

Д.Н. Тимофеев. тел/факс (39197) 5-16-38, E-mail htamp@inbox.ru
ООО фирма "Космическая Технология" г.Железногорск Красноярского края, Россия.

Generation of magnetic field earth explain to «Theory of space body separation». The magnetic field of earth is sum of fields chemical element layers. Generation of magnetic field layer is result rotating chemical element layers possess electrical charge.

Принятые сейчас представления о глубинном строении Земли берут своё начало в 1923 году, когда были опубликованы геохимические принципы Гольдшмидта [1] по которым наличие магнитного поле объяснялось большим содержанием железа в ядре Земли. Впоследствии выяснилось, что такое предположение маловероятно, поскольку предполагаемая температура в глубинах земли превышает точку Кюри (около 500^{o}C) при которой железо не может создать магнитное поле. Магнитогидродинамическая теория образования магнитного поля Земли [2] предполагает существование постоянных потоков заряженных масс внутри ядра Земли, объяснение которых затруднительно. В 2009 году на пятых научных чтениях Ю.П. Булашевича мной представлена «Сепарационная теория космических тел» [3].

В прежние эпохи, наряду с излиянием лёгкой лавы на поверхность, которое образовало кору Земли, произошло, при сохранении основной массы мантии в твёрдом состоянии, излияние расплавленных тяжелых минералов в её глубины, которые опустились к центру Земли и образовали её ядро. В составе тяжелых элементов имеются торий и уран, в результате ядерного распада которых, температура ядра значительно возросла. Тепловыделение могло бы привести к катастрофическим последствиям для Земли, однако в теории выявлен механизм поглощения значительного количества энергии, которая аккумулировалась ионизацией элементов. Вещества в ядре Земли из-за высокой температуры находится в состоянии газа, и имеют высокую плотность. В 1941 году советским учёным Кричевским открыто, что при высоком давлении и температуре превышающей их критические температуры, смеси газов расслаиваются с образованием поверхностей раздела [4]. Ядро Земли сепарировано по слоям элементов (рисунок 1),.поскольку там высокое давление и высокая тепературa [5].. В таблице 1. даны возможные максимальные плотности элементов ядра Земли исходя из размеров атомов, гексоганальной их упаковки и атомного веса. Реально плотности меньше, поскольку из-за высокой температуры элементы, особенно H, N, O, F, имеют значительное межатомное пространство.

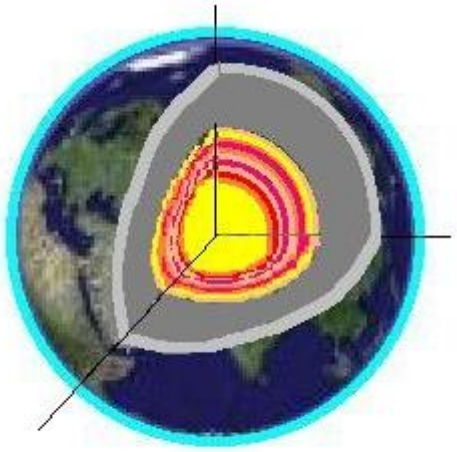


Рис.1 Ядро Земли состоит из слоёв элементов в атомарном состоянии.

№ слоя в ядре	Элемент	Название	Атомный вес Угл. ед.	Атомный радиус Å	Объём атома Å^3	Плотность атом. кг/м^{3}х 10^{-3}	Толщина слоя км	Глубина слоя км	Значение α*, Мкв/К	ЭДС U** вольт
1	H	Водород	1,01	0,3	0,11	14,3	-	-	-	-
2	N	Азот	14,1	0,7	1,44	15,61	-	-	-	-
3	O	Кислород	16	0,66	1,2	21,27	-	-	-	-
4	F	Фтор	19	0,64	1,1	27,7	-	-	-	-
5	Sn	Олово	118.7	1.45	12.76	14.88	62	2907	-0,2	-0,002
6	Ru	Рутений	101	1.34	10.07	16.04	51	2970	-	-

7	Br	Бром	80	1.23	7.79	16.43	41	3021	-	--
8	As	Мышьяк	74.9	1.2	7.23	16.56	39	3061	-	-
9	J	Иод	126.9	1.41	11.74	17.3	65	3100	-	-
10	Sb	Сурьма	121.7	1.39	11.24	17.32	64	3164	+43	+0,43
11	Te	Теллур	127.6	1.38	11	18.56	66	3228		
12	Se	Селен	79	1.17	6.71	18.85	41	3297		
13	Hg	Ртуть	200.6	1.56	15.89	20.19	103	3335	-4,4	-0,044
14	Au	Золото	197	1.55	15.59	20.22	109	3438	+2,9	+0,029
15	Ta	Талий	180.9	1.5	14.13	20.48	106	3547	-	-
16	Bi	Висмут	209	1.52	14.70	22.74	120	3653	-68	-0,68
17	Pt	Платина	195.1	1.47	13.3	23.47	119	3773	-4,4	-0,044
18	W	Вольфрам	183.8	1.41	11.74	25.06	115	3892	+3,6	+0,36
19	Re	Рений	186.2	1.41	11.74	25.38	128	4008	-	-
20	Ir	Иридий	192.2	1.41	11.74	26.2	145	4136	-	-
21	Os	Осмий	190.2	1.39	11.24	27.07	160	4280	-	-
22	Th^+	Торий	232	1.26	8.31	27.9	493	4441	-	-
23	U^+	Уран	238	1.25	8.29	28.7	1437	4934	-	

* Коэф. Зеебека (термоэлектрическая способность элемента по отношению к Pb).
** Приближенное значение ЭДС в вольтах при температуре 10000^{o}C

Существует значительное количество данных о возникновении электрического потенциала при контакте веществ. Это и термическая ЭДС проявляющаяся в эффекте Зеебека, его проявление в полупроводниковых материалах отраженное в работах А.Ф Иоффе (СССР), эффект термоэлектронной эмиссии, а при высоких температурах, ионизация элементов. В таблице 1 показаны величины удельных температурных ЭДС для некоторых элементов ядра, а также приближенная оценка потенциалов слоёв элементов. Термическая ионизация элементов даст ещё большие потенциалы. Большие потенциалы могут иметь слои ионизированного кислорода, фтора и иода, расположенные в верхней части ядра. Суточное вращение Земли, а следовательно и заряженных слоёв ядра вызывает кольцевой ток. По закону магнитной индукции, кольцевой ток должен создавать магнитное поле.

$$H = \frac{2\pi i}{R}$$

где H-напряженность магнитного поля, *i*-ток, R-радиус.
Поскольку слои заряжены противоположными зарядами, общее магнитное поле получается в результате сложения магнитных полей слоёв.

$$H=H_1+H_2+H_3+....H_n$$

На рисунке 2 изображена картина суммирования магнитных полей фрагментов двух слоёв ядра.

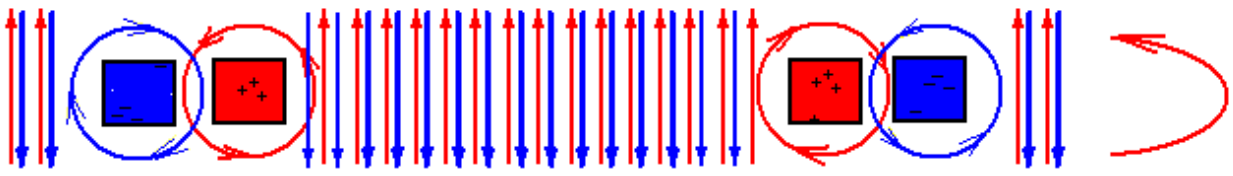


Рис.2 Возникновение магнитного поля от сложения полей разных параметров.

Если снаружи наружного и внутри внутреннего слоя магнитные поля будут компенсировать друг друга, то в промежутке между слоями магнитные поля будут суммироваться. По этой причине, при равной напряженности полей, доминировать будет магнитное поле расположенное снаружи. Отрицательные заряды могут преобладать или во внутренней части ядра или в наружной. От этого зависит полярность суммарного магнитного

поля Земли. На заряд слоя будет влиять температура слоя, которая может изменяться. Свой вклад в суммарное магнитное поле Земли даёт и наличие железа в земной коре. Континентальная земная кора, в отличие от океанической, имеет железный нижний слой, подобно как континентальный гранитный слой. Такое предположение можно сделать, учитывая плотность железа, состав вещества метеоритов, а также факт раздвоения северного магнитного полюса Земли, тяготеющих к континентам.

Обсуждение результатов. Теория генерации магнитного поля за счёт индукции от суточного движения слоёв Земли имеющих разные заряды выдвигалась и ранее. Гипотеза основана на гироскопическом эффекте Энштейна-Барнетта [6]. Однако ранее не был решен вопрос, какие слои и по какой причине имеют разные заряды. Сепарационная теория космических тел даёт ответ на этот вопрос

Важным условием для генерации магнитного поля планет является высокая степень сепарации и температуры ядра, эти показатели, исходя из сепарационной теории космических тел, возрастают с увеличением их массы. Величина магнитного поля будет больше при большой скорости вращения космического тела. Имеющиеся данные о космических телах Солнечной системы подтверждают верность данной теории. Крупные планеты Юпитер, Сатурн, а также Солнце имеют высокую степень разогрева и сепарации ядра, быстро вращаются и имеют мощное магнитное поле. Малые планеты имеют более слабое магнитное поле. Магнитное поле Венеры, вращение которой вокруг своей оси происходит с очень малой скоростью, практически отсутствует.

Теория генерации магнитного поля за счёт вращения заряженных слоёв ядра соответствует факту примерного совпадения магнитной оси с осью вращения Земли.

Выводы научные результаты их новизна и значимость. Найдено недостающее звено для гипотезы генерации магнитного поля Земли за счет гироскопического эффекта. Этим звеном является наличие слоёв вещества ядра Земли открытое в сепарационной теорией космических тел, имеющих разные заряды, в соответствии с их электрическими свойствами, Представление о природе генерации магнитного поля даёт возможность получить информацию о свойствах веществ в глубине Земли. Сделано предположение о наличии железного нижнего слоя в континентальной земной коре.

Литература

1. Goldschmidt V. M. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente, No.3, J Dybwad, Oslo, 1923.
2. Велихов Е.П. Изменения магнитного поля Земли: возможные причины и следствия. Экология и жизнь. Стр.40 4(65)2007.
3. Тимофеев Д.Н. Теория звёзд и планет в свете законов химии ядерной физики и термодинамики. Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича Стр.472., Институт Геофизики УО РАН Екатеринбург, 2009.
4. Кричевский И.Р. Большаков П.Е. Журнал физической химии 15, 184, 1941.
5. Тимофеев Д.Н. Модель ядра планеты Земля и процессы, происходящие в нём. Пузырёвские чтения-2009, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука.Новосибирск 2009г
6. Яновский Б.М. Земной магнетизм., Л., изд. ЛГУ. Ленинград, 1978.

****

УДК 550.343

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В СВЕТЕ ЗАКОНОВ ХИМИИ И ХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОДИНАМИКИ, ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ОБЕЗВРЕЖИВАНИЯ

Д.Н. Тимофеев. тел/факс (39197) 5-16-38, E-mail htamp@inbox.ru
ООО фирма "Космическая Технология" г.Железногорск Красноярского края, Россия.

Volcanic phenomenon and earthquake shake may have been because at the border core decomposition mantle of earth be generated substances C_2H_4, NO, NO_2, NH_3, C_2H_2 … contains much free energy. These substances lift to the surface of earth and decomposition H_2O, CO_2, N_2 be the result energy output.

Известно, что все сильные землетрясения происходят только при взаимодействии отдельных двигающихся блоков, на их общих границах [1], однако случаи вулканических проявлений обычно также сопровождаются землетрясениями. Энергетическая составляющая таких землетрясений, связана с работой расширяющихся газов. Природа возникновения и состояния этих газов следующая. В соответствии с выдвинутой мной ранее теорией звёзд и планет [2] элементы из которых образуются вулканические газы H, N, O, C выделяются из гидридов, нитридов, окислов и карбидов мантии в результате разогрева ядра от распада радиоактивных изотопов, например по реакциям

$2UH_3 \rightarrow 2U+3H_2$ Температура разложения 430°C

$2PdO \rightarrow 2Pd+O_2$, Температура разложения 875°C

В ходе реакций конечными продуктами получаются вещества в виде отдельных элементов. При температуре выше 6000°C все элементы находятся в состоянии газа. Поскольку давление в ядре Земли велико, применение законов кинетической теории состояния газов невозможно. В условиях ядра Земли предлагаю оценивать состояние газа по формуле:

$$\rho = \frac{1.6 \times 10^3 \grave{A}}{\frac{4}{3}\pi r^3 + \frac{RT}{P}}$$

ρ - плотность кг/м^3; *r* - атомный (ионный) радиус элемента в ангстремах; *A* - атомный вес элемента в углеродных единицах; *R*- универсальная газовая постоянная; *T*- температура; *P*- давление. В условиях высокого давления и отсутствия химического взаимодействия, атомы структурируются в наиболее плотную гексагональную или кубическую упаковки (рис. 1). При такой упаковке атомы способны заполнить общий объём пространства на 74.05%.. Предлагаю назвать такое состояние «кристаллическим газом» или сокращённо «крига». Кристаллический газ - это фазовое состояние элемента нагретого до температуры, при которой энергия атомов выше энергии химических связей и сжатого давлением до соприкосновения атомов и более.

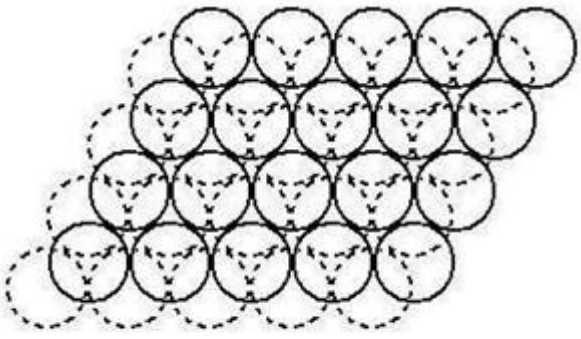


Рис. 1 Плотная упаковка атомов в элемента в состоянии крига.

Плотность вещества, в состоянии крига можно описать формулой.

$$\rho = \frac{DA}{r^3} \qquad (3)$$

D-универсальная постоянная кристаллического газа (при *A* в углеродных единицах r- в ангстремах ρ - в кг/м^3 , D=382)

При разрушении связей и трансформации элемента в более плотную упаковку, плотность станет больше чем у того же вещества в конденсированном состоянии. В результате, несмотря на повышение температуры, плотность вещества увеличивается и оно погружается.

В состоянии крига решающим значением для плотности вещества являются не валентность элемента и не размер химических связей, а плотность атомов. Ряд элементов кислород, азот, водород, фтор, благодаря малым размерам атомов H-0,3A, N-0,7A, O-0,66A, F-0,64A, C-0,75A в отличие от других атомов ядра, например Pb-1,46A, Hg-1,48A, U-1,6A, Re-1,41A имеют в состоянии крига аномально высокую плотность. Водород имеет плотность больше чем свинец. Элементы ядра в состоянии крига находились в следующей последовательности по плотности. (плотность указана в г/см^3). Pb-13,58, Ge-13,87, Hf-13,88, **H-14,3** Rh-14,33, Tc-14,7, Sn-14,88, **N-15**,61, Th-15,2, Ru-16,04, Br-16,43 As-16,56, J-17,3, Sb-17,32, Te-18,59, Se-18,85, Hg-20,19, Au-20,22, Ta-20,48, **O-21,27**, U-22,21 Bi-22,74, Po-23,2, Pt-23,47 W-25,0,6 Re-25,38, Ir-26, Os-27,07, **F-27,7.**

При повышении температуры ядра элементы с малыми размерами атомов H, N, O перешли в состояние реального газа, возникло межатомное пространство, плотность их уменьшилась до $\rho \approx 10$ г/см^3, и они поднялись из ядра к мантии. Между мантией и ядром Земли существуют слои атомарных C, H, N, O, F. При охлаждении элементов от мантии возникают химические связи, плотность вещества уменьшается и они в виде H_2, N_2, O_2 , C_2H_4 NO, NO_2, NH_3, C_2H_2 поднимаются к поверхности Земли.

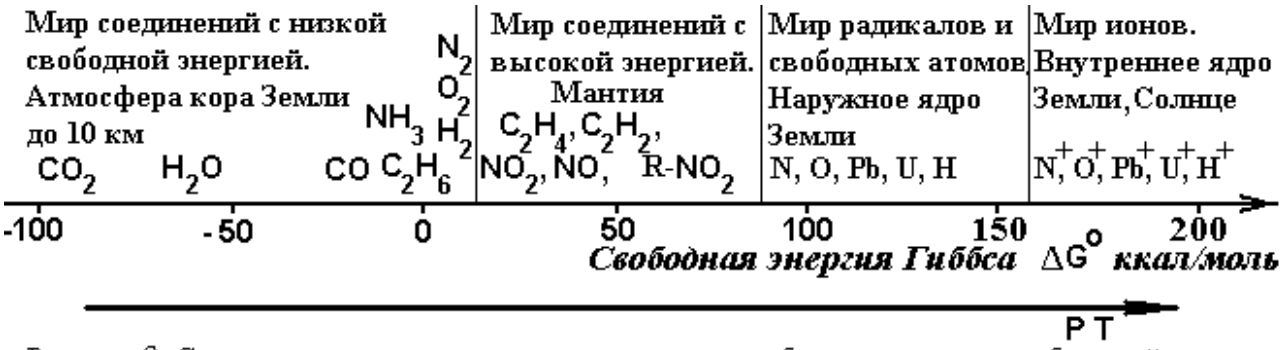


Рисунок 2. С повышением давления и температуры преобладают вещества с большой свободной энергией.

В соответствии с законом Ле Шателье если повышается температура равновесие смещается в сторону эндотермических реакций. Если повышать давление равновесие смещается в сторону образования компонентов с меньшим объёмом. В мире высоких давлений и температур преобладают соединения с большой свободной энергией рисунок 2. Далее окислы азота и углеводороды при большом давлении трансформируются в нитросоединения (взрывчатые вещества). Способностью взрываться обладает и ацетилен. Справедливость таких утверждений имеет и практическое подтверждение, например, в реакциях синтеза аммиака, реакции Фишера-Тропша где из окиси углерода и водорода при высоких давлении и температуре образуются нефтепродукты, реакции прямого синтеза окиси азота из



Рис.3 График температуры по глубине Земли. 1-поглащение тепла эндотермическими реакциями.2-поглощение тепла при поднятии и расширении нитронефти. 3-выделение тепла экзотермическими реакциями. 4-слои элементов

кислорода и азота при адиабатическом сжатии [3]. Такие трансформации преобладают уже при давлении в 3000 атмосфер, на глубине примерно 10 километров. На глубинах более 10 километров привычный нам мир кислорода, воды, углекислого газа, азота исчезает и начинается мир углеводородов, окислов азота, нитросоединений, ацетилена. Вся эта смесь может быть названа нитронефтью. Реакции выделяют и поглощают тепло рисунок 3.. Нитронефть поднимается к поверхности Земли. Из-за снижения давления и температуры равновесие в среде смещается в сторону веществ с малой свободной энергией (CO_2, H_2O, N_2) идут реакции с выделением энергии, медленного разложению нитронефти с образованием углеводородов и ювенильных вод, а также к горению или взрывам нитронефти приводящим к землетрясениям и вулканам. Возможные трансформации изображены на рисунке 4.

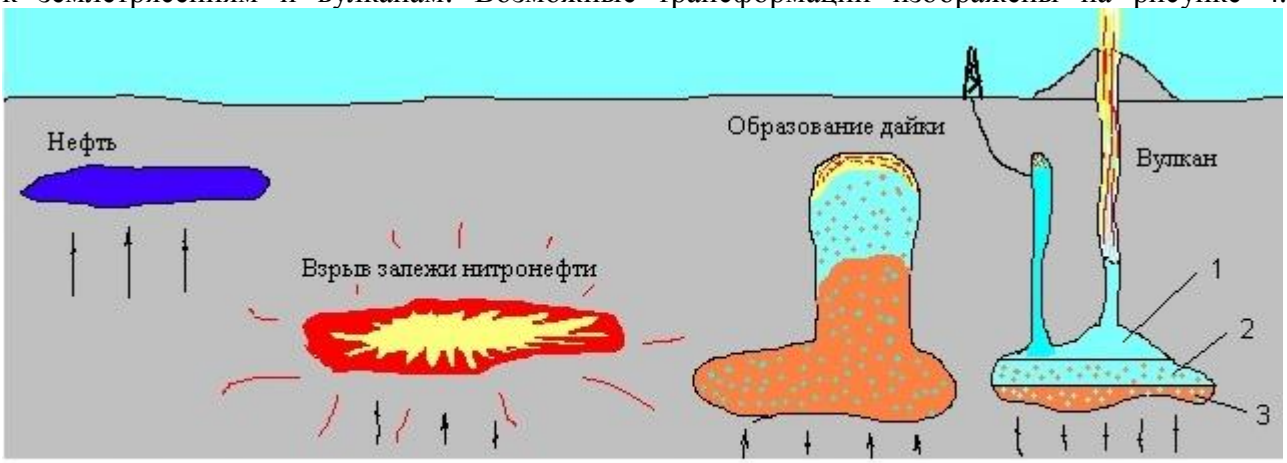


Рисунок 4 Нитронефть, в зависимости от состава и окружающих условий может трансформироваться в нефть, взорваться, разложиться с образованием дайки и газов N, CO_2, H_2O или образовать вулкан. 1-нитронефть, 2- нитронефть с органосилоксанами и металлоорганическими соединениями, 3- расплавленые силикаты с нитронефтью.

Накопление нитронефти, происходит между слоями мантии B и C на глубинах 120-250 км под материками и 60-400 км под океанами. Слой характерен поглощением сейсмических волн, который называют астеносферой, состоит из нитронефти. Аналогичное поглощение сейсмических волн, выявлены в Курило-Японской зоне. Здесь обнаружены четыре ослабленных слоя астеносферы на глубинах 60-90, 110-160, 220-300 и 370-470 км [4]. Установлены глубины аномалий в райлне Ключевского вулкана 50-60 км, на островах Парамушир 25-35км, Симушир 50-60 км. Кунашир 25-35км [5] . В качестве примера также можно привести близкое расположение Трехбратской мегадайки и залежей углеводородов Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна, что отмечено в исследованиях института морской геологии и геофизики РАН [6]

ЛИТЕРАТУРА

1. Уткин В.И. Юрков А.К. Прогноз землетрясений, есть ли выход из тупика? Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича Геодинамика, глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. ИГ УО РАН Екатеринбург 2009г.
2. Тимофеев Д.Н. Теория звёзд и планет в свете законов химии ядерной физики и термодинамики. Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича Геодинамика, глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. ИГ УО РАН Екатеринбург 2009г.
3. Гоникберг М.Г. Химическое равновесие и скорости реакций при высоких давлениях. Изд. АН СССР М. 1953.
4. ФедотовС.А. Токарев П.И. Землетрясения, свойства верхней мантии в районе Камчатки и их связь с вулканизмом (по данным на 1970 год). – «Тезисы докл. XV Генеральной ассам. МАВХНЗ». М., ВИНИТИ, 1971.
5. Влодавец В.И. Вулканы Земли, Наука. 1973
6. Ломтев В.Л. К строению краевого поднятия юго-восточного шельфа корейского полуострова (Японское море) Геология и полезные ископаемые мирового океана, №1, 2011

****

СХЕМА ОБРАБОТКИ СИГНАЛА РЕГИСТРАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ НА БИШКЕКСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ ВО ВРЕМЕННОМ ДИАПАЗОНЕ 1.06-1.09.1986, ВКЛЮЧАЮЩЕМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ M=3.5

А.В. Тимохин, т.8-343-350-37-09, ф. 8-343-350-21-11, ukr07@mail.ru
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Очень сложно формулировать материалы, затрагивающие в приложениях вопросы геодинамики, поскольку актуализация тематики является следствием событий в Японии, землетрясения в провинции Фукусима, многочисленных жертв и разрушений. Но, отставив эмоции, это и обязывает вернуться, и с точки зрения поступающих сведений обратиться к предложенной в 1997-1998 гг. [1-2] постановке задачи интерпретации изменений электрического сопротивления, физических и водных свойств в зоне, территориально расположенной в пределах Бишкекского прогностического полигона (материалы института физики высоких температур) в канун землетрясения M=3.5.

Были предложены способ и модельная конструкция схемы обработки сигнала с обязательным условием ее развития, заложенным в алгоритм. Как элементы развития важны новые сведения о строении, о сигнале и иное, хронометраж событий, подпадающие под следуемое описание.

Идея исследования базируется на том простом соображении, что разрушение геоматериала можно изучать на массивах, задействованных при добыче твердых полезных ископаемых, при всем разнообразии прочностных свойств пород и руд, геомеханических параметров конструкций, отдельными элементами которых так же выступает геоматериал. Горные объекты уральского региона обеспечивают непревзойденное в этом разнообразие.

Провалы на подработанных территориях, оползни в карьерах, горные удары в шахтах при хорошей изученности комплексом методов, обособленных дисциплинарно, могут обусловлено приниматься как прототип естественных динамических явлений или составных его (прототипа) моделей. Традиционной альтернативой геофизике выступают методы изучения деформаций. По-видимому, при любом документообороте свои позиции в нормативах по промышленной безопасности они сохранят и приумножат.

Коллективом лаборатории ИГД УрО РАН (рук. д.г.-м.н. Устинова С.Н. 1992-2000 гг.), специализирующимся на решении проблем горной и техногенной геодинамической безопасности, был накоплен значительный и разнообразный материал (в основном собственные измерения при проведении инженерной электроразведки и картирования структур) о площадной (латеральной) и глубинной изменчивости электрических свойств, приуроченной к разрушаемым, так и к стабильным массивам. Ценным приложением общей модели (рисунок) в данном случае выступил разработанный метод картирования подработанных и карстоопасных территорий, основанный на модели фильтрационного процесса карстов (сложного сочетания глубинных полых объемов и полостей до и после возникновения). В силу специфики вопросов строительства прикладная задача была упрощена геометрической (объемной) постановкой, однако возможности рассмотрения динамической составляющей в архивах сохранены [3].

В работах ряда авторов (Устинов, Певнев, Сашурин) усматривается подобие процесса разрушения при естественных и техногенных деформациях. Методика, отработанная в зонах обрушения шахт, позволила на основе анализа горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности по обширным территориям в сейсмически активных регионах предложить «блочную» теорию геодинамических явлений (подвижек). Деформационная, геодезическая суть самого события землетрясения, как показала обработка тензоров деформаций, – это смещения монолитного блока и его составных частей, выраженные через линейно-угловые параметры, т.е. «смещение с подворотом», – предполагаемое подобие деформационных рисунков различных периодов активизации по признаку приуроченности территориально к одной тектонической структуре.

Но о том, что происходит с вещественным составом в непосредственной близости, в очаге землетрясения, на периферии и в краевых частях монолитных блоков, фиксируемых геодезическими методами, известно немного. Процессы техногенного разрушения по масштабу воздействия на поверхность находятся в тени глобальных, приводящих в земной коре к смещениям геоблоков.

При интерпретации диаграммы ρк(τ) применению имеющихся данных в качестве важной, априорной информации – изменения сопротивлений всвязи с изменением отдельных свойств на меньших гео-объемах техногенных массивов получить проще – служит ее (диаграммы) разбиение на характерные отрезки (между точками 1-9) и на составные, модельные $\rho_{1\text{-}5}$ (λ(τ)).

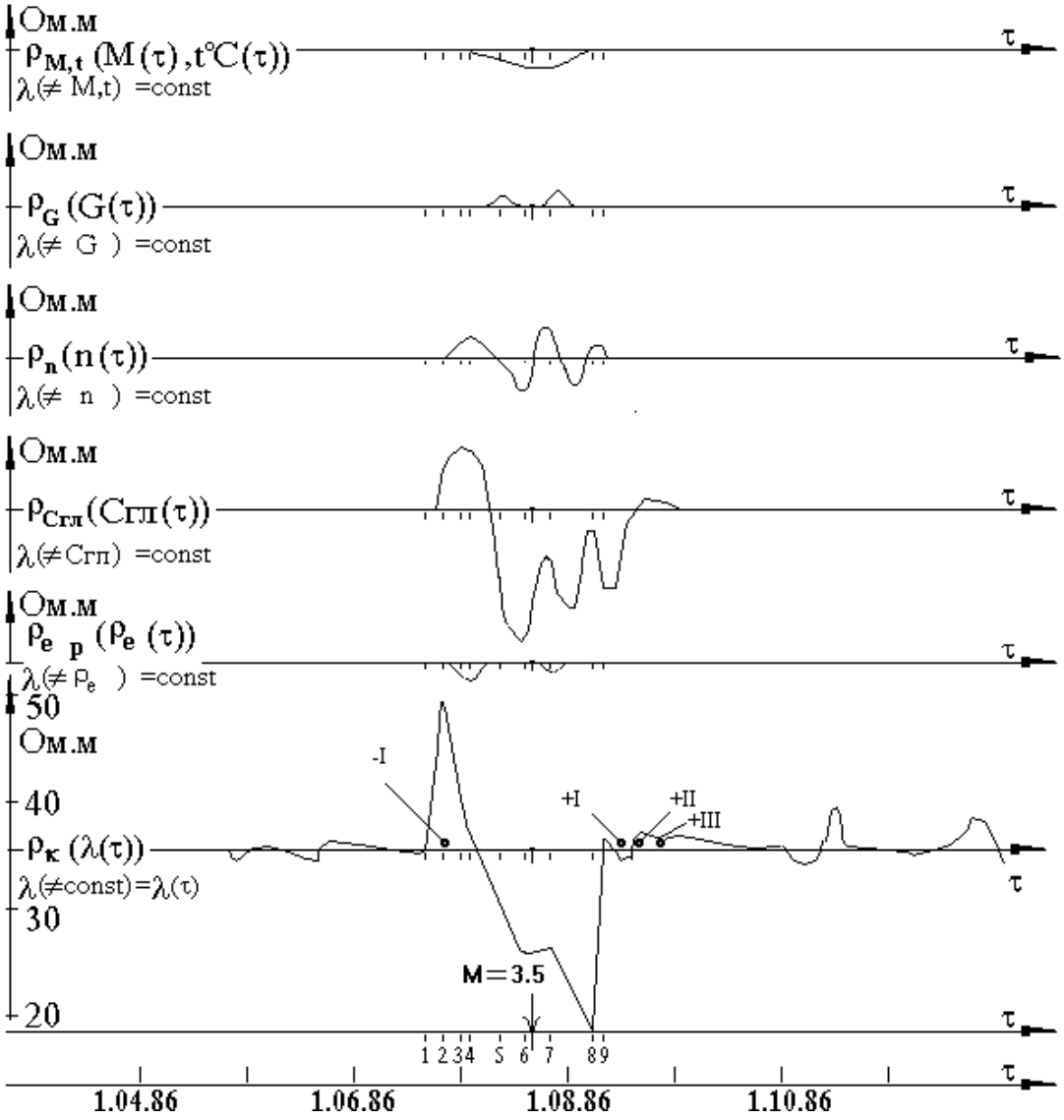


Рис. 1. Принципиальная схема обработки диаграммы сопротивления.

Сведения о строении структур содержатся в литературе о процессах метаморфизма, методах их документирования, публикуемых Маракушевым А.А.. Глубинные смещения с большими амплитудами в условиях сильного сжатия под действием веса вышележащих пород приводят к более интенсивным преобразованиям с формированием милонитов, филлонитов и подобных им пород. К проявлениям дислокационного метаморфизима относятся будинаж и тектоническое разлинзование. В начале деформации породы разбиваются трещинами на части, которые ориентируются в одном направлении и приобретают линзовидную форму. Крупные линзы в свою очередь разбиваются на более мелкие. В глубинных условиях определенный вклад в этот процесс вносят пластические

деформации пород. Разлинзование в этих услових ведет к образованию будинажных структур, когда отдельные более жесткие прослои дробятся, их обломки отделяются друг от друга и нередко приобретают линзовидную форму. Возникающие при этом межбудинные промежутки, представляющие своеобразные тени стрессового давления, выполняются материалом, проявляющим более высокую миграционную способность в условиях деформационного метаморфизма [4].

Установки при регистрации диаграмм по методу сопротивления на постоянном токе применяются дипольные. Питающая линия АВ составила 4200 м, приемной MN - 1000 м. Анализируемая диаграмма является эталонной. На диполе получены максимальные амплитуды при равенстве времени события. К достоинствам следует отнести удачное решение следующего компромисса. Установка как бы «умеренно» неградиентна. Один из приемных электродов разнесен от питающего недостаточно, чтобы принять формально, исходя из геометрии, сопротивление в интервале от 19.5 до 50 Ом.м **за кажущееся**, но и не близок настолько, чтобы не иметь связи со свойствами геосреды. Фиксируемое на линии MN самописцем отношение падения напряжения к силе тока dU/I - пропорционально плотности тока, а это значит, что в массиве имеется область пород (до глубин порядка 6- 8 км), испытывающая изменения суммы свойств, как следствие, изменения истинного сопротивления параллельно ρк(τ).

Мы анализировали данные измерений в Японии, очень схожих диаграмм **кажущегося** сопротивления при изменении ρк(τ) от 13- 22 %. Изучение диаграмм не утрачивает актуальности в сейсмически активных регионах,

Параметры интерпретации: λ1-5(τ) - физические и водные свойства, изменяющиеся во времени. M,t- минерализации и температура подземных вод, G- степень влажности, n- пористость, Сгл- содержание глинистой менее 0.005 мм фракции (дисперсная разрушенная масса), р- давление.

Постановка задачи. К полезным свойствам «частных» сопротивлений (функций изменения одного из свойств λ(τ) при модельном постоянстве остальных) относится то, что по точкам 1- 9 они могут быть выражены в характерном виде (рисунок), а их арифметическая сумма должна равняться измеренному сопротивлению (их пропорциональная свертка равна ρк(τ)).

Этап детализации. Механизмы электронной природы (I-го рода) описаны в «зонной» теории. При раздельном учете носителей сопротивление:

– обратно пропорционально степени заполнения электронами зоны проводимости (собственный или металлический n – механизм) $\rho_I(n) \sim 1/E_n$,

– обратно пропорционально относительному размеру потенциальной для заполнения области в валентной зоне, равно степени ее "незаполненности" (полупроводниковый или «дырочный» p – механизм) $\rho_I(p) \sim E_p$.

E_n, E_p - электронные плотности в нормально незаполненной зоне проводимости и в нормально заполненной зоне валентности.

Собственным проводникам свойственна активация спектра при давлении, а в полупроводниках, наоборот, сопротивление при давлении растет.

И электролитическая природа (II- рода) обусловлена 2-мя механизмами. В зависимости от нахождения ионов растворенных солей (носителей) в различной обстановке и подвижности сопротивление:

– обратно пропорционально минерализации (M) свободной поровой воды, куда входит и вода, рыхло (слабо) связанная с минеральным скелетом $\rho_{II} \sim 1/M$,

– обратно пропорционально от 10-ти до 100 минерализаций (M), отнесенных к объему глинистой (дисперсной фазы) и образованных на контакте с водой, так называемых, «двойных электрических слоев», что относится, например, в глинистых грунтах к воде преимущественно прочно связанной со скелетом $\rho_{II}(p) \sim 1/(10 \div 100) \cdot M$.

Хронологию событий (исключительно т/в сообщения в СМИ) мы начали сопоставлять с имеющейся диаграммой (датировка по точкам «–I,+I,+II,+III», показанным на рисунке) с 7 апреля 2011.

- 12 марта – серия самых мощных толчков с M ~ 8.4,
- далее, через 26 суток, 7 апреля – серия толчков с M ~ 7.5 (отмечена на диаграмме «+I», а точка «-I» соответствует 26 суткам назад от главного удара),
- далее, 11 апреля, т.е. через 4 суток, ощущались толчки в 6 баллов (магнитуды не передавались). Имели место сообщения в СМИ о том, что, видимо, будет трясти 10-летия.

После отметки точки «+II», учитывая по памяти небольшую разницу по длительности до ~ 11-20 % диаграмм на островах Японии, опубликованную в обзорной монографии и ранее анализируемые в сравнении, авторы не согласились с пессимистическим прогнозом и предположили, что это удары, как бы «релаксирующие».

- далее, 19 апреля опять ощущалась серия относительно слабых толчков.
- ровно через 2 месяца после главных ударов Император посетил пострадавшую провинцию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Алгоритм автоматизированной обработки (рабочее место) вполне доступен. Диаграмма должна описываться функцией, а в каждый момент времени в интерактивном режиме [5]. Форма диаграммы позволяет ее выразить 2-3- мя уравнениями, смена функции во времени допустима.

Модель связи сопротивления со свойствами имеется [1, 2].

Перспективны для прогноза соотношение $\rho_{Сгл}(\tau)$ и $\rho_{п}(\tau)$, поскольку именно моменты смены фаз преобладающих сжатия на растяжение и вброса в поровую область (и, наоборот, слипания) дисперсной массы – отчетливый сигнал событий. Об этом свидетельствуют все проанализированные диаграммы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Устинов С.Н. Моделирование электросопротивления горных пород при получении данных о геолого-тектоническом строении/ С.Н. Устинов, А.В. Тимохин// Проблемы геотехнологии и недроведения (Мельниковские чтения): в 4-х т.: Тез. докл. Междунар. конф./ ИГД УрО РАН.- Екатеринбург, 1998.- С. 43- 50
2. Тимохин А.В. Механизмы формирования электрических полей и временной прогноз геодинамических процессов// X-ое межотраслевое совещание по проблемам геодинамической безопасности (6-9. 10. 1997): Сб. докл. / Госгортехнадзор, МЧС РФ.- Екатеринбург, 1997.- С. 57- 63
3. Тимохин А.В. Решение проблемы карстологической безопасности Урала с применением измерительных средств картирования и геометризации геолого-техногенных сред // Золотодобывающая промышленность.– 2010. - № 2(38). – С. 26 – 29 (начало, продолжение в следующих номерах)
4. Маракушев А.А. Метаморфическая петрология/ А.А. Маракушев, А.В. Бобров.- М.: Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2005.- 256 с.
5. Антонов В.А. Построение интерпретационных уравнений регрессии с самоопределяющимися показателями/В.А. Антонов// Геодинамика. Глубинное строение земли. Тепловое поле земли. Интерпретация геофизических полей: Мат-лы V науч. чтен. памяти Ю.П. Булашевича./ИГФ РАН.- Екатеринбург, 2009.- С. 17-22

****

УДК 622.02:537

МЕТАЛЛОМОРФОЗЫ КАК ФАКТОР ПОЛЕЗНОГО СИГНАЛА РЕГИСТРАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И РАССЕЯННЫХ СТРУКТУР ОКИСЛОВ

А.В. Тимохин, А.В. Гальянов, т.8-343-350-37-09, ф. 8-343-350-21-11, ukr07@mail.ru
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Идея геометризации, концепция и первые работы, в которых единый процесс эксплуатации недр и горно-технической деятельности предприятия предлагается рассматривать с позиций средоточения передовых достижений, просчитываемых в результате междисциплинарного горно-геометрического анализа, принадлежат уральской научной школе и Соболевскому П.К.

Формирование заданного (планируемого) качества рудных потоков – относительно молодое направление в рамках идеи геометризации, прикладные цели – обеспечение эффективной работы предприятия, его главных звеньев разведки, буровзрывных работ, транспорта, обогащения [1, 2]. В силу наличия в залежах огнеупоров (магнезиального сырья) и бокситов руд резко различного качества при традиционно высоких объемах перерабатываемой горной массы, это направление чрезвычайно актуально.

Металломорфозы природы, как физическое явление, обеспечивающее полезный петрофизический сигнал идентификации руд по электрическому сопротивлению, выявлен в рамках геоинформационного решения общей задачи формирования качества [3].

Как фактор полезного сигнала регистрации рудопроявлений металломорфозы способствуют достижению более высокой геологической изученности, чем имеющаяся к 1967- 89 гг.. по данным детальной разведки. Эксплуатационная разведка с применением электрометрии – это оперативное управление глубиной и плотностью разведки, формализация результатов в виде рисунков изолиний содержания, в идеале – сортамента. Непременное условие – разнообразие руд и пород должно подтверждаться измеряемым сигналом, т.е. размерами и контрастами петрофизических свойств, большинство из которых к началу работ на месторождениях в 2002-2003 гг. никогда не изучалось. Если на бокситах в шахтных условиях электрометрия проводилась, то на магнезиальных рудах метод сопротивления ранее не применялся.

Наибольшую трудность представляет то, что кондиции зависят от сочетаний и замещений слагающих огнеупоры (магнезиальное сырье) и бокситы окислов CaO, MgO и Al_2O_3, которые рассеяны в структуре. Исследования возможны или на уровне изучения элементов, или на уровне изучения руд. В равной мере это относится и к традиционным методам, и к предлагаемым на основе геофизических измерений.

Геологические признаки руд изучены идеально. Подобный геофизический результат лишь предполагался. Цели теоретических исследований и документирования в ходе измерений петрофизических свойств мы оставили прежние, которые однажды уже были сформулированы геологами и обогатителями.

1. Детализация состояния – постоянного физического процесса, действующего в кристаллической структуре, как в рудах, так и на контакте и далее по следу – в незначительном объеме воздействия во вмещающей среде.

2. Всесторонний анализ тех проявлений, которые непосредственно детерминированы раздельным и совместным присутствием, количеством и сочетанием атомов Ca, Mg и Al; межатомными связями, условиями и состояниями; структурой распределения – упаковки.

Кондиции, если руды полно охарактеризованы при обогащении (технологии, процессе и опыте), разновидности унифицированы, как правило, удается выразить в виде интервала физико-химических свойств – заказчиком всегда выступает служба технолога-обогатителя. Свойства, как нами отмечено, являются отчетливым, внешним «сигналом» степени восстановления катионов (металлов) в рудообразующих минералах, который сокрыт в структуре смеси. Предложено его изучение с позиции распространения геологом и обогатителем на объем образца, в дальнейшем для использования геофизиком в объеме

небольшой залежи и в отдельном, подготавливаемом к отработке блоке. Сопротивление, обусловленное глиноземом и магнезией, предстояло установить, отдельные случаи окружения шпинели (магнетита) требовали смежной оценки магнитной восприимчивости.

В большинстве литературных источников связи сопротивления и состава не усматривается, если петрохимические изменения обусловлены окислами «простых» металлов: Na, Mg и Al по причине малости количества носителей – локализации электронов в обеспечение связи.

Нас данное обстоятельство нисколько не смутило. Вопрос локализации – это вопрос исключительно диапазона. Интерес же представляют частности.

Высокая степень локализации имеет место, но этим и обусловлено, что свойства ожидаются в принципиальном, пограничном и на границе с диэлектриками полупроводниковом диапазоне. Выявление в его пределах полезной, детерминированной составляющей, которая позволяет надежно диагностировать руды и сортамент, явилось главной целью исследований.

Формулируемые краткосрочные (не более 3- лет) задачи.

1. Сбор, анализ и обобщение данных по рудным полям огнеупоров и бокситов, материалов детальной разведки на отдельных месторождениях (по видам руд, качеству и сортам – кондициям; по составу; по условиям залегания).
2. Теоретические исследования признаков рудной и нерудной минерализации.

На уровне изучения элементов – эмпирические расчеты ожидаемых свойств соединений, смесей окислов.

На уровне изучения руд – опытные измерения, интерпретация и выявление петрофизических свойств; сопоставление с петрохимическими изменениями и обработка имеющихся данных по месторождениям.

3. Изучение петрофизических свойств характерных рудопроявлений.

3.1 Первоочередным является рассмотрение малых содержаний рудных элементов, затем соразмерно повышению качества – высоких;

3.2 Далее - от простых в вычислении полезного сигнала биминеральных рудах магнезитах и бокситах к сложным, комплексным – хризотиласбесту и габбро;

3.3 Далее – соразмерно росту содержания и качества от малой до высокой степени восстановления элемента и от малой в Ca возможности восстановления соразмерно приросту содержания, до более высоких способностей восстанавливаться Mg и, тем более, Al.

4. Разработка, тарирование, модельное и экспериментальное опробование измерительных средств эксплуатационной разведки:

- наземной электрометрии, сочетания зондирований и детальных съемок площадей;
- сопоставление с результатами скважинной и наземной магнитометрии.

5. Математическая доработка точности алгоритмов интерпретации. Создание способа и формата получения рисунков изолиний равных содержаний.
6. Обработка измерений в условиях известной по данным детальной разведки геометрии руд.
7. Обработка измерений в условиях всех литологических разновидностей на месторождениях, сравнительный анализ результатов электрометрии и магнитометрии, сопоставимых территориально.
8. Теоретическое и экспериментальное обоснование регистрационных критериев. Разработка способов и обобщение прикладной применимости как на оруденениях, так и, в силу общности состава, на геологических массивах, литологическое строение которых определяют рудные и нерудные полупроводниковые минералы, электропроводность – металломорфозы рассеянных структур окислов.

К промежуточному итогу, **при изучении элементов** существенное внимание уделено оценке подтвердившейся, сравнительно более высокой, достигаемой в процессе прироста содержания, степени восстановления Al^{3+}, чем Mg^{2+}, и, тем более, Ca^{2+}; вклада индивидуальностей этих природных катионов в общую электропроводность. Эмпирические вычисления выполнены с учетом свойств sp- и d- элементов, различаемых по строению

спектров, в условиях собственной проводимости, в окислах. Ключевым явилось рассмотрение особенностей активации спектра при давлении, приводящей в условиях собственной проводимости к понижению сопротивления. Из элементов это свойственно лишь d- типу. В силу родственного физического воздействия на спектр – активации при давлении, предложена модель, имитирующая процесс восстановления, что позволило прогнозировать свойства геологических объектов [3].

При изучении руд для измерений были выбраны по 5- 7 участков (по 10-30 га), рудные и водные условия на которых, как и горная ситуация, с максимальной пользой разнообразили геофизические данные.

Рабочая зона и в карьере, и в шахте формируется с условием максимально возможного пассивного дренажа – транспортировать в горной массе необязательные объемы влаги нерационально. Сток свободной, гравитационной воды всегда обеспечен. Не затронутый взрывом монолитный объем содержит влагу в виде прочно- , реже рыхло- связанной с минеральным скелетом, в ничтожных количествах. Доступны приемы измерений, «гарантирующие» равенство (постоянство) влияния ионной природы. Для соседних горизонтов и от забоя до верхних горизонтов существенных поправок не понадобилось в силу уравнивающих влажность гипсометрических условий – документировались свойства, обусловленные исключительно составом руд.

Методика направлена на недопущение пропуска отдельного, даже примесного минерала, как агрегата сопротивления. Специфичны приемы постановки измерений. Сначала выполнялась площадная съемка по методу срединного градиента ПСГ. Затем вертикальные электрические зондирования ВЭЗ (рисунок 1) – при измерениях все линии располагались на удалении от зон высоких градиентов, выявляемых в рисунке ПСГ.

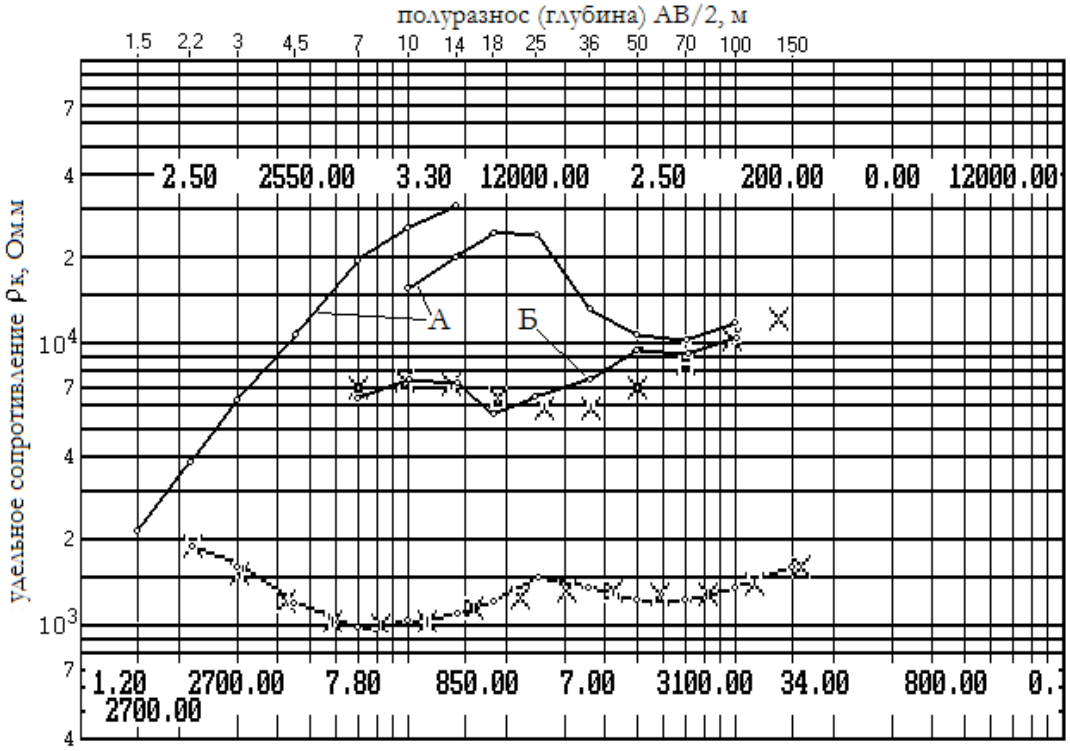


Рис. 1. Типичные графики ВЭЗ на биравномерных рудах.

1. на бокситах (в шахте СУБРа: А- заземления в почву, Б- в рудную кровлю) и магнезите (Саткинское месторождение), графики: «о» - полевые (перекрытия устранены), «х» - интерпретационные, цифрами послойно: мощности и сопротивления слоев.

Чрезвычайная удача экспериментов и вычислений была обеспечена в рудах и во вмещающих породах постоянством влияния 1. воды и 2. примесей, чему способствовали беспрецедентно редкие обстоятельства.

В первом случае решающим был выбор геологического участка и кратковременно сложившаяся, выгодная горная ситуация для ограниченного количества результативных сочетаний ПСГ и ВЭЗ. Второе обеспечили доступность измерений на рудах высокого качества при минимуме примесей и метод вычисления смесей [3].

Это способствовало вычислению универсальных констант – в карбонатно-рудном ряду установленные сопротивления агрегатов можно принять как предельные (Таблица).

Таблица 1. Сопротивления руд, пород и окислов по ВЭЗ [2].

	СУБР*	**ОАО«КомбинатМагнезит»****		**СУБР***
Порода, руда	Известняк	Доломит	Магнезит	Боксит
Формула	Ca CO3	Ca,Mg CO3 MgO=20%	Ca,Mg CO3 MgO=47.7%	Ca,Al CO3 Al2O3=56%
Сопротивление руды/породы, Ом.м	12000	4700 (3840)	1300 (984)	240 (200)

ОАО «Комбинат Магнезит» СУБР

Минерал (фракция)	МАГНЕЗИЯ	ГЛИНОЗЕМ
Формула	MgO=100%	Al2O3=100%
Сопротивление, Ом.м	$400=10^{2.6}$	$20=10^{1.3}$

Примечание: * Работы 2004 г. выполнены под общим руководством д.т.н. Ю.П. Шуплецова (обработаны на новом уровне архивы группы В.Ф. Брызгалова),

** Работы 2005- 2007 гг. выполнены под общим руководством д.т.н. Ю.В. Лаптева.

К итогу изучения окислов установлено постоянство сопротивлений: магнезии (MgO), глинозема (Al_2O_3,) и чистого магнетита, составляющих 400, 20 и 10^{-5} Ом.м, даже если они рассеяны в твердом скелете горного массива в составе фемических минералов. По существу, это означает, что, например, Al_2O_3 является агрегатом постоянного сопротивления, независимо от нахождения в боксите, а в составе габбро: в роговой обманке или в битовните (лабрадоре); MgO в магнезите, асбесте, серпентините, а в составе габбро: в роговой обманке или в диаллаге и т.д. А нерудные окислы всегда объединены и составляют высокоомную часть твердой фазы минеральных скелетов [3].

Исходные данные модели сопротивления магматических пород.

В геологической среде металломорфозы свойственны практически любым содержаниям MgO, соразмерно крайне низкой растворимости – буквально от 0.2 ат. % (рисунок 2). При изучении полупроводников установлено образование агрегата, если состав металла превысил этот порог [4].

Исключение по глинозему составляют отдельные случаи образования зерен высокоомного корунда, которые, например, в кыштымите, относят к влиянию ударных р, Т – условий образования.

И наоборот, влияние Mn на электропроводность в ультраосновных породах низка, вследствие того, что низкоомный пиролюзит (Mn_2O ~ 10^{-4} Ом.м) при температурах более 300° С необратимо превращается в высокоомные, не менее 10^{4-5} Ом.м разности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Изучение металломорфоз является перспективным направлением в изучении рассеянных (и сокрытых) в структуре руд и пород окислов. Методам изучения электропроводности, мы уверены, будет доступна интерпретация вещественного состава недр. Подобно тому, как это входит в практику при геометризации рудопроявлений и сортамента на месторождениях. Отметим, что, благодаря проработке соотношений и петрофизических связей, сама по себе сложная задача интерпретации вещественного состава становится не только доступной, а и обычной, составной частью планируемых геофизических работ для целей эксплуатационной разведки на горных предприятиях.

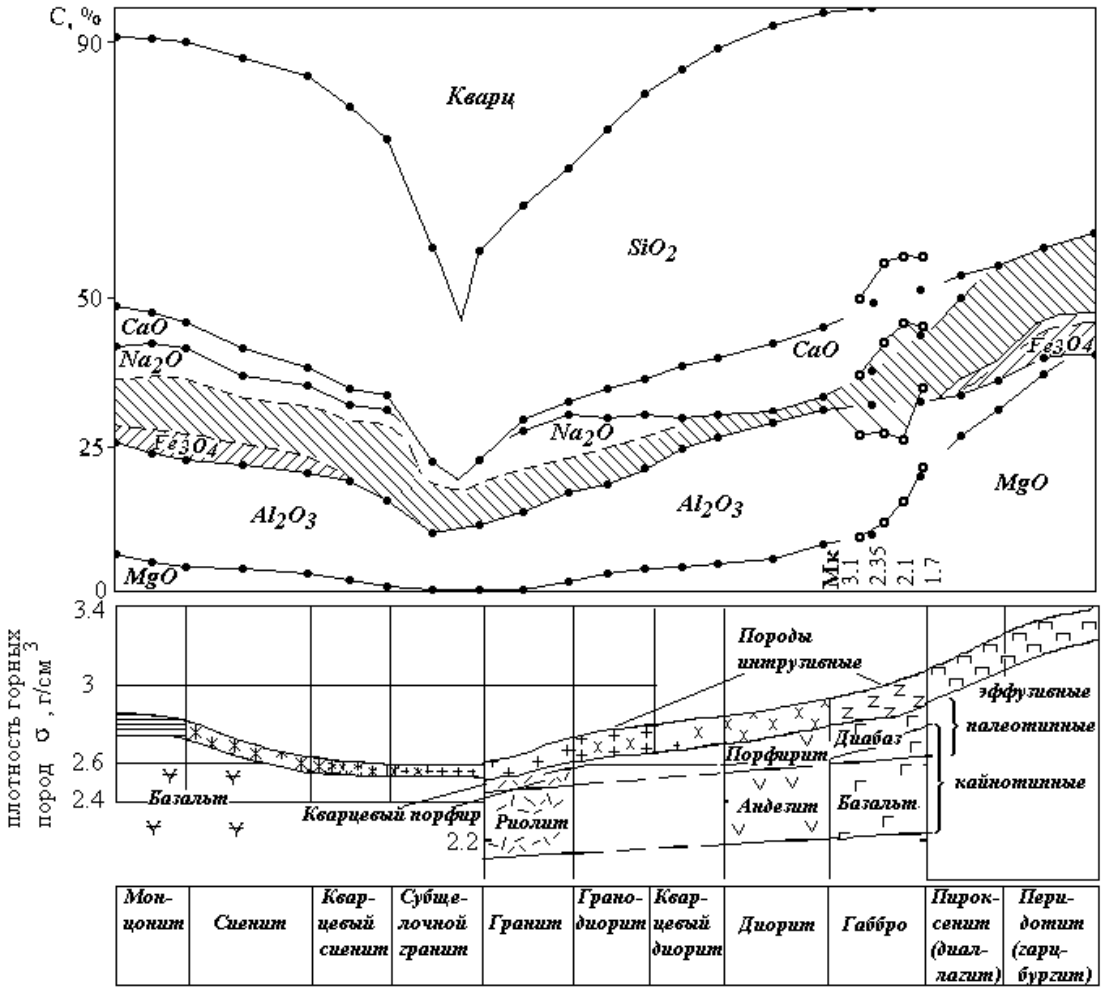


Рис. 2. Средний состав рассеянных окислов в интрузивных породах (по А.Н. Заварицкому), плотность магматических пород (по Н.Б. Дортман).
«Штриховка» - количество подчиненных окислов. В ультраосновных породах земельного ряда, преимущественно MnO, щелочного - K_2O. Мк – модуль кислотности габбро.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00159)

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальянов А.В. Рудоподготовка на карьерах/ А.В. Гальянов, Ю.В. Лаптев.- Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2000.- 426 с.
2. Гальянов А.В. Теоретические основы геометризации процессов в горном деле/ А.В. Гальянов; Урал. Гос. Горный ун-т.- Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010.- 250 с.
3. А.В. Тимохин Эксплуатационная разведка месторождений огнеупоров и бокситов с применением электрометрии// Проблемы комплексного освоения георесурсов: М-лы III междунар. науч. конф., IV том/ ИГД ДВО РАН.- Хабаровск, 2010.- С 226- 234.
4. Шуй Р.Т. Полупроводниковые рудные минералы. - Л.: Недра, 1979. - 288 с.

****

УДК. 550.832

РЕЗУЛЬТАТЫ ОДНОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В СКВАЖИНАХ

А.К. Троянов, Ю.Г. Астраханцев, Н.И. Начапкин, Н.А. Белоглазова, А.Г. Вдовин, Е.А. Баженова

тел. (343)2678891, факс (343)2678872. E-mail: TAK48@mail.ru

Учреждение Российской академии наук Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Abstract. The results of simultaneous measurements of seismoacoustic emission (SAE) and electromagnetic radiation (EMR) in three boreholes (the Labytnangy region, the Onezhskaya parametric borehole in Karelia and Rodyginskaya P-1 in Kamchatka geodynamic polygon) are adduced. It is noted that fractured rock intervals and also rock contacts with different strength properties are distinguished by SAE and EMR anomalies. On fragments of SAE and EMR spectra consentaneous change of SAE and EMR signals is observed in periods identical to the storm microseism periods

Исследования фоновых акустических и электромагнитных полей по разрезам глубоких скважин показали, что максимальные уровни сигналов как одной, так и другой природы большей частью пространственно совпадают по глубине с интервалами повышенной трещиноватости пород [1,2]. Конечно, это только общая закономерность, выражающая преимущественную тенденцию в распределении САЭ и ЭМИ по скважинам. 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.

Предположим, что различные по форме и размерам блоки на контактных поверхностях в равновесном состоянии (до приложения воздействия) скреплены n связями. Прочность каждое связи определяется напряжением на разрыв σ_r. В данном случае будем считать, что они находятся под воздействием постоянных σ_0 и переменных σ_r сдвиговых нагрузок. Из лабораторных, натурных наблюдений и практики дефектоскопии известно, что каждый хрупкий разрыв сопровождается излучением упругого импульса. Тогда интенсивность сейсмоакустической эмиссии, т.е. поток акустических импульсов в секунду, будет соответствовать числу разрывов в единицу времени. Общее уравнение кинетики в ансамбле из $n(\sigma,t)$ напряженных связей записывается в виде:

$$\dot{n}\,(\sigma_r, t) = \nu_r\, n(\sigma_r, t) + m(t),$$

где $\dot{n}(\sigma_r, t)$ – число связей с прочностью σ_r в момент времени t, ν_r – частота распада связей, которая зависит от их прочности, $m(t)$ – функция частоты восстановления связей, зависящая от структуры дефектов и сжимающих напряжений. Уравнение описывает два противоположных процесса: разрыв связей и их восстановление.

Скважинные измерения САЭ и ЭМИ имеют свои особенности и ограничения. Следует обратить внимание на влияние скважины на возникновение и эволюцию трещиноватости в массиве пород. Процесс бурения вызывает существенное повышение плотности дефектов в околоскважинном объеме, особенно при проходке трещиноватых пород. Это благоприятный фактор для повышения в последующем интенсивности эмиссии. Кроме того, скважина вместе с нарушенными породами является концентратором как квазистатических, так и переменных напряжений, которые влияют на инициирование и развитие разрывов в объеме среды.

Для измерений использовался программно-аппаратурный комплекс, разработанный в Институте геофизики УрО РАН [3], позволяющий одновременно фиксировать сигналы САЭ в единицах регистрируемых ускорений мм/с^2, ЭМИ в пТл и магнитной восприимчивости χ (используется для литологического расчленения разреза). Цикл опроса всех датчиков составляет 2 с. На каждой точке проводятся измерения из 10 циклов.

Пример выделения интервалов трещиноватых пород в одной из скважин на участке "Новогоднее манто" приведен на рис. 1. Сигналы измеряли по точкам с шагом через 1 м. Как видно из рис. 1, амплитуды сигналов от трещиноватых пород увеличились почти в 2 раза, а это означает, что источники эмиссии находились в небольшом объеме, примыкающем к скважине, радиусом в пределах 0.5 – 1 м. Аномалиям САЭ на глубинах 88, 95 и 102 м соответствуют аномалии ЭМИ. При максимальных значениях САЭ в аномалиях регистрируемых сигналов (1.6 мм /с^2) сигналы ЭМИ достигают величины 10 пТл.

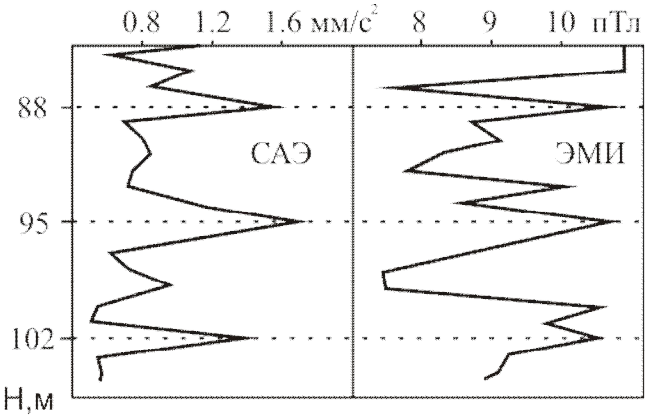


Рис. 1. Выделение трещиноватых пород по аномалиям САЭ и ЭМИ в скважине на участке «Новогоднее манто» (район Лабытнанги, измерения 2009 г.). Штриховыми линиями показаны положения трещиноватых пород.

В Онежской параметрической скважине (Карелия) контакт отложений каменной соли и массива гранитоидов на глубине 2940 м отмечается аномалиями САЭ и ЭМИ (рис. 2).

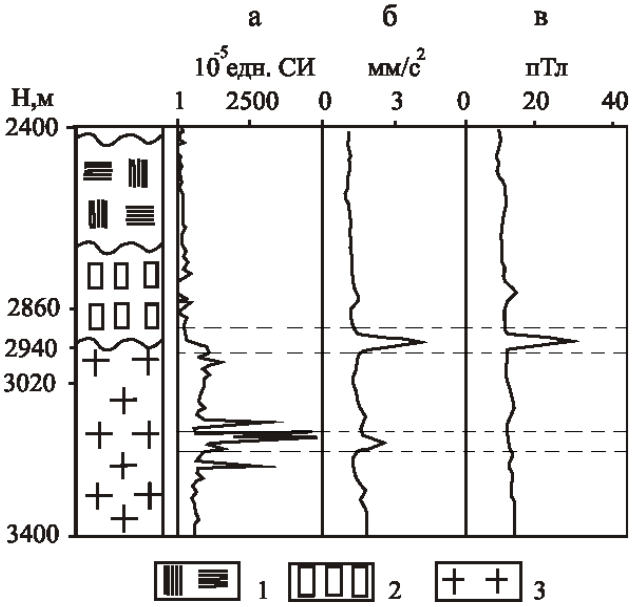


Рис. 2. Выделение трещиноватых пород на контакте каменной соли и гранитоидов в Онежской параметрической скважине (Карелия, измерения 2009 г.).
1 – ангидриты,
2 – каменная соль,
3 – гранитоиды,
а, б, в – диаграммы магнитной восприимчивости, САЭ и ЭМИ соответственно.

Данный контакт представляет собой интервал нарушенных (трещиноватых) пород, различающихся прочностными свойствами. Расположенный выше контакт ангидритов и каменной соли не сопровождается нарушенностью пород и поэтому не выделяется аномалиями САЭ и ЭМИ.

На Камчатском геодинамическом полигоне в скважине Родыгинская Р – 1 (рис. 3) ниже положения «башмака» обсадной металлической колонны была зарегистрирована аномалия САЭ, отражающая динамически активные процессы в объеме геосреды и сопровождающаяся высоким уровнем ЭМИ (до 35 пТл). Такой же по величине уровень ЭМИ был зафиксирован на контакте пород в скважине Онежская (рис. 2). Следует отметить, что близким амплитудным уровням сигналов САЭ соответствуют разные по величине уровни ЭМИ, т.е. горные породы реагируют на воздействие деформационных процессов по-разному,

в соответствии с их физико-механическими свойствами. Действительно, аномалиям САЭ 1.6 - 1.4 мм/с^2 (скважины Лабытнанги и Родыгинская) соответствуют аномалии ЭМИ 10 и 35 пТл.

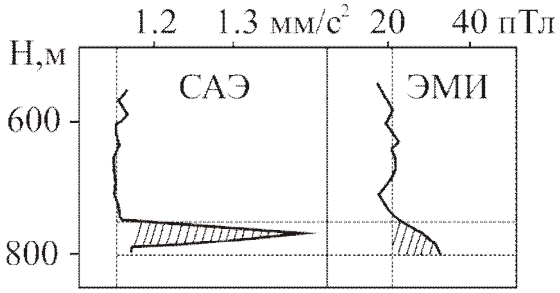


Рис. 3. Обнаружение динамически активной зоны по параметрам САЭ и ЭМИ в Родыгинской скважине Р – 1 (Камчатский геодинамический полигон, измерения в сентябре 2009 г.).

Аномалиям ЭМИ, равным 35 пТл (скважины Онежская и Лабытнанги), соответствуют аномалии САЭ 4.5 и 1.4 мм /с^2.

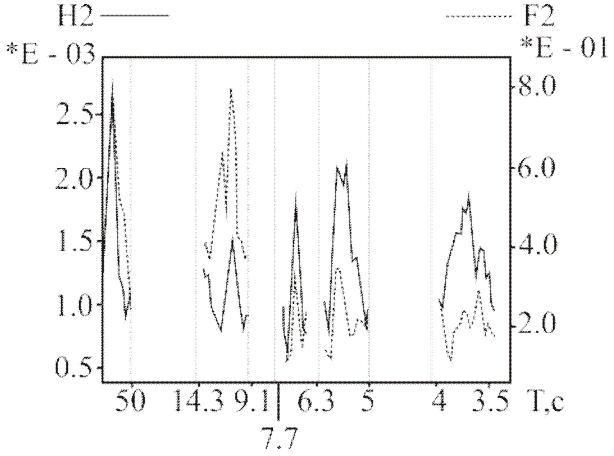


Рис. 4. Фрагменты совмещенных по периодам сигналов сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине Родыгинская Р – 1, глубина 768 м (Камчатский геодинамический полигон, измерения в сентябре 2010 г.).
H2 – сигналы САЭ в диапазоне частот 3000–5000 Гц.
F2 – сигналы ЭМИ на частоте 75 кГц.

На рис. 4 приведены фрагменты спектров САЭ и ЭМИ, полученных при обработке непрерывных измерений сигналов в течении 7 минут. В диапазонах выделенных фрагментов спектров САЭ и ЭМИ наблюдается их согласованное изменение на периодах, тождественных периодам штормовых микросейсм. А это означает, что деформационные процессы в выделенных периодах наглядно отражаются в изменениях сигналов различной физической природы.

Литература

1. Дьяконов Б.П., Троянов А.К., Назаров А.Н., Фадеев В.А. // ДАН. 1985. Т. 309. № 2. С. 314–318.
2. Дьяконов Б.П., Мартышко П.С., Троянов А.К. и др. Выделение периодичностей низкочастотных деформационных процессов в вариациях электромагнитного излучения в Уральской сверхглубокой скважине // ДАН. 2010. Т. 430. № 1. С. 105 – 107.
3. Астраханцев Ю.Г., Троянов А.К. Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине. Пат. 2123711 РФ МКИ; GO1V1/40/ // Бюл. Изобр. 1998. № 35.

****

УДК. 550.830.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОФИЛЯ ПРИТОКА ФЛЮИДА В ИНТЕРВАЛЕ ПЕРФОРАЦИИ ПЛАСТА-КОЛЛЕКТОРА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НЕФТИ И ГАЗА

А.К. Троянов, Г.В. Иголкина, Ю.Г. Астраханцев, Н.И. Начапкин, Е.А. Баженова
тел. (343)2678891, факс (343)2678872. E-mail: TAK48@mail.ru
Учреждение Российской академии наук Институт геофизики УрО РАН,
г. Екатеринбург, Россия

Abstract. The possibilities of simultaneous measurements of geoacoustic signals by two horizontal transducers for the study of fluid inflow profile in the interval of seam-collector perforation are examined. It is shown that inflow profile allows to determine the operating part of perforation interval which may be in the lower, upper part or may envelope the whole perforation interval.

Известна методика определения профиля притока флюида, основанная на применении механической расходометрии [1]. Основным недостатком этого метода является слабая информативность механических расходомеров для изучения небольших притоков при многофазном притоке и механических примесей в нем. Существует также методика определения профиля притока с помощью термокондуктивной расходометрии [2]. Недостатки этого метода связаны с сильной зависимостью показаний от состава флюидов, направления их движения, температуры среды и недостаточной чувствительностью в области высоких скоростей потока. Имеется также методика [3], основанная на регистрации акустических сигналов в интервале пласта ортогонально расположенными датчиками с последующим определением величины отношения сигналов с этих датчиков и построением графиков. Недостатком вышеупомянутой методики является то, что измерения каждым датчиком происходят не одновременно, то есть, возможно появление и исчезновение в разное время на каждом из датчиков аномалий акустических сигналов, вызванных особенностью пульсационного режима движения жидкости в интервале перфорации и не связанных с границами профиля притока. При этом интерпретация такой информации затруднена, особенно при вращении скважинного прибора.

Предлагается методика, которая позволяет одновременно проводить измерения и вычислять модуль сигнала с обоих датчиков, что обеспечивает определение границ профиля притока в интервале перфорации пласта-коллектора при большой турбулентности притока и вращении скважинного прибора вокруг своей оси. От известных методик определения границ профиля притока в интервале перфорации пласта-коллектора предлагаемая методика отличается тем, что измерения проводятся одновременно двумя датчиками, диаграммы направленности которых в плоскости перпендикулярной к оси скважинного прибора, расположены под углом 90˚, при этом каждый раз вычисляется модуль сигналов, равный корню квадратному из суммы квадратов сигналов обоих датчиков и при установлении границ аномальных значений модуля по отношению к фоновым значениям модуля акустических сигналов, за пределами интервала перфорации, определяются границы интервала профиля притока, совпадающие с границами вычисленных аномальных значений модуля сигналов, а при повторных измерениях, устойчивость границ интервалов во времени.

Когда возникает процесс дегазации нефтяного пласта и фильтрационный поток становится неустойчивым, с пульсациями скорости и давления, это соответствует переходу числа Рейнольдса через критическое значение. При числах Рейнольдса, превышающих критические значения, движение жидкости приобретает сложный характер с разными масштабами турбулентности. По мере возрастания числа Рейнольдса сначала появляются крупномасштабные пульсации с наибольшими амплитудами, затем их масштаб уменьшается. Мелкомасштабные пульсации, соответствующие большим частотам, имеют значительно меньшие амплитуды. Эти характеристики турбулентного потока с разной пульсацией раскрывают один из механизмов генерации акустических колебаний среды.

В условиях неориентированного положения датчиков с известной диаграммой направленности вычисление модуля акустических сигналов позволяет исключить влияние вращения скважинного прибора на его показания в интервале перфорации пласта-коллектора. Одновременное измерение модуля сигналов (уменьшение или увеличение) с двух датчиков четко отличает глубины границ профиля притока, а повторные измерения устанавливают устойчивость этих границ.

Предлагаемая методика осуществляется следующим образом. В скважине размещают приемник акустических сигналов: скважинный прибор с двумя датчиками. Измерения на заданной глубине производят в течение определенного интервала времени, после чего приёмник акустических сигналов перемещают вверх или вниз по стволу скважины с шагом измерений 0,5 или 1 м. Для определения границ профиля притока жидкости вычисляют модуль акустических сигналов. При установлении границ аномальных значений модуля по отношению к фоновым значениям акустических сигналов за пределами интервала перфорации, определяются границы профиля притока, совпадающие с границами вычисленных аномальных значений модуля сигналов, а при повторных измерениях, устойчивость границ интервалов во времени. Распределение по глубине модулей сигналов представляется в виде графиков, по которым и определяют границы профиля притока в интервале перфорации пласта-коллектора.

Рассмотрим на некоторых примерах возможности геоакустического каротажа при изучении профиля притока в интервале перфорации пласта-коллектора. В условиях интервального притока флюида из пласта-коллектора возможна запись не только по точкам при остановке прибора в скважине на заданной глубине, но и запись при непрерывном движении прибора (рис.1).

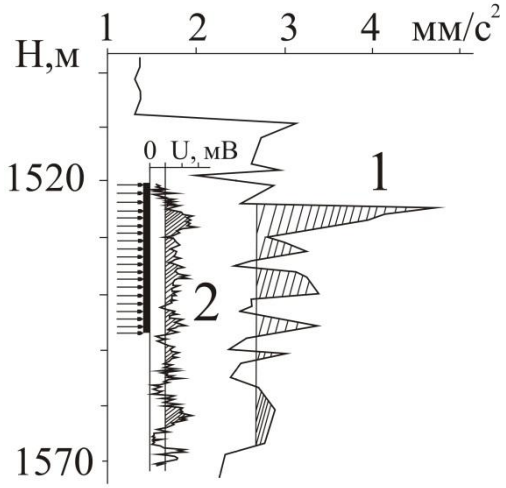


Рис. 1. Результаты изучения профиля притока в интервале перфорации пласта-коллектора.
1 – запись по точкам при остановке прибора;
2 - запись при непрерывном движении прибора.
Киенгопское нефтяное месторождение (Удмуртия).

Как правило, на практике интенсивное движение флюида в интервале перфорации наблюдается не часто. А поскольку в аппаратуре используется датчики, реагирующие на механическую вибрацию среды, то при движении прибора возникают сигналы больших амплитуд, превышающих сигналы от движения флюида.

Профиль притока отражает работающую часть интервала перфорации. Как видно из рис. 2, может работать только нижняя часть интервала. Встречаются случаи, когда наибольшая интенсивность потока флюида наблюдается в кровле или в середине интервала перфорации.

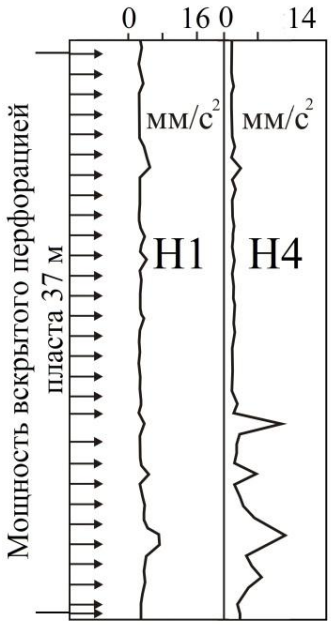


Рис. 2. Распределение амплитудных уровней геоакустических сигналов в полосах частот 100 – 500 Гц (H1) и 3000 – 5000 Гц (H4) в интервале перфорации газоносного пласта, мощностью 37 м.
Астраханское газоконденсатное месторождение.

На рис. 3 приведен пример, который показывает, что весь интервал перфорации выделяется аномалией высокочастотных геоакустических сигналов.

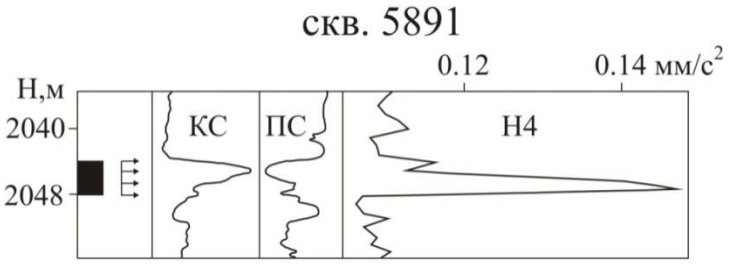


Рис. 3. Пример выделения перфорированного нефтяного пласта по данным геоакустических сигналов в диапазоне частот 3000 – 5000 Гц (H4).
КС, ПС – диаграмма кажущего сопротивления и потенциала собственной поляризации (данные треста «Сургутнефтегеофизика»). Быстринское нефтяное месторождение, Западная Сибирь.

Таким образом, для изучения профиля притока флюида в интервале перфорации пласта-коллектора можно успешно применять метод регистрации геоакустических сигналов.

Список литературы

1. Итенберг С.С. Дахкильгоф Т.Д Геофизические исследования в скважинах М., Недра, 1982 г. С. 294-295
2. Техническая инструкция по проведению геофизических исследований в нефтяных и газовых скважинах. М., 2001. С. 207-208
3. Патент РФ № 2304211, кл. E 21 B 28/00 G 01 V 1/40, Опубликован в Бюл. 22, 2007 г.

****

УДК 550.831

СЕЙСМОРАЗВЕДКА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.Н. Устинова, Д.А. Волегов
Томский политехнический университет, г. Томск
E-mail: ustinova@ggf.tsu.ru

Сейсморазведка – один из основных источников информации для нефтяной геологии. Сейсмические структурные карты, сейсмические параметры: скорости, амплитуды отражённой волны дают представление о структурно-литологических характеристиках нефтегазоносного разреза. Важность материалов сейсморазведки для решения поисковых и разведочных задач на нефтяных и газовых месторождениях бесспорна. Временные сейсмические разрезы, сейсмические структурные карты, сейсмические параметры и атрибуты позволяют создать геологическую модель среды, вмещающей залежи углеводородов, изучить основные неоднородности разреза, тесным образом связанные с её нефтегазоносностью. Сейсморазведка находит применение при сейсмолитофациальных построениях, тектонических реконструкциях на месторождениях нефти и газа. Сейсмические параметры и атрибуты позволяют оценивать эффективные параметры коллекторов и их нефтегазонасыщение. Однако, на взгляд автора, не достаточно используются величины скоростей, в том числе эффективные скорости, получаемые при расчётах вертикальных и горизонтальных спектров скоростей или при сканировании временных разрезов с перебором скорости и оценкой когерентности изображения границ [1]. Некоторое искажение структурных карт, в случае применения для построения палеоповерхности скоростных параметров, определённых в различных способах тестирования величин скоростей, по результатам оценки интервальных скоростей, с использованием вертикальных и горизонтальных спектров скорости $V_{ОГТ}$ (t) и $V_{ОГТ}$ (x) (в том числе, с пересчётом эффективных скоростей в средние и истинные [2]), показывает, что на величины скоростей оказывают влияние неоднородности разреза, но не только неоднородности ВЧР.

Погоризонтный анализ параметров эффективной скорости $V_{ОГТ}$ (x) на ряде месторождений Томского Приобья показал, что величины скорости чувствительны к литологической латеральной и вертикальной изменчивости разреза, в них контрастно проявляются аномалии, связанные с залежами углеводородов (УВ). Петрофизические исследования и изучение величин интервальных скоростей по скважинным данным [3] дают основание утверждать, что в контуре нефтегазоносности появляются отрицательные аномалии величин скоростей, причём в нефтегазоносной скважине понижение значений скорости наблюдается в обширном интервале над залежью УВ.

Энергии отражений, получаемые при расчёте вертикальных и горизонтальных спектров скорости, также представляют собой достаточно информативные параметры, в которых зоны повышенных мощностей песчаных отложений, участки переотложения минералов, вынесенных из нефтегазонасыщенных зон в результате растворения минералов скелета продуктивного песчаника, отмечаются интенсивными положительными аномалиями [4]. Проявление палеобереговой зоны песчаников продуктивных отложений васюганской свиты (выявляются по значениям энергии сейсмического сигнала выше 0,3 усл. ед.) в отражающем горизонте II_a на месторождениях юго-востока Западной Сибири [4]. Песчаники палеоберега прослеживаются здесь в виде полосовидных вдольбереговых зон повышенных энергий отражений и соответственно повышенных мощностей песчаных отложений. Отрицательной аномалии скорости и энергии отражения в контуре нефтегазоносности соответствуют контуру нефтегазонасыщения. Связь аномалий скорости с нефтегазоносностью проявляется не только в наличии аномалий в контуре продуктивной части коллектора, но и в наличии тесной корреляционной связи параметров нефтенасыщения коллектора с величинами аномалий интервальной скорости в точках продуктивных скважин. Обнаружено на Катыльгинском, Крапивинском, Мыльджинском и др. месторождениях.

Детальный анализ аномалий скорости в нефтенасыщенных зонах показывает также, что аномалии характерны и для тектонических нарушений, тектонических трещин. Зоны повышенной трещиноватости, особенно в контуре нефтегазоносности, характеризуются экстремумами в полях сейсмических параметров и атрибутов, которые информативны с точки зрения выявления зон повышенной трещиноватости, напряжённо-деформированного состояния коллекторов, и с точки зрения оценки аномальных величин дебитов.

В настоящее время некоторые исследователи, при интерпретации сейсмических материалов, всё чаще останавливаются на выделении и систематизации тектонических дислокаций [5]. Изучаются и систематизируются представления о природе регулярной сети тектонических напряжений [6, 7], предпринимаются попытки оценить роль и влияние на формирование коллекторов листрических разломов, горизонтальных напряжений в бортовых частях рифтовых структур [8, 9]. На взгляд авторов, не достаточное внимание уделяется выявлению, систематизации зон повышенной трещиноватости, напряжённых зон внутри коллекторов, выяснению причин высокой проницаемости коллекторов, без наличия в песчанике явно прослеживаемых систем нарушений, дислокаций.

Известные залежи УВ на юго-востоке Западно-Сибирской плиты сосредоточены преимущественно в верхнеюрских отложениях. Нефтегазонасыщенные песчаники, зачастую, имеют глинистый цемент, залегают существенно в глинистых отложениях. По результатам геологического описания кернового материала продуктивных горизонтов верхнеюрских отложений (коллекция кернового материала кернохранилища ОАО ТомскНИПИнефть) на месторождениях Каймысовского свода раскрытые вертикальные трещины редко выявляются в керне, хотя на временных сейсмических разрезах в продуктивных интервалах проявляются характерные для нарушенных горизонтов смещения осей синфазности, «грабенообразные» изгибы, обнаруживаются зоны поглощения сейсмических сигналов. В керне этим участкам соответствуют интервалы повышенной седиментационной трещиноватости, в шлифах наблюдаются кливажные трещины. Для относительно ненарушенных интервалов разреза в керне выявляется тонкая, сложной структуры, трещиноватость, либо обнаруживаются дилатансионные явления. Тип трещиноватости в вертикальной зоне поглощения сейсмического разреза определяется литолого-фациальным строением коллектора, особенностями вертикальной смены зернистости, гранулометрических характеристик песчаника, его петрографического состава (тонкослоистость до наноуровня регистрируется и выделяется в строении песчаных тел С.Л. Афанасьевым [10]). В керне наличие наноциклитов наглядно подтверждает вертикальная отдельность квазирегулярной размерности. Нефть сосредоточена в коллекторе существенно в кливажных трещинах, степень трещиноватости и пористости в которых повышается в вертикальных трещинных зонах.

Вертикальные системы трещин на поверхности Земли возникают как результат регматических напряжений [6], проявляются как в складчатых областях, так и на платформах, на отдельных достаточно обширных территориях (первые тысячи километров), имеют ограниченный набор ориентировок, закономерную иерархическую структуру вложенности [11, 4]. Возрастная изменчивость и периодическая возобновляемость напряжений в системах нарушений [12, 13] определяют на каждом этапе осадконакопления положение напряжённо-деформированных зон, «толщину экзогенно-активного слоя» в рельефе [14], способствуют формированию облика разнопорядковых структур. Характер и степень деформированности, в свою очередь, контрастно проявляются в рельефе. Интенсивность роста поднятий в различные фазы тектогенеза характеризуется высокими градиентами поверхности, шириной зон активных нарушений [14]. Рост поднятия на сферической поверхности Земли всегда происходит в условиях продольных и поперечных напряжений, которые стремятся повернуть растущую структуру «по или против часовой стрелки» [15]. Направление структурных линий при этом тесно связано с преимущественным «вращением» структуры и распределением на ней напряжений.

Залежи УВ в песчаниках юрского комплекса располагаются на участках сжатия, компакции вещества. Таким сегментам рельефа, как правило, соответствуют аномальные

мощности песчаного коллектора. Проницаемые участки коллекторов приурочены, преимущественно, к трещинным зонам, в морфологии палеоповерхностей они проявляются объектами, для которых характерны локальные экстремумы в перепадах высот. Основными геоморфологическими единицами палеоповерхностей, позволяющими трассировать элементы палеотектоники, являются уступы, врезы, бровки террас, долины, заливообразные осложнения, мысы, выступы и др. Высокоградиентные осложнения рельефа на этапах осадконакопления были частями мобильных, подвижных систем, своеобразными «ловушками» крупнообломочного материала. Высокоёмкие коллекторы тяготеют к таким участкам. Коллекторы в трещинных зонах (на участках существенно транспрессивного сжатия поверхности) обладают повышенными дебитами углеводородов, эта закономерность установлена на Западно-Катыльгинском месторождении, проверена по результатам опробования многочисленных скважин Двуреченского и Западно-Моисеевского и др. месторождений нефти. На этих месторождениях высокопроницаемые ячеи коллекторов устанавливаются на сегментах рельефа с наиболее проявленными в палеоповерхности трещинными зонами.

Список литературы

1. Интерпретация данных сейсморазведки. Справочник / Под редакцией О.А. Потапова. М.: Недра, 1990. 448 с.
2. Урупов А.К., Левин А.Н. Определение и интерпретация скоростей в методе отражённых волн. М.: Недра, 1985. 224 с.
3. Устинова В.Н. Тектонические и флюидодинамические особенности формирования и разрушения залежей углеводородов в отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. Деп. в ВИНИТИ.12.11.2001. № 2343-В2001. 217 с.
4. Устинова В.Н. Залежи углеводородов, особенности их проявления в геофизических полях. Геофизика. 2002. – № 5. С. 25–32.
5. Щукин Ю.К. Сейсмотектоника и минерагения. Геофизика. 2002. № 6. С. 12–17.
6. Гарбар Д.И. Регмагенез древних платформ. Общая и региональная геология, геологическое картирование. Обзор ВИЭМС. М., 1991. 45 с.
7. Долицкий А.В. Образование и перестройка тектонических структур. М..: Недра, 1985. 219 с.
8. Воробьёв В.Я., Огаджанов В.А., Соломин С.В. Связь геодинамики и напряжённого состояния земной коры Восточно-Европейской платформы с нефтегазоносностью. Геофизика. 1999. № 4. С. 52–56.
9. Морозов Ю.А. Структурная роль транспрессии и транстенсии. Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
10. Афанасьев С.Л. Наноциклитная геохронологическая шкала датского века. Доклады АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 417–420.
11. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике. Природа. 1991. № 1. С. 13–23.
12. Микуленко К.И., Шенин Г.Г. Трещиноватость юрских и нижнемеловых пород Обь-Иртышского междуречья. Научные труды СНИИГиМС. Новосибирск, 1971. Вып. 132. С. 90–101.
13. Шульц С.С. Планетарная трещиноватость. М.: Недра, 1973. 347 с.
14. Кузьмин С.Б. Оценка ширины зон активных разломов методами неотектоники и структурной геоморфологии (на примере Восточного Саяна и Западного Прибайкалья) // Геотектоника. 1998. № 1. С.37–46.
15. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И. Ротационные структуры Земной коры. Общая и региональная геология, геологическое картирование Обзор ВИЭМС. М., 1990. 41 с.

****

УДК 550.838(031)

МАГНИТОРАЗВЕДКА И ГЛУБИННАЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКА ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ ПРОГНОЗЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В.Н. Устинова, И.Г. Устинова, Д.А. Волегов
83822-426-172, ustinovavn@tpu.ru
Томский политехнический университет, Томск, Россия

Geological modelling on oil-and-gas deposits of the Western Siberia is carried out on materials borehole loggings, to results of core material researches, to the data of seismic prospecting. Long-term experience of geological and geophysical researches: magnetic, seismic prospecting in territory allows to build geological models of the sandstones layers containing petroleum in which it is possible to specify a spatial zone arrangement.

Прогноз нефтегазоносности, изучение особенностей строения чехла, фундамента и более глубоких частей земной коры на территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП) выполняется в основном по данным сейсморазведки. Основные особенности геологического строения фундамента ЗСП контрастно проявляются в структуре магнитного поля.
Так как отложения чехла ЗСП практически не магнитны, особенности строения фундамента, его приповерхностной части достаточно контрастно проявляются в магнитном поле. В цифровой пространственной модели магнитного поля юго-востока территории плиты (рис. 1) устанавливаются рифтовые структуры (Колтогорско-Уренгойский, Усть-Тымский, Чузикский рифты) они отмечаются положительными аномалиями.

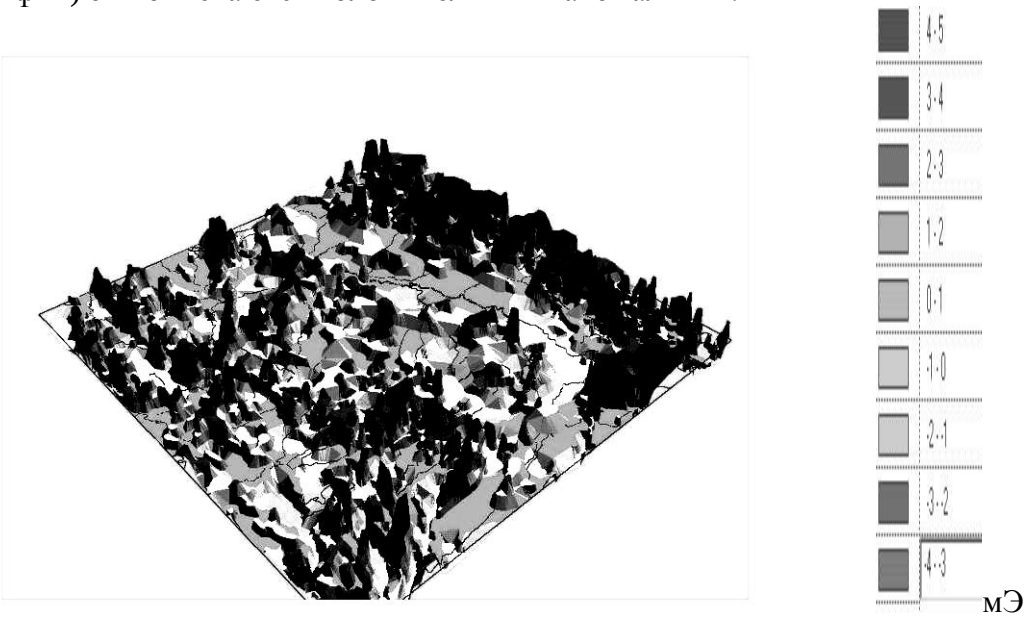


Рис. 1. Пространственная модель магнитного поля в среднем течении реки Оби карта магнитного поля под ред. П.А. Кукина, масштаба 1:1500000

Облик магнитного поля в пределах плиты изменчив. Интенсивность аномалий магнитного поля увеличивается при сокращении мощности отложений чехла, зависит от состава близповерхностных (к поверхности палеозойского фундамента) отложений. Интенсивные линейные положительные аномалии, «скелетного облика» [1], локализуются в западной части территории и характерны для рифтовых структур пермско-триасового возраста. Эти аномалии являются индикаторами отрицательных структур, позволяют выявить наиболее перспективные в нефтегазоносном отношении зоны, которые тяготеют к

бортовым частям рифтов. «Рифтовая» зависимость проявляется в том, что нефтегазоносными являются «пострифтовые» бассейны не только по отношению к триасовым рифтам, но и по отношению к более древним – рифейским авлакогенам. Крупные залежи углеводородов (УВ) (по разным причинам) проявляются в магнитном поле интенсивными аномалиями.

Палеорельеф предъюрской поверхности ЗСП характеризуется большим числом положительных морфоструктур (выступов, поднятий, гряд, валов), обусловленных процессами коллизии вулканических дуг, террейнов, реликтов древней океанической коры, зажатых между палеоконтинентами Сибири, Евроамерики и Казахстана. Постколизионный рифтогенез в триасовое время на территории юго-востока ЗСП проявился в заложении Колтогорского, Аганского, Усть-Тымского, Чузикского и др. рифтов. Эти рифты пересекают палеозойские плитотектонические элементы: Межовский, Усть-Тымский микроконтиненты – типа террейнов [1], палеоостроводужные системы (Нижневартовскую, Колпашевскую, Кемеровскую), а также Нюрольский и Сургутский реликты погребённой под палеозойским чехлом субокеанической коры.

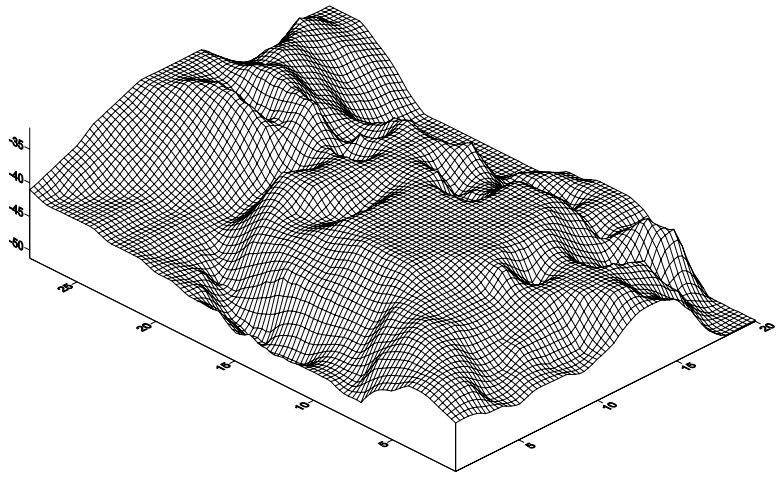
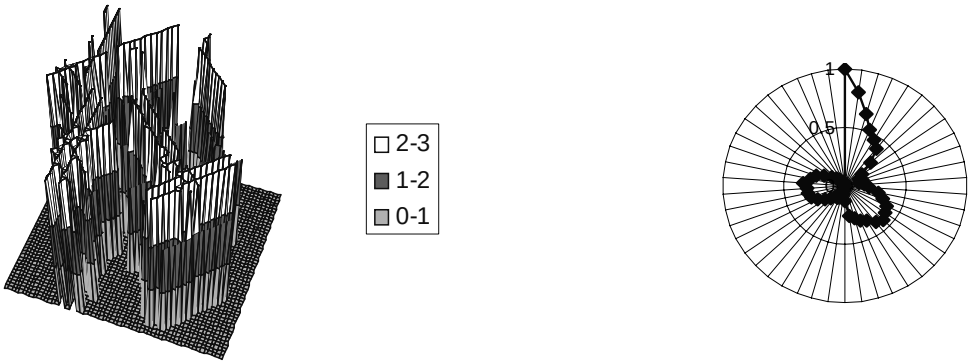


Рис. 2. Модель поверхности мантии
Цифровая модель рельефа поверхности мантии ЗСП по данным ГСЗ, карта глубин под ред. В.С. Суркова [2], в единице горизонтального масштаба 100 км

Углеводородонакопление на всех нефтегазоносных территориях справедливо связывается с бассейнами устойчивого прогибания. К таковым на территории ЗСП следует отнести её центральную, северную и северо-восточную части. Юго-восточная периферия плиты также характеризуется режимом длительного и устойчивого прогибания, но для её территорий характерен переменный знак движений и большая тектоническая активность. С такими участками связано высокоинтенсивное магнитное поле, на исследованной территории это западная часть модели, на этой территории на юго-востоке ЗСП сосредоточена основная нефтегазоносность. По поверхности мантии эти участки картируются в краевых частях мантийного купола (рис. 2). Менее перспективны для нефтегазообразования Киселёвская, Тегульдетская впадины, Касский прогиб – обладающие колоссальной мощностью осадочных комплексов, но картируются вдали от градиентной поверхности мантийного выступа.

Максимальное нефтегазонакопление и максимальная интенсивность магнитного поля отмечается в центральной части плиты, которая до настоящего времени характеризуется интенсивным тепловым потоком и перераспределением глубинных флюидов. Трёхзональность проявляется, например, в строении (сочетании) систем рифтов, как древних (рифейских рифт-авлакогенов) так и сравнительно молодых (пермско-триасовых), в наложенных впадинах выявляется в трёхзональном сочетании макрокомпонентов (Колтогорско-Уренгойский, Аганский рифт) и в сегментах мезоуровня (Колтогорский, Усть-Тымский), выявляется в сочетании контрастно проявляющихся в желобах систем

тектонических трещин (рис. 3). Статистическая параметризация моделей рифтовых систем показывает проявление особенностей их строения в типе функции автокорреляции. Тройное сочленение рифтовых структур характеризуется тройной зональностью в изображении функции автокорреляции на радиальной диаграмме.



а **б**

Рис 3. Модель строения рифтовых структур по поверхности верхнеюрских отложений в пределах пострифтовых впадин (а) и АКФ для фрагментов модели (б)
АКФ - автокорреляционная функция (б) для фрагментов модели с тройным сочленением, в единицах вертикального масштаба – глубина до поверхности IIа, модель для западного фрагмента карты на рис 1.

Нефтегазоносность в чехле ЗСП тесно связана с распределением песчаных фаций коллекторов и нефтематеринских толщ и покрышек [2], но и определяется многими факторами регионального плана. При определении региональных критериев нефтегазоносности, структурно-тектонического положения областей нефтегазонасыщения эффективным является изучение структуры магнитного поля в комплексе с морфоструктурным анализом сейсмоповерхностей [3]. Для регионального прогноза важные нефтегазопрогностические характеристики дают стресс-модели поверхности фундамента, поверхности мантии. По вещественно-структурным характеристикам чехла эти нефтегазопрогностические элементы моделей (интенсивное, высокодисперсное магнитное поле, повышенные величины стресс-параметров) должны коррелировать с повышенной мощностью песчаных фаций [4, 5]. Карты повышенных мощностей песчаных фаций и собственно мощностей терригенных отложений являются картами перспектив нефтегазоносности. Конечно, эти характеристики слабо проявляются в магнитном поле и должны быть получены по данным сейсморазведки. Повышенные мощности осадочных комплексов (песчаных фаций) также указывают на мобильность, подвижность этих областей в процессе осадконакопления.

Литература

1. Аплонов С.В. Палеообский океан и его роль в нефтегазоносности Западной Сибири. Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 85–90.
2. Сурков В.С. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. Москва: Недра, 1986. 286 с.
3. Устинова В.Н. Морфологическая интерпретация сейсмических поверхностей. Отечественная геология. 2005. №6. С. 23–27.
4. Устинова В.Н., Устинов В.Г. Сейсмоморфологический анализ при картировании высокоёмких коллекторов. I. Классификация морфоформ. Отражение фациального типа коллектора в палеорельефе. Известия ТПУ. 2004. № 3. С. 42–48.
5. Устинова В.Н., Устинов В.Г. Сейсмоморфологический анализ при картировании высокоёмких коллекторов. II. Роль тектонической трещиноватости в форме палеорельефа и формировании проницаемых ячей коллекторов. Известия ТПУ. 2004. № 4. С. 63–69.

****

УДК 550.831

ПРИМЕНЕНИЕ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ АЛГОРИТМОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ УРАЛА

Н.В. Федорова, Д.В. Гемайдинов** (343)2678885, факс(343)2678872, nataliavf50@mail.ru,*
**Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия,*
***УГТУ-УПИ, Екатеринбург, Россия*

The research of the structure of the anomalous magnetic field of the Ural region within the trapezoid of 52-64° N and 54-66° E was performed using the analytical method of converting surface aeromagnetic data for different heights. The calculations have been performed using parallel algorithms and software for a multiprocessor computing system Uran. The maps of magnetic anomalies have been created for different wavelength ranges, reflecting the distribution of magnetization in the layers of the crust.

Изучение и анализ структуры аномального магнитного поля имеет практическое значение как для геологического картирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, так и для выяснения особенностей тектонического строения литосферы и построения геомагнитных разрезов.

Данные приземных аэромагнитных съемок территории Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих частей Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири в пределах трапеции 52-64 с.ш. и 54-66 в.д. (6 листов масштаба 1:1000000: N-40, 41, O-40, 41, P-40, 41) были приведены к единому уровню [1]. В качестве нормального поля использована международная аналитическая модель магнитного поля Земли IGRF-2000 [2, 3]. Цифровой массив данных аномального магнитного поля ΔT_a задан на равномерной сетке с шагом дискретизации 1 км.

Известно, что пересчет поля вверх дает возможность разделять длинноволновые и коротковолновые составляющие амплитудного спектра аномалий. Для разделения аномального магнитного поля на составляющие выполнены пересчеты приземных аэромагнитных данных на различные высоты и обратная трансформация - пересчет на начальный уровень. Пакет программ, реализующий параллельные алгоритмы аналитических повысотных трансформаций, разработан для многопроцессорного вычислительного комплекса Уран.

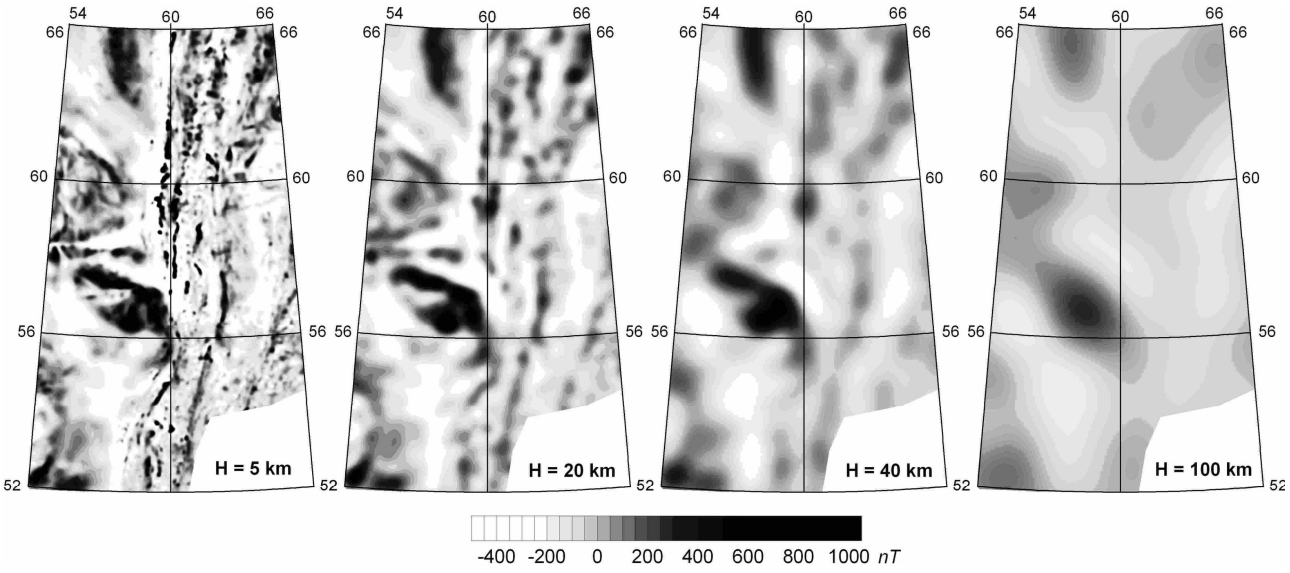


Рис. 1. Результаты трансформации магнитных аномалий для разных значений высоты пересчета.

Вычисления выполнены для значений высоты H=1, 2, 5, 10, 20 40, 100, 150 и 200 км. Пересчет на поверхность земли приведен для параметра регуляризации 0.01. На рисунке показаны карты магнитных аномалий для H=5, 20, 40 и 100 км. Магнитные аномалии разных диапазонов длин волн выделены с помощью таких трансформаций и вычислений разностей для различных значений высот. При определенных допущениях, эти данные можно использовать для изучения распределение намагниченности в слоях земной коры.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН по проекту 09-Т-5-1018 «Создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона» и междисциплинарного проекта 09-М-15-2001 УрО РАН «Теория, алгоритмы и вычислительные технологии для решения обратных задач грави-магнитометрии на сетках большой размерности»

Литература

1. *Чурсин А.В., Прутьян А.М., Федорова Н.В.* Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ // Литосфера, 2008, №6, С. 63-72.
2. *IAGA Division V.* Working Group 8. International geomagnetic reference field, 1995 revision // J. Geomag. Geoelectr. 1995. V. 47. № 12. P.1257-1261.
3. *Olsen N.* A model of geomagnetic field and its secular variation for epoch 2000 estimated from Orsted data // Jeophys. J. Int. 2002. №149. P. 454-462.

****

УДК 550.8.056

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ 2009-2010 Г. НА АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЕЛЕНИЯХ В ДОЛИНЕ РЕКИ КАРАГАЙЛЫ-АЯТ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Н.В. Федорова, В.В. Носкевич, В.С. Иванченко, А.С. Бебнев, В.В. Горшков, А.В. Маликов, В.В. Хрущева, Л.А. Муравьев (343)2678885, факс(343)2678872, nataliavf50@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Geophysical researches were carried out on an archaeological site of the Bronze Age in the Southern Ural Mountains of Russia. This paper presents the results of the detailed magnetic survey of the fortified settlements Olgino and Konopljanka. As a result of survey maps of an anomalous magnetic field were created where following features were allocated: the wall with a ditch, remains of walls of separate dwelling, the furnace and economic pits. A qualitative and quantitative interpretations of the magnetic anomalies inside the settlements were made, the results has allowed pointing out the individual elements of the fortifications and outbuildings.

В конце двадцатого века на Южном Урале открыты археологические укрепленные поселения, датируемые периодом средней бронзы. К настоящему времени по результатам дешифрирования аэрофотоснимков открыто более 20 таких поселений [1]. Городища практически полностью находятся под землей. В течение многих лет на территории поселений проводилась распашка земли под посевные культуры или выпас скота. Архитектура ряда памятников почти полностью разрушена, жилищные впадины и грунтовые насыпи курганов распаханы. Поэтому, учитывая то, что поселения имеют большие размеры, их детальное изучение без разрушения культурного слоя возможно только геофизическими методами.

Памятники Ольгино, Коноплянка и Журумбай расположены в бассейне реки Карагайлы-Аят Карталинского района Челябинской области. В результате изучения аэрофотографических снимков удалось выявить общие черты поселений: развалы оборонительных стен и остатки рвов. В 2009-2010 г. в рамках проекта «Междисциплинарное

исследование памятников эпохи бронзы Южного Урала» территорию начали изучать геофизическими методами.

В 2009 году на археологическом поселении Ольгино были организованы полевые работы четырех геофизических отрядов: магниторазведочного, сейсморазведочного, электроразведочного и гравиразведочного [2, 3]. Магниторазведка оказалась наиболее информативным методом при картировании данных археологических памятников [2]. В результате применения этого метода была отработана методика проведения микромагнитной съемки. В полевой сезон 2010 г. магнитная съемка на городищах Ольгино и Коноплянка была продолжена. Непосредственно на археологических раскопах с помощью каппаметра проведены петромагнитные исследования. Кроме этого, в 2010 г. на отдельных участках городищ и курганах проведена георадарная съемка [4].

Магнитные измерения на археологических объектах проводились тремя магнитометрами-градиентометрами на двух высотах 0,35 и 2,15 м. Один магнитометр использовался для записи геомагнитных вариаций. Измерения значений модуля вектора магнитной индукции и его вертикального градиента получены с шагом 0,5 м. Такая съемка на территории поселений позволила получить информацию необходимую для количественной интерпретации магнитных аномалий. В процессе наблюдений методика измерений была усовершенствована, приборы оборудованы передвижными немагнитными тележками, что позволило существенно сократить время съемки исследуемых площадей.

В результате выполненных работ для всей территории поселения Коноплянка и северной части городища Ольгино построены карты аномалий модуля магнитной индукции на двух высотах 0,35 и 2,15 м и карты вертикального градиента. Из рисунка 1 видно, что аномалии над памятниками значительно искажены помехами. Так на карте поселения Ольгино видны аномалии от современной грунтовой дороги, различных тропок и углублений в почве. На карте поселения Коноплянка отчетливо выделяется граница пашни в виде двойной темной линии по левому краю карты, а следы распашки территории видны по всему планшету.

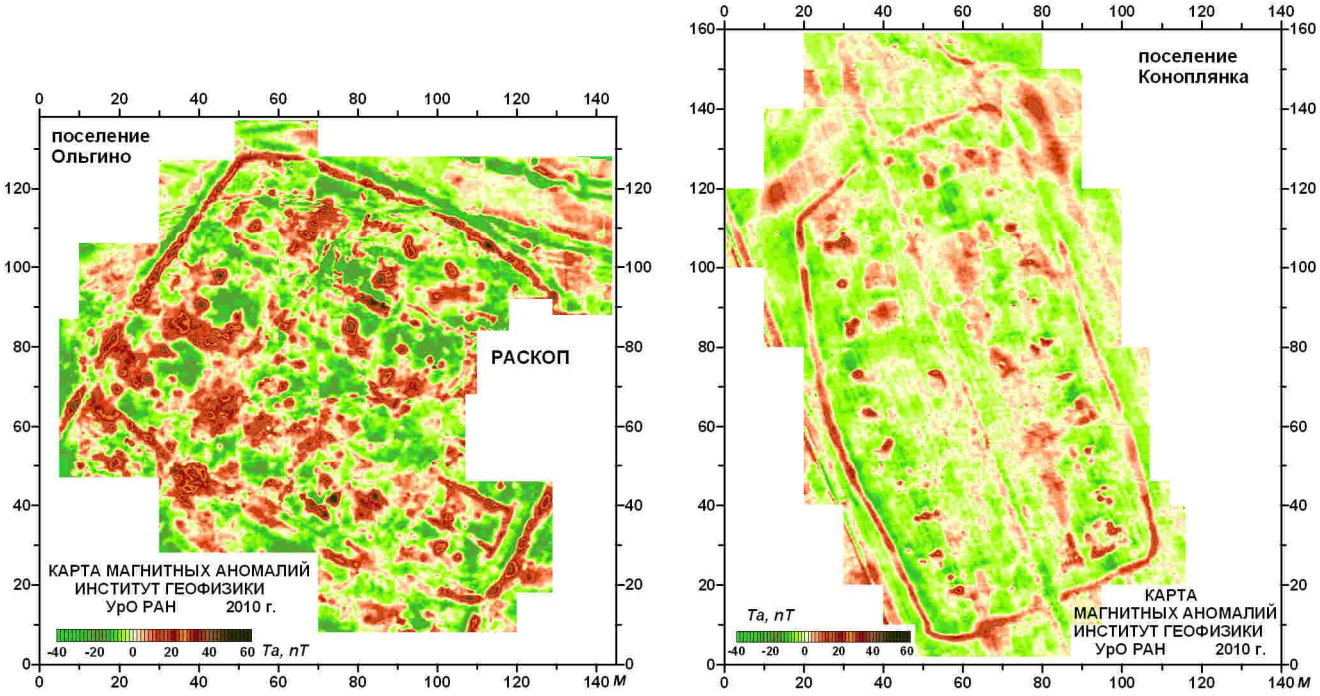


Рис.1 Карты магнитных аномалий над поселениями Ольгино (слева) и Коноплянка (справа).

Процедура фильтрации коротковолновых аномалий значительно улучшает качество материала. Для выяснения деталей строения древнего городища были использованы различные виды трансформации магнитных аномалий. По картам уверенно определяются

положения остатков внешних валов, рвов, оборонительных стен, местонахождение входов в поселения, ряд стен внутри памятников, расположение очагов и медеплавильных печей и др. [4]. Эти данные позволяют восстановить внутреннюю планировку городищ.

Поселение Ольгино имело размеры ~110х70 метров и состояло из 4 рядов жилищных отсеков по 6-8 домов в каждом. Ширина жилищных отсеков составляла от 10 до 5 м. В отдельных местах на карте отчетливо проявляются аномалии от стен жилищ. Возможно, что это свидетельствует о длительном существовании городища и значительных перестройках жилищ на его территории [5].

Археологические раскопки этого поселения начаты в 2004 году и к 2008 году в северо-восточной части была раскопана значительная территория [6]. Археологам удалось выяснить строение оборонительной стены, оконтурить ров, обнаружить вход в поселение и раскопать несколько жилищ. В жилищах обнаружено и раскопано большое количество колодцев. К сожалению, на эту часть поселения у нас нет хорошей магнитной карты, поэтому трудно выяснить: как колодцы проявляются в магнитном поле. С 2009 г. археологи при выборе мест для раскопов принимали решения, учитывая результаты магнитного картирования.

На поселении Коноплянка раскопки не проводились. По магнитной карте отчетливо видно, что городище имело длину ~120 м и ширину ~70 м, было огорожено оборонительной стеной, рвом и валом. Внутри поселение разделено мощными стенами на две части, каждая из которых состояла из расположенных в ряд 11-12 жилищных отсеков. Ширина жилищ определена по расположению интенсивных локальных аномалий и составляет 12-15 м. В отдельных местах на карте уверенно прослеживаются аномалии от внутренних стен и перегородок между жилищами.

Выполнено моделирование источников ряда интенсивных локальных аномалий, которые, скорее всего, созданы остатками очагов или печей. По результатам интерпретации верхние кромки источников расположены на глубинах 0,6-1,5 м. Проведенное моделирование магнитных аномалий по профилю, проходящему над городищем в широтном направлении, показало, что в настоящее время ниже уровня распашки оборонительные стены хорошо сохранились, а стены внутри поселения значительно разрушены.

При сравнении магнитной карты аномального поля со схемой памятника Коноплянка, построенной по аэрофотоснимкам, наблюдается хорошее соответствие отдельных элементов оборонительной системы поселения. Однако следует отметить, что по результатам магнитной съемки выявлены новые детали строения поселения. По аэрофотоснимкам дешифрированы четыре входа в поселок [1]. Магнитная съемка не подтверждает это, уверенно выделяются только два прохода - северный и южный, а с запада и востока аномалии от внутренней стены поселения и рва имеют непрерывный линейный характер (рис.1) [4].

Выводы. ***Геофизические исследования выявили новые важные детали внутреннего строения городищ и без разрушения культурного слоя значительно расширили знания об архитектуре древних памятников. Карты, полученные в результате магнитных съемок, используются археологами при выборе мест для локальных раскопов древних поселений.***

Работа выполнена в рамках проекта 09-М-457-2001 Уральского Отделения РАН «Междисциплинарное исследование памятников эпохи бронзы Южного Урала».

Литература

1. *Зданович Г. Б., Батанина И. М.* Аркаим – «Страна городов», «Крокус», «Южно-Уральское книжное издательство», Челябинск. 2007. 260 с.

2. *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.

3. *Бобровников Н.В., Бакаев В.П., Миронов Д.Г.* Опытно-методические электроразведочные работы на археологическом объекте «Ольгинское поселение» // В кн. 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. 66-70.
4. *Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Горшков В.В., Маликов А.В.* Использование малоглубинной геофизики для локализации археологических объектов //В кн. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Пермь, 2011. С. 285-288.
5. *Martyshko P.S., Noskewich V.V., Fedorova N.V., Muraviev L.A.* Geophysical researches on excavations of the Bronze Age fortified settlement in Southern Ural Mountains // Near Surface 2010 – 16th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Zurich, Switzerland, 6-8 September 2010. 1-4p.
6. *Корякова Л.Н., Краузе Р.Е., Епимахов А.В., Шарапова С.В., Форнасье И., Пантелеева С.Е., Берсенева Н.А., Носкевич В.В., Зайков В.В., Молчанов И.В., Косинцев П.А., Росадчиков А.Ю.* Новейшие исследования поселений эпохи бронзы в долине р. Каргалы-Аят // Материалы XVIII Уральского Археологического Совещания, Уфа: БГПУ, 2010. С.145-148.

****

УДК 550.831

ПРИМЕНЕНИЕ АППРОКСИМАЦИОННОГО МЕТОДА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ИСТОЧНИКОВ ПО МАГНИТНЫМ АНОМАЛИЯМ

Н.В. Федорова, О.Л. Соболев, (343) 2678885, факс(343) 2678872, nataliavf50@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Complex of programs was created, approximating the three-dimensional anomalies of the magnetic induction modulus (ΔT_a) for singular sources class (P) – the uniformly magnetized segments. At the present time the algorithm for direct search of Hooke – Jeeves was chosen to solve the nonlinear programming tasks. Programs were tested on theoretical examples and acceptable results were achieved. The quantitative interpretation of the magnetic anomalies was made for the Bronze Age archaeological settlement Konopljanka.

При интерпретации магнитных аномалий широко используются аппроксимационные методы. В работе [1] предложено при моделировании трехмерных магнитных аномалий Z_a в качестве модельных тел использовать сингулярные источники из класса P – однородно намагниченные отрезки с произвольным направлением вектора намагниченности. В настоящее время при проведении магнитных съемок используются модульные приборы, поэтому цель работы состоит в создании программ аппроксимации аномалий модуля магнитной индукции ΔT_a для класса сингулярных источников P.

Аппроксимация трехмерных магнитных аномалий ΔT_a полями отрезков сводится к решению следующей задачи нелинейного программирования: минимизировать функционал

$$F(N,p)=\sum_{i=1}^{L}\sum_{j=1}^{M}(\Delta Ta_{ij}-f(N,p,x_i,y_j))^2, \qquad (1)$$

где ΔTa_{ij} – заданные значения поля в точках (x_i, y_j) плоскости $z = 0$; N – число участвующих в подборе объектов; p – вектор параметров набора отрезков размерности $9\times N$ (или $7\times N$); $f(N,p,x_i,y_j)$ – функция, вычисляющая значения суммарного поля N отрезков, параметры которых определяются вектором p в точке (x_i, y_j) плоскости $z = 0$, $i=1,\ldots, L$; $j=1,\ldots,M$.

Основные достоинства рассматриваемого класса сингулярных источников состоят в следующем:

1. Прямая задача магнитометрии для отрезка решается относительно просто в алгебраических функциях. В конечном итоге, от того, насколько просто решается прямая задача для выбранного класса источников, зависит быстродействие программ.

2. Однородные отрезки относятся к малопараметрическому классу источников, в частности, однородно намагниченный отрезок описывается девятью параметрами: координаты концов и составляющие вектора намагниченности (или для случая фиксированного направления вектора намагниченности количество параметров снижается до семи). Это позволяет неплохо параметризовать задачу и, следовательно, более устойчиво определять параметры источников аномалий.

3. Аномалии, как от сферического тела, так и от вытянутого в произвольном направлении объекта, достаточно хорошо можно аппроксимировать полем одного отрезка.

В настоящее время для аппроксимации магнитных аномалий выбран метод прямого поиска Хука – Дживса [2]. Методы прямого поиска основываются на вычислении только значений целевой функции. К числу общих особенностей таких методов следует отнести относительную простоту соответствующих вычислительных процедур, которые легко реализуются и быстро корректируются. По существу процедура Хука – Дживса представляет собой комбинацию исследующего поиска с циклическим изменением переменных и ускоряющегося поиска по образцу с использованием определенных эвристических правил. Исследующий поиск ориентирован на выявление характера локального поведения целевой функции и определения направлений вдоль «оврагов». Полученная в результате исследующего поиска информация затем используется в процессе поиска по образцу при движении по «оврагам».

Для проведения исследующего поиска необходимо задать величину шага, которая может быть различной для разных координатных направлений и изменяться в процессе поиска. Исследующий поиск начинается в некоторой исходной точке. Если значение целевой функции в пробной точке не превышает значения функции в исходной точке, то шаг поиска рассматривается как успешный. В противном случае необходимо вернуться в предыдущую точку и сделать шаг в противоположном направлении с последующей проверкой значения целевой функции. После перебора всех координат исследующий поиск завершается. Полученную в результате точку называют базовой точкой.

Поиск по образцу заключается в реализации единственного шага из полученной базовой точки вдоль прямой, соединяющей эту точку с предыдущей базовой точкой. Новая точка образца определяется по формуле $x_p^{(k+1)} = x^{(k)} + (x^{(k)} - x^{(k-1)})$.

Как только движение по образцу не приводит к уменьшению целевой функции, точка $x_p^{(k+1)}$ фиксируется в качестве временной базовой точки, и вновь проводится исследующий поиск. Если в результате получается точка с меньшим значением целевой функции, чем в точке $x^{(k)}$, то она рассматривается как новая базовая точка $x^{(k+1)}$. С другой стороны, если исследующий поиск неудачен, необходимо вернуться в точку $x^{(k)}$ и провести поиск с целью выявления нового направления минимизации. В конечном счете, возникает ситуация, когда такой поиск не приводит к успеху. В этом случае требуется уменьшить величину шага путем введения некоторого множителя и возобновить исследующий поиск. Поиск завершается, когда величина шага становится достаточно малой.

На данном этапе исследований создан комплекс программ, реализующих решение прямой задачи магнитометрии от набора однородно намагниченных отрезков, аппроксимация методом Хука – Дживса трехмерных аномалий ΔT_a на заданном планшете полями модельного класса, и построение в виде трехмерных поверхностей аномальных и модельных полей. Программы написаны на языке Java в среде разработки NetBeans IDE 6.9.1. Построение трехмерных поверхностей реализовано с помощью библиотеки jzy3d и пакета Surfer разработки Golden Software. Программы протестированы на теоретических примерах и показали хорошие результаты.

Выполнена интерпретация магнитных аномалий на нескольких участках микромагнитной съемки археологического памятника бронзового века Коноплянка [3]. Карта аномалий ΔT_a показана в левом верхнем углу рисунка.

Рассмотрим участок 6 над оборонительной стеной древнего поселения, координаты лежат в пределах по X: 36-44, по Y: 28-40. В качестве нулевого приближения был взят отрезок A^0B^0: A^0=(44, 28, 2), B^0=(36, 40, 2), с вектором намагниченности J^0= (0, 0, 0). Нетрудно заметить, что данный отрезок располагается по диагонали рассматриваемого участка, вдоль аномалии. После обработки программой аппроксимации получен отрезок AB: A=(43.53, 28.13, 1.12), B=(14.485, 81.2, 1.16), с вектором намагниченности J=(-14.1, 3.7, -7.2). Значения целевой функции были подсчитаны в программе 49770 раз. Величина $F(N, p)$ на выходе составила 5569.139, дисперсия ~ 3.65.

На модельный источник можно наложить ограничения (условие невыхода за границы рассматриваемой области), тогда в результате аппроксимации получены следующие значения A=(43.53, 28.13, 1.12), B=(37.27, 40, 1.16). Аномальное и модельное магнитные поля ΔT_a от полученного отрезка показаны на рисунке 1 в нижнем левом углу. Аппроксимация произведена весьма успешно в первую очередь потому, что удачно задано нулевое приближение. Известно, что любые из методов нелинейного программирования в значительной степени чувствительны к параметрам нулевого приближения [2]. Источник расположен практически горизонтально на глубине 0.77 – 0.81 м (данные приведены с учетом того факта, что высота измерений составляла 0.35 м). Поскольку, верхний край стены выходит на поверхность, то положение нижней кромки можно оценить ~ 1.6 м. Этот результат хорошо согласуется с данными съемки георадаром, по результатам которой оборонительная стена прослеживается до глубины не более 1.8 м.

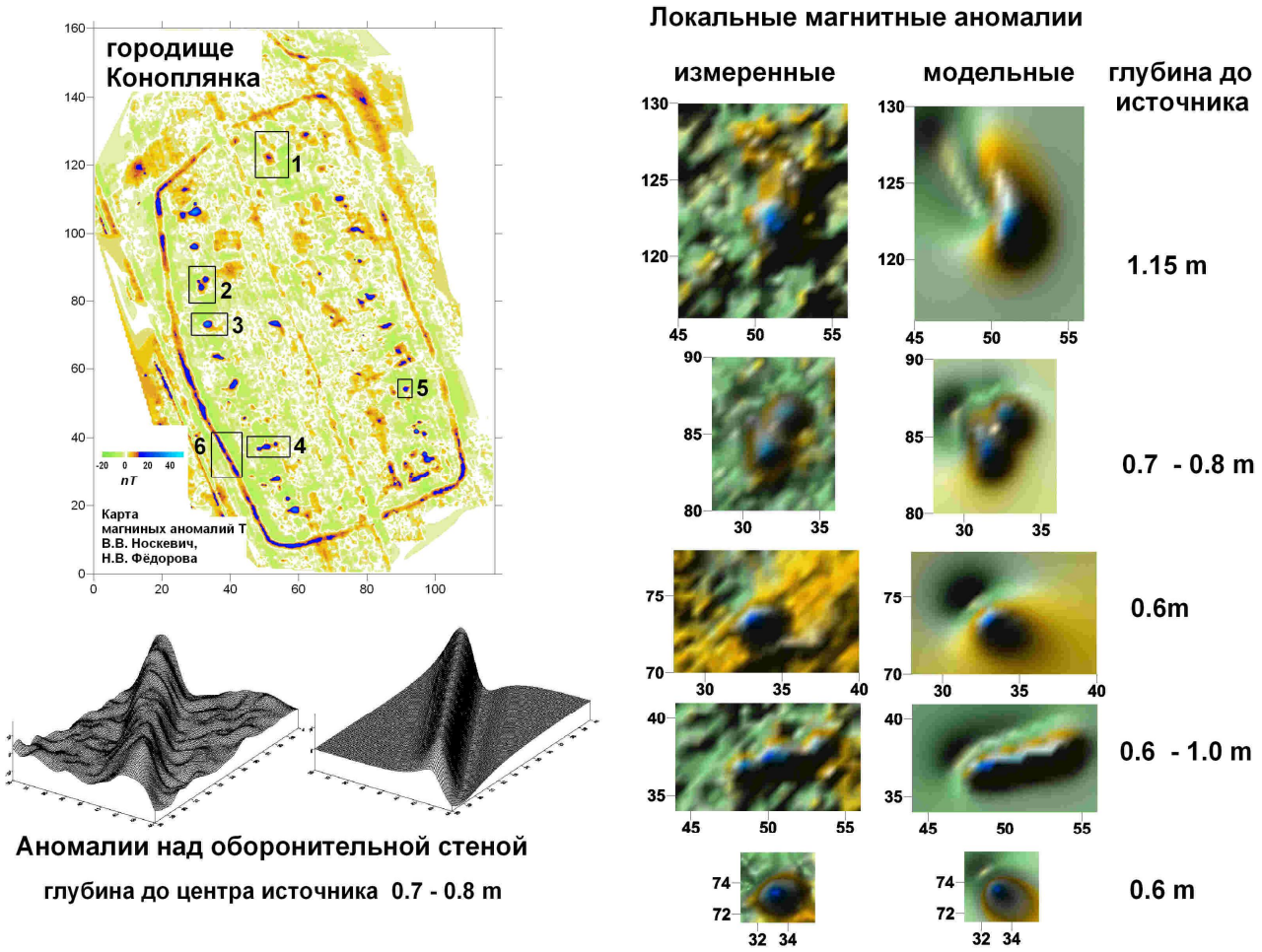


Рис. 1. Результаты аппроксимации магнитных аномалий от археологических объектов

В правой части рисунка показаны результаты аппроксимации нескольких интенсивных локальных аномалий, обнаруженных магнитной съемкой внутри археологического памятника. Аномалии, скорее всего, созданы очагами или развалами медеплавильных печей. В результате расчетов определено, что глубина до источников изменяется в пределах 0.6-1.15 м.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН по проекту 09-Т-5-1018 «Создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона» и проекта 09-М-457-2001 Уральского Отделения РАН «Междисциплинарное исследование памятников эпохи бронзы Южного Урала».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Майер В.И., Никонова Ф.И., Федорова Н.В.* Численная оптимизация при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Физика Земли. 1985. № 5. С. 46 – 57.
2. *Химмельблау Д.* Прикладное нелинейное программирование. М.: Мир. 1975. 137 с.
3. *Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Горшков В.В., Маликов А.В.* Использование малоглубинной геофизики для локализации археологических объектов //В кн. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Пермь, 2011. С. 285-288.

****

УДК 550.837

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ ИНЖЕНЕРНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РАЙОНЕ НАКОПИТЕЛЕЙ ЖИДКИХ ОТХОДОВ

Федорова О.И. тел. (343)2678900
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Abstract. Stores of liquid production wastes are sources of pollution of the geological environment. Results of geoelectric monitoring in area of the lake-store and on a dam of the pond-store are considered. Change of distribution of pollution on sedimentary rocks and tectonic structures, and also development of a water filtration through a soil hydraulic engineering construction is shown.

Накопители жидких отходов производства являются источниками интенсивного техногенного воздействия на геологическую среду. В качестве накопителей, чаще всего, используют естественные водоемы, не имеющие гидроизоляционной защиты, в результате, складированные промышленные стоки инфильтруются в геологическое пространство, мигрируя на большие расстояния и загрязняя подземные и поверхностные водотоки.

Загрязнение геологической среды жидкими отходами предполагает обогащение порового флюида горной породы химическими веществами. Это приводит к увеличению общей минерализации подземных вод и, как следствие, повышению электропроводности среды в зонах миграции промстоков. Поэтому задачи качественной геоэкологической оценки территорий размещения накопителей могут решаться с привлечением электромагнитных методов изучения геосреды. В работах [1, 2, 3] рассматривается комплексная геоэлектрическая методика и стадийность ее применения на геоэкологических объектах.

Для оценки изменения в пространстве и во времени электрофизических характеристик горных пород, подвергающихся техногенному воздействию, необходимо проводить геоэлектрический мониторинг. Система мониторинга включает в себя хорошо закрепленную на местности сеть пунктов измерений, сбор с заданной частотой опроса и обработку экспериментальных данных с целью изучения изменения электрофизических свойств геологической среды. Режимные наблюдения необходимо выполнять на двух профилях:

фоновом и экспертном. Экспертный профиль размещается в пределах изучаемого объекта, а фоновый – на некотором удалении от него. Сопоставляя результаты мониторинга по обоим профилям можно отделить природные вариации электросопротивления горных пород, обусловленные метеорологическими, геодинамическими и другими факторами, от их изменения за счет увеличения минерализации подземных вод промышленными стоками.

Институт геофизики УрО РАН более десяти лет проводил геоэлектрические исследования по изучению геоэкологической обстановки в районе накопителей высокоминерализованных жидких отходов производства крупного химического предприятия. Применялись электромагнитные методики для выявления и трассирования ареалов миграции минерализованных подземных вод, обнаружения зон тектонических нарушений в районе накопителей, изучения состояния гидротехнических сооружений на пруде-накопителе. Одним из важных направлений в исследованиях было проведение режимных геоэлектрических наблюдений с целью изучения динамики развития загрязнения вблизи естественного накопителя и на профиле, расположенном в нескольких километрах от него, в районе водозаборных скважин, снабжающих крупный поселок, а также для контроля состояния плотины на другом водоеме-накопителе.

В 1995-1999 гг. поисковыми площадными геоэлектрическими исследованиями оконтурены границы распространения загрязнения в геологической среде южнее естественного накопителя, которые согласуются с границами, отрисованными на 1992 год по гидрохимическому обследованию данной территории (рис.1.а).

В этот же период времени проводились режимные наблюдения на профиле X. На фоновом участке профиля (пикеты 42-65 не указаны на рисунке) обстановка оставалась стабильной. На экспертном участке (пикеты 0-26) выделяются две области с кажущимся сопротивлением менее 35 Ом.м: первая в интервале пикетов 5-14, вторая - 16-18. Вторая область со временем сохраняет свою конфигурацию. В первой происходят изменения электрофизических характеристик среды: смещение проводящей зоны западнее на 100 м; расширение зоны с 200 м до 450 м в основании разреза (рис.1. б, в).

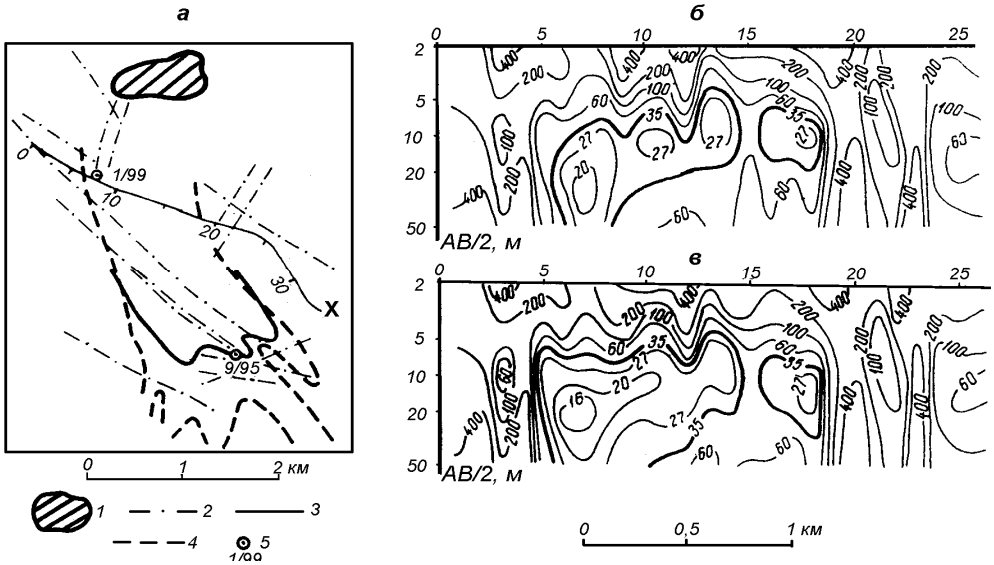


Рис. 1. Схема участка (а), разрезы кажущегося электросопротивления пород по профилю X за 1995 г. (б) и 1999 г. (в) [4].

1 – накопитель отходов; 2 – зоны тектонических нарушений; 3, 4 – границы ареала загрязнения по гидрогеологическим (3) и геофизическим данным; 5 – скважины, пройденные для проверки геофизических аномалий.

По результатам геоэлектрического мониторинга сделано заключение: во-первых, загрязненные подземные воды фильтруются по близповерхностным осадочным образованиям интервале пикетов 5-18, границы ареала загрязнения устанавливаются по электросопротивлению среды менее 30 Ом.м., что не противоречит данным опробования

подземных вод; во-вторых, с течением времени происходит инфильтрация загрязненных вод в основание разреза (пикеты 6-9), где находится зона тектонически-нарушенных, водопроницаемых пород. Последнее предположение подтверждено бурением на пикете 8, вскрывшим на глубине 30-50 м интенсивно раздробленные породы.

Фронт оконтуренного ареала загрязнения подступил к водозаборным скважинам, обеспечивающим водопотребление неподалеку расположенного поселка. В связи с повышением экологического риска вблизи водозабора был организован геоэлектрический мониторинг с применением вертикальных электрических зондирований.

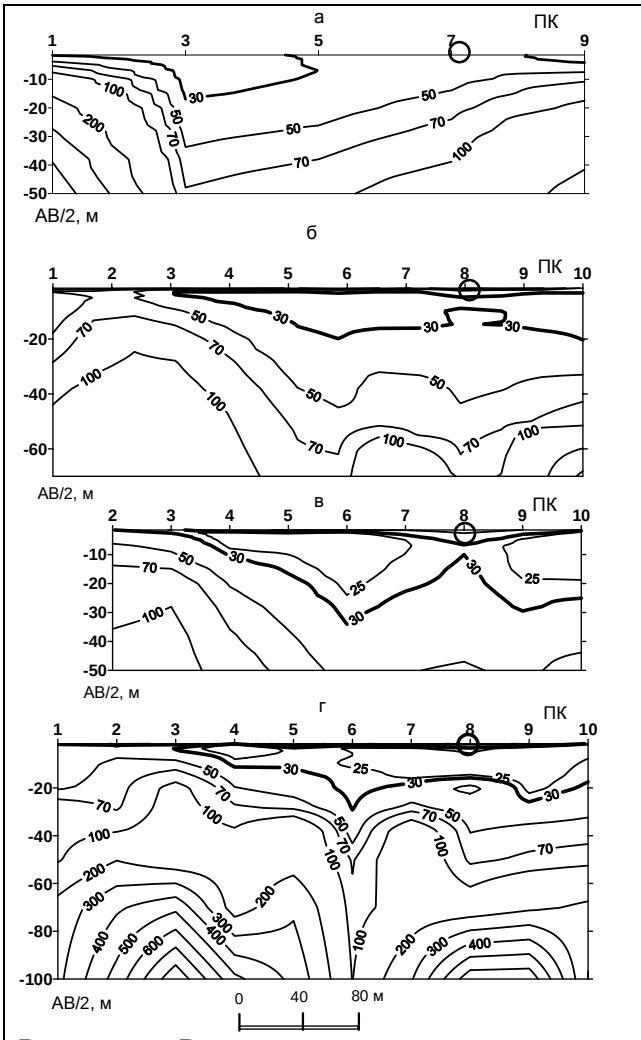


Рис. 2. Результаты геоэлектрического мониторинга методом ВЭЗ у водозаборной скважины: за 1992 (а), 1995 (б), 2000 (в), 2010 (г) гг.

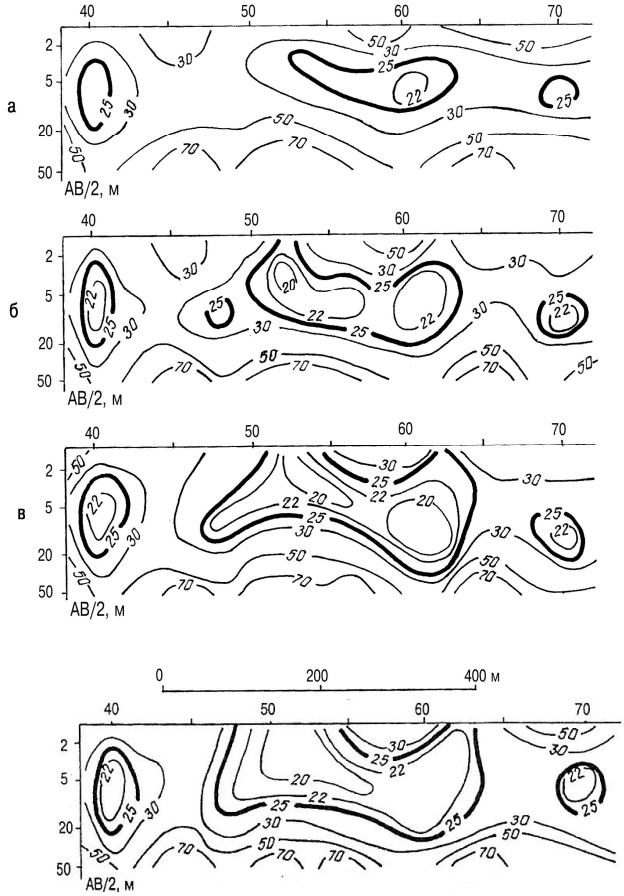


Рис.3. Результаты геоэлектрического мониторинга методом ВЭЗ по нижнему бьефу плотины: за 1995 (а), 1997 (б), 1999 (в), 2001 (г) гг. [5].

На экспертном профиле I, начиная с 1992 года и до 2000, проводился ежегодный мониторинг. На рисунке 2 приводится часть результатов, из которых видно, что с 1992 по 1995 годы происходит существенное изменение геоэлектрической обстановки в верхней части разреза. Появилась обширная зона пониженного кажущегося сопротивления, отмечающая ареал загрязнения по изолинии 30 Ом.м. в рыхлых образованиях, а также наблюдается резкое понижение сопротивления в нижней части разреза (рис.2.а,б), особенно в интервале пикетов 6-10, по всей видимости за счет фильтрации загрязненных подземных вод по раздробленным коровым образованиям, усиленной гидравлической откачкой воды (пикет 8). За пять лет после закрытия водозабора произошло существенное увеличение вертикальной мощности проводящей зоны по изолинии 30 Ом.м., особенно в районе

тектонической структуры (пикет 6), а также уменьшилось электросопротивление среды (менее 25 Ом.м) в этой зоне (рис.2. в). Наметилась тенденция смещения загрязнения в восточном направлении (пикеты 8-10). В 2010 году, спустя десять лет, вновь провели режимные наблюдения. Значительных геоэлектрических изменений в верхней проводящей зоне не произошло, хотя по изолинии 25-30 Ом.м. наблюдается дальнейшее смещение загрязнения в юго-восточном направлении стока подземных вод (рис.2. г) и увеличение электросопротивления среды вглубь разреза (изолинии 50-100 Ом.м).

Изучение распространения химических мигрантов в подземных водах выполнено лишь в юго-восточной части фронта ареала загрязнения, которая обходит населенный пункт, юго-западная часть оконтуренного площадного загрязнения имеет направление на поселок. В связи с этим, необходим постоянный контроль подземных и поверхностных вод во всех источниках водопотребления.

За период 1993-2003 гг. проводился геоэлектрический мониторинг на верхнем, нижнем бьефе и в средней части плотины на пруду-накопителе. Горизонтальная мощность, выявленной в 1993 году проводящей зоны в нижней части плотины с центром на пикет 51 увеличилась с 80 до 225 м, а зоны с центром на пикете 62 – с 60 до 90 м (по данным мониторинга дифференциального профилирования). Электросопротивление среды в них незначительно уменьшилось (рис.3). Гидрогеологическая скважина, пробуренная на верхнем бьефе, вскрыла на аномальном участке водонасыщенный, местами разжиженный грунт.

Результаты геоэлектрического мониторинга сыграли значительную роль в принятие решений о закрытии водозаборных скважин, попавших в зону загрязнения, и по укреплению плотины.

Литература

1. Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Харус Р.Л. Методология геоэлектрической экспертизы химического загрязнения природной среды // Геоэлектрические исследования контрастных по электропроводности сред. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 87-104.
2. Улитин Р.В., Назаров С.В., Федорова О.И. Физические и математические основы геоэлектрической экспертизы техногенного загрязнения природной среды // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 32-65.
3. Улитин Р.В., Назаров С.В., Федорова О.И. Геоэлектрические исследования загрязнения геологической среды //Уральский геофизический вестник. Вып. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С.77-84.
4. Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Петухова Ю.Б., Федорова О.И., Харус Р.Л. Геоэлектрика при решении геоэкологических и инженерно-геологических задач // Теория и практика геоэлектрических исследований. Вып.2. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 84-98.
5. Мониторинг гидротехнических сооружений и детализационные исследования на геоэлектрических аномалиях // Отчет о научно-исследовательской работе. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2001. 44 с.

****

ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ УРАЛЬСКОГО ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ОРОГЕНА В ПАЛЕОЗОЕ

Г.Б. Ферштатер
Институт геологии и геохимии УрО РАН

В недавней публикации (Maruyama S., Santosh M., Zhoo D.. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics, and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary. Condwana Research, v. 11. 2007. P. 7-37) рассмотрена термальная структура Западно-Тихоокеанской треугольной зоны (ЗТТЗ), включающей территорию Индонезии, Филиппин и южной оконечности Азии, как границы будущего суперконтинента. Авторами показано, что мантия ЗТТЗ от верхней границы до подошвы - самая холодная на Земле. Тем не менее, ЗТТЗ

– наиболее активная магматическая зона планеты. Авторы объясняют это противоречие влиянием воды, которая даже в экстремально малых количествах определяет тип и интенсивность магматизма. Добавление 0,1 вес. % воды понижает температуру плавления на 200°К по сравнению с сухими условиями на глубине 200 км, а добавление 0,2 вес. % воды – на 500°К. Что касается вязкости, то введение 100-1000 ppm воды в оливин уменьшит вязкость на 2 порядка по сравнению с сухими условиями. Термальная структура ЗТТЗ, по мнению авторов, контролируется захороненными в процессе субдукции плитами, которые охлаждали мантию и служили источником воды.

Ситуация в Уральском палеозойском эпиокеаническом орогене, спаявшем Восточно–Европейский и Азиатский кратоны, во много сходна с той, что описана для ЗТТЗ.

По своей природе и геодинамической позиции палеозойский (точнее послесреднеордовикский) магматизм Урала является надсубдукционным, чем и определяются его основные физико–химические и вещественные параметры. Палеозоны субдукции в современной структуре представляют собой сутуры, сложенные в основном серпентинитовым меланжем. Эти разновозрастные зоны субдукции на всей палеозойской геологической истории орогена служили источником стагнированных (по терминологии Maruyama с соавторами) плит, которые не только меняли состав мантии под Уралом и охлаждали ее, но и служили постоянным источником воды. Последняя и определяла магматическую активность и сам тип уральского магматизма. Кратко суммируем его основные черты.

В развитии палеозойского магматизма отмечается четкая закономерность, которая заключается в смене мантийного ордовик - среднедевонского магматизма (460-395 млн. лет) мантийно-коровым позднедевонско-каменноугольным (365 - 315 млн. лет), а последнего – коровым гранитным магматизмом пермского возраста (290 – 250 млн. лет). Соответствующим образом в ходе развития орогена меняется и состав магматических серий. Тем самым фиксируется смена во времени главного источника магматизма и его положения в разрезе верхней оболочки Земли. Очаг ведущего типа магматизма в ходе развития орогена смещается с глубин 80–100 (15–30 кбар) км из мантийного клина до 20–30 км (5–8 кбар) в область коры, мощность которой возрастает и корни гор погружаются в зону P–T условий возможного частичного плавления.

Мантийный ордовикско–среднедевонский магматизм имеет преимущественно базитовый состав и представлен вулкано-плутоническими ассоциациями, в которых плутонические члены – это интрузии под вулканами. Ведущий механизм эволюции – кристаллизационная дифференциация. Состав исходной магмы для всех ассоциаций отвечает ультрамафитовому или мафитовому, т.е. является мантийным по магматическому источнику.

Важная особенность эволюции мантийного магматизма заключается в смене маловодных существенно габбро-норитовых серий водными роговообманковыми габброидами, которые образуют интрузивные залежи и дайковые поля в предшествующих габбро-норитах. В Платиноносном поясе Урала U-Pb цирконовый возраст кристаллизации лабрадоровых габбро-норитов, образующих крупные массивы, составляет около 440 млн. лет, а роговообманковых габбро – 425-420 млн. лет. Примерно такой же разрыв во времени установлен между габбро-норитами Восточно-Хабарнинского массива и их роговообманковыми эквивалентами – 415 и 405-400 млн. лет соответственно.

Начиная с позднего девона уральский магматизм принадлежит водному типу и представлен мантийно-коровыми позднедевонско-каменноугольными габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными (ГТГГ) сериями и пермскими существенно гранитными. В ГТГГ сериях базитовая мантийная составляющая – это роговообманковые габброиды, а гранитоиды большей частью являются продуктами частичного плавления базитов. Плавление осуществляется в пределах коры островодужного или континентального типа.

Наиболее крупные интрузивные массивы представляют собой центры длительной эндогенной активности, которые функционировали в течение времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов, а в отдельных случаях и дольше. Так,

Верхисетский ареал был сформирован в интервале времени 370–290 млн. лет, Челябинский – 360–260 млн. лет, Каменско–Адуйский – 300–250 млн. лет.

Длительный период формирования сложных по составу и строению массивов обусловлен многоактным процессом их становления, в котором выделяются следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) частичная кристаллизация роговообманковых габброидов, обогащение остаточного расплава водой; 3) самопроизвольное частичное плавление габброидов с образованием тоналит–гранодиоритового расплава (автомигматизация); 4) многоэтапная мигматизация (частичное плавление тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава; 5) формирование гранитной части массивов.

Котектический анализ магматических пород позволяет примерно оценить условия магмообразования на разных этапах эволюции магматизма. «Сухие» (габбро-нориты) и «водные) (роговообманковые) габброиды разного возраста и из разных структурно-формационных зон Урала отвечают по валовому химическому составу двупироксен-плагиоклазовым котектикам при близком давлении соответственно 15 и 14 кбар; P–T параметры водного анатексиса, продуктами которого являются тоналиты и гранодиориты, составляют 9–7 кбар и 700-750^{o}C, а водные пермские граниты соответствуют котектике при 5 кбар и 650-600^{o}C. Эти данные дают основание для оценки примерной минимальной глубины области мантийного магмообразования в 50–60 км, а корового – 35–20 км.

При температуре около 700^{o}C и давлении 25 кбар в субдуцируемой литосфере завершается дегидратация всех гидроксилсодержащих минералов и исчезает плагиоклаз – носитель стронция. Извлеченный из слэба флюид характеризуется высоким содержанием стронция. Он вызывает метасоматические преобразования в мантийном клине (обогащение его кальцием и стронцием) и, понижая температуру плавления, обеспечивает генерацию водного базитового расплава, родоначального для высокостронциевых роговообманковых габброидов.

Тепловой режим генерации водных базитовых расплавов определяет температуру верхних горизонтов мантии, а P-T параметры водного анатексиса, продуктами которого были тоналиты и гранодиориты – температуру нижней коры. P-T тренд водного магматизма (рис., линия I) показывает термальные условия орогена на стадии его надсубдукционного развития. Тренд намечает, с одной стороны, минимально возможные температуры генерации разных по составу силикатных магм в интервале колебаний SiO_2 от 48 до 76%, т.е. от габбро до гранита, а с другой - максимальные температуры, возможные на соответствующих глубинах. Тренд маловодного магматизма и сопряженного с ним дегидратационного анатексиса показан линией II и на 150–200^{o} является более высокотемпературным.

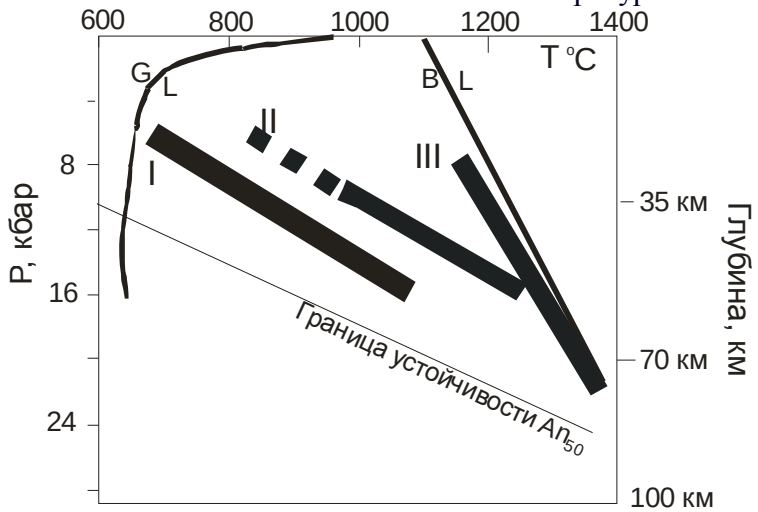


Рис.1 Примерные P-T параметры водного (I) и маловодного (II) магмообразования в складчатых поясах, а также образования океанических базальтов - MORB (III). Линии G–L и B-L соответственно водный солидус гранита и сухой солидус базальта. По авторам.

Все вышесказанное позволяет определить уральский ороген как «холодный». Можно ожидать, что подобные орогены обладают параметрами магматизма, близкими к уральским. Холодное состояние глубинных зон Урала, характеризующегося минимальным тепловым потоком сохраняется до настоящего времени.

Условия генерации базальтов срединно–океанических хребтов, наиболее распространенных сейчас на поверхности Земли магматических пород, отвечают более высоким температурам (рис., линия III). Тренд их эволюции фиксирует наиболее высокие температуры, возможные в верхней части нашей планеты.

****

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ПЛОЩАДОК «КОТЕЛ» И «ГРИФОН ИВАНОВА» (ПРИРОДНЫЙ ПАРК «НАЛЫЧЕВО», КАМЧАТКА)

П.П. Фирстов[1], e-mail: firstov@emsd.ru; В.А. Рашидов[2], e-mail: rashidva@kscnet.ru;
А.В. ельникова[3], e-mail: marla-com@mail.ru;
[1]Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия; [3]Камчатский Государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

In July 2010 we carried out complex geophysical investigations of thermal areas «Kotyol» and «Gryphon Ivanova» in the area of the natural park Nalychevo (Kamchatka). There are numerous travertine formations in the form of a cup or a dome in the thermal area «Kotyol». Their location, along radiating cracks reflected on the relief and on geophysical fields. We did not reveal significant anomalies, associated with natural sources, in geophysical fields of the thermal area «Gryphon Ivanova».

В июле 2010 г. на двух термальных площадках: молодой – «Котел» [1, 2] и современной – «Грифон Иванова» в пределах Природного парка Налычево (Камчатка) были выполнены комплексные геофизические исследованиях [3, 4]. Термальные площадки расположены в долине реки Горячей в нескольких сотнях метров от ее русла и является частью Налычевской гидротермальной трещинной системы, существующей около 15-20 тыс. лет. Термальные воды этой системы относятся к углекислым натриево-хлоридным с повышенным содержанием мышьяка и бора [5].

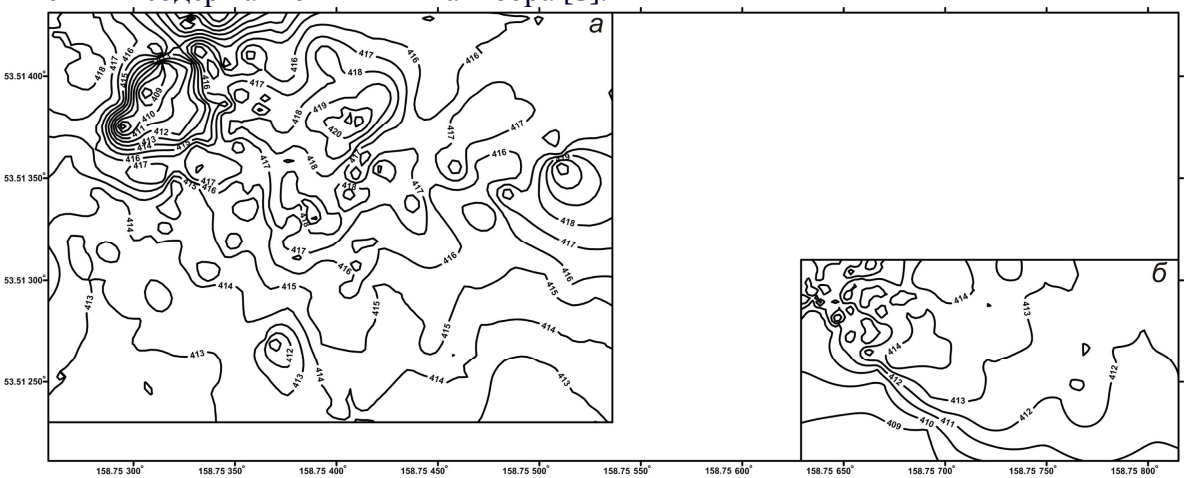


Рис. 1. Рельеф термальных площадок «Котел» (*а*) и «Грифон «Иванова» (*б*).

Травертиновая площадка «Котел» получила название по травертиновому куполу с чашей на вершине, которая была когда-то источником термальной воды, а термальная площадка «Грифон Иванова» – по одноименному грифону, названному в честь известного отечественного гидрогеолога В.В. Иванова. В каждой из 501 точки наблюдения

последовательно измерялись модуль вектора магнитной индукции, магнитная восприимчивость и мощность дозы γ-излучения. На профиле, пересекающем обе термальные площадки, в 73 шпурах выполнены измерения ОА Rn в подпочвенном газе.

Термальная площадка «Котел» имеет овальную форму, размер ~ 180×200 м и сложена травертиновыми отложениями с прослоями вулканического пепла. Площадку венчает травертиновый купол «Котел», возвышающийся над окружающей площадью на 5-7 м. Термальная площадка «Грифон Иванова», сложенная травертиновыми отложениями, имеет плоскую поверхность и размер 90×100 м (рис. 1).

В результате выполненных исследований установлено, что величина мощности γ-излучения в пределах термальной площадки «Котел» варьирует в пределах 5-36 мкР/ч (рис. 2). Выявленные локальные аномалии со значением $I \geq$ 20-30 мкР/ч обусловлены повышенным содержанием радия, который откладывался в травертиновом покрове в истоках термальных вод. Здесь зарегистрированы и высокие для Камчатки значения ОА Rn в почвенном воздухе (до 78.6 кБк/м^3), обусловленные с одной стороны эманирующими коллекторами с повышенным содержанием Ra, возникающими в травертинах в местах бывших истоков термальных вод, а с другой стороны зонами дизъюнктивных нарушений, которые, как правило, трассируются отрицательными формами рельефа.

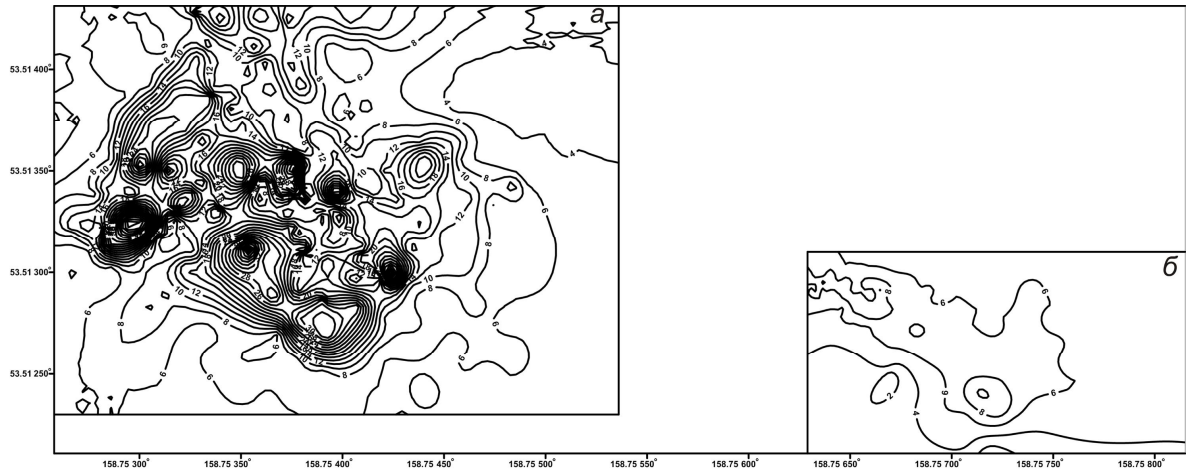


Рис. 2. Мощность γ-излучения термальных площадок «Котел» (*а*) и «Грифон «Иванова» (*б*).

Геомагнитные исследования показали, что травертиновый купол «Котел» располагается в области развития отрицательного магнитного поля (рис. 3), а на термальной площадке «Грифон Иванова» отмечены две положительные аномалии, вызванные обсадной и дренажной металлическими трубами. Лабораторные исследования отобранных горных пород показали, что травертины являются практически немагнитными.

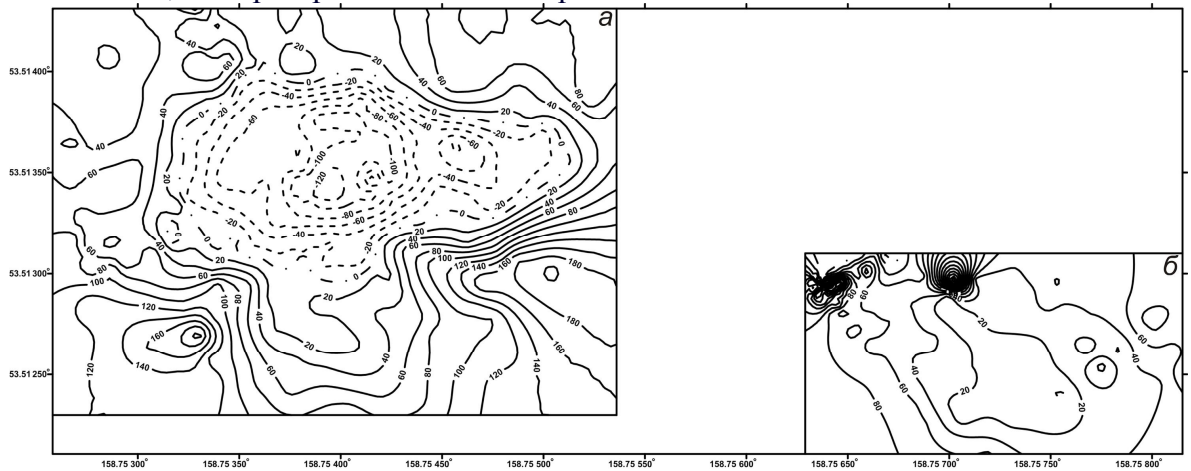


Рис. 3. Аномальное магнитное поле (ΔT)а термальных площадок «Котел» (*а*) и «Грифон «Иванова» (*б*).

Зональность осадков различного типа находит свое отражение на карте магнитной восприимчивости (рис. 4). При этом максимальные значения магнитной восприимчивости в юго-западной и восток-юго-восточной частях на травертиновой площадке «Котел» совпадают с максимальными значениями аномального магнитного поля (ΔT)а.

2.5D магнитное моделирование показало, что в пределах термальной площадки «Котел» аномалеобразующие тела расположены на глубинах 15-25 м в развитых здесь глинистых и валунно-галечных отложениях [6].

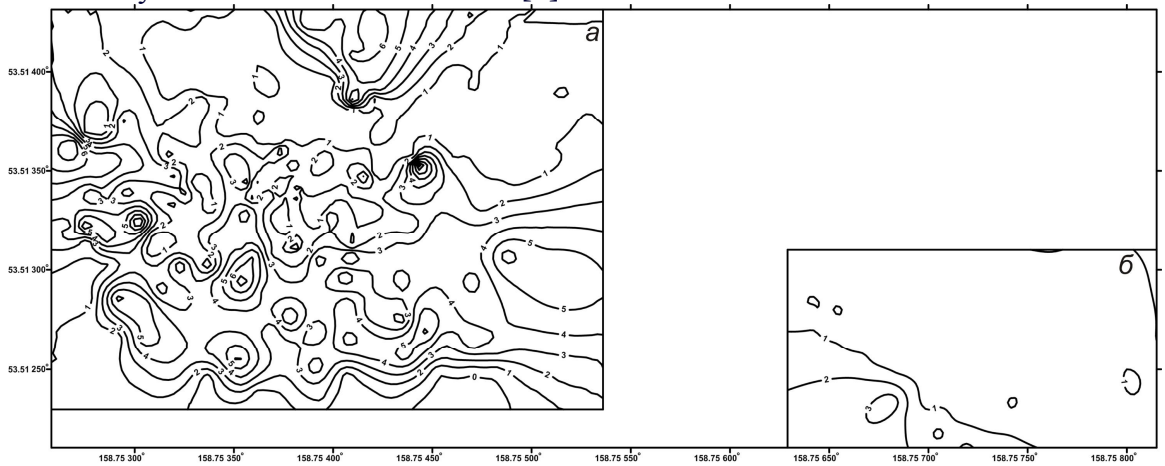


Рис. 4. Магнитная восприимчивость термальных площадок «Котел» (*а*) и «Грифон «Иванова» (*б*).

Многочисленные травертиновые чаши и купола, выявленные в пределах термальной площадки «Котел», развиты вдоль радиальных трещин, что находит свое отражение, как в рельефе, так и геофизических полях.

На термальной площадке «Грифон Иванова» существенных аномалий, связанных с естественными источниками, в геофизических полях не выявлено.

Исследованные термальные площадки представляют собой легкодоступную идеальную природную лабораторию для различных 4D съемок, которые интенсивно развиваются в настоящее время в гидротермальных районах [7, 8].

Список литературы

1. Новограбленов П.Т. Налычевские и Краеведческие горячие ключи на Камчатке // Изв. русск. геогр. общ-ва, 1929. С. 285-297.
2. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.-Л.: Издательство Академии наук СССР, 1937. 268 с.
3. Рашидов В.А., Мельникова А.В. Геомагнитные исследования термальной площадки «Котел» (Налычевская гидротермальная система, Камчатка) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г.Успенского, Пермь,24-28 января 2011 г. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 254-256.
4. Фирстов П.П., Рашидов В.А., Мельникова А.В., Андреев В.И., Шульженкова В.Н. Комплексные геофизические исследования в природном парке «Налычево» (Камчатка) в 2010 году // Вулканизм и связанные с ним процессы традиционная региональная научная конференция, посвященная Дню Вулканолога. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский. 30 марта - 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 86. (http://www.ivs.kscnet.ru/ivs/conferences/documents/tezis_2011.pdf).
5. Масуренков Ю.П., Комкова Л. А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 274 с.
6. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во Академии Наук, 1963. 172 с.

7. Glyn W.-J., Rymer H., Mauri G. et al. Toward continuous 4D microgravity monitoring of volcanoes // Geophysics. 2008. V. 73. № 6. P. WA19–WA28.
8. Sugihara M., Ishido T. Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry // Geophysics. 2008. V. 73. № 6. P. WA37–WA47.

****

УДК 551+622

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ НЕРАВНОВЕСНОЙ ДВУХФАЗНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ В НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ ПО ДАННЫМ АКТИВНОГО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО СКВАЖИННОГО МОНИТОРИНГА

О.А. Хачай, В.В. Дрягин, Г.В. Иголкина +7 343 2679560,olga.hachay@r66.ru
Институт геофизики УрО РАН,Екатеринбург, Россия

It is provided a comparison of no equilibrium effects by independent hydro dynamical and seism acoustic influence on an oil layer. 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. In earlier papers the analysis of the seism acoustic monitoring data in regimes of phone radiation, response on the first influence of given frequency and on the second influence is developed. For the analysis of seism acoustic response in time on fixed intervals along the borehole an algorithm of phase diagrams of the state of many phase medium is suggested in that paper on the base of developed algorithm a new algorithm of analyze of space, but integral in time for equal observation periods changing by the method of phase diagram state of many phase medium in the oil layer is developed.

Известно [1], что можно наблюдать проявления неравновесных эффектов при вытеснении несмешивающихся жидкостей в средах с двойной пористостью. Кроме того, неравновесность процессов двухфазной фильтрации в неоднородных средах может привести к потере устойчивости стационарных режимов течения и возникновению автоколебаний. В работе [2] показано, что неравновесность при этом оказывается следствием неоднородности пористой среды. При совместном движении в неоднородной пористой среде двух несмешивающихся жидкостей возникают локальные перетоки жидкости между фазами разной проницаемости из-за различия насыщенности в высоко - и низкопроницаемых областях пористой среды, а также при проявлении капиллярных сил. Поскольку вытесняющая жидкость вначале прорывается по высокопроницаемой среде, малопроницаемые включения (блоки) оказываются окруженными водой. Если порода гидрофильная, то нефть, содержащаяся в блоках, извлекается за счет капиллярной пропитки [3,4]. Дополнительные осложнения возникают из-за гистерезиса смачивания, капиллярного гистерезиса, изменения свойств твердого скелета и других эффектов последействия. Поэтому вид кривых относительно фазовой проницаемости (ОФП), как и кривых капиллярного давления, зависит от направления процесса (повышается или понижается в данный момент насыщенность смачивающей фазы), или в более общем случае, от всей предыстории процесса. Капиллярный гистерезис может существенно изменить ход процесса двухфазной фильтрации в тех случаях, когда насыщенность меняется немонотонно во времени. Наиболее характерный процесс подобного рода-двухфазная фильтрация в средах с двойной пористостью, примером которых могут служить трещиновато-пористые среды.

В Институте геофизики УрО РАН разрабатывается и совершенствуется метод активного сейсмоакустического мониторинга нефтяного пласта [5]. Этот метод используется для оценки нефтенасыщенности пласта и его способности к нефтеотдаче. В работах [6,7] для анализа сейсмоакустического отклика во времени на фиксированных интервалах по скважине предложен алгоритм построения фазовых диаграмм состояния многофазной среды. В настоящей работе на основе имеющегося алгоритма добавлен алгоритм анализа изменения пространственного, но интегрального по времени за одинаковые периоды наблюдения

методом фазовых диаграмм состояния многофазной среды в пределах нефтяного пласта. В результате скважинного мониторинга мы имеем три набора данных интенсивности сейсмоакустического излучения: фоновое $I(t,x)_f$, после первого возбуждения $I(t,x)_{V1}$ и после второго возбуждения $I(t,x)_{V2}$. Эти три функции при фиксированном x наблюдаются на временном интервале 14 секунд с частотой дискретизации 44100Гц с шагом по скважине 0.5м.

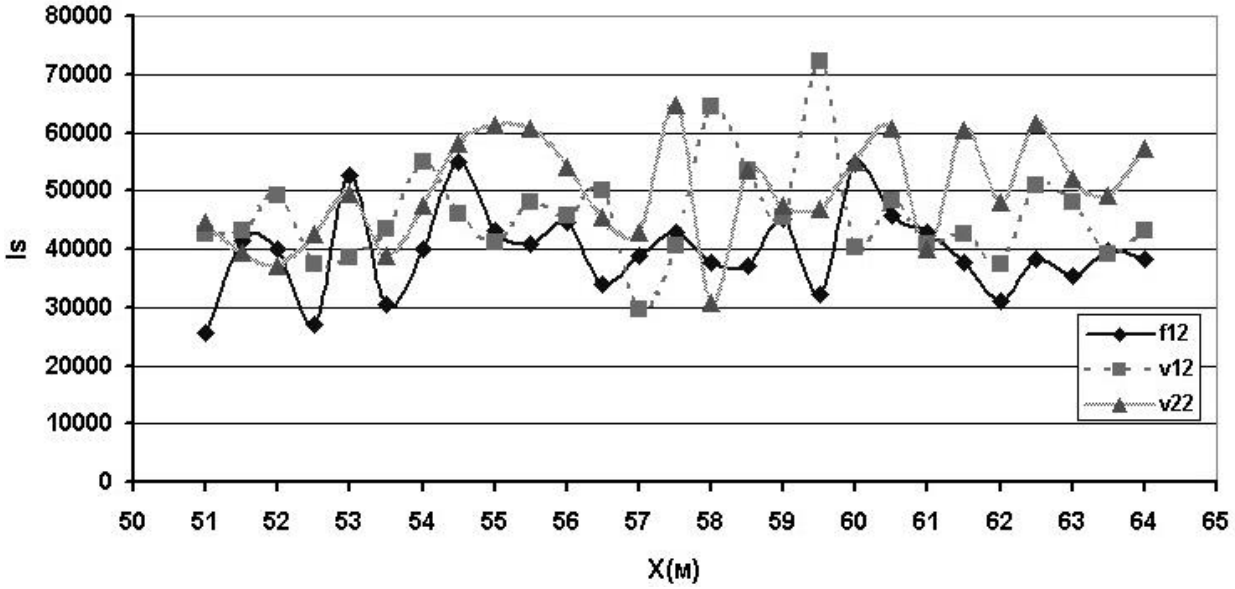


Рис.1. Распределение интегральной по времени интенсивности сейсмоакустического отклика вдоль скважины

Условные обозначения: f12-средняя по времени интенсивность отклика массива нефтяного пласта до возбуждения, v12- средняя по времени интенсивность отклика массива нефтяного пласта после первого цикла возбуждения, v22- средняя по времени интенсивность отклика массива нефтяного пласта после второго цикла возбуждения. Is- средняя интенсивность (усл.ед.), вертикальная по скважине координата: X=X(м)+2600м

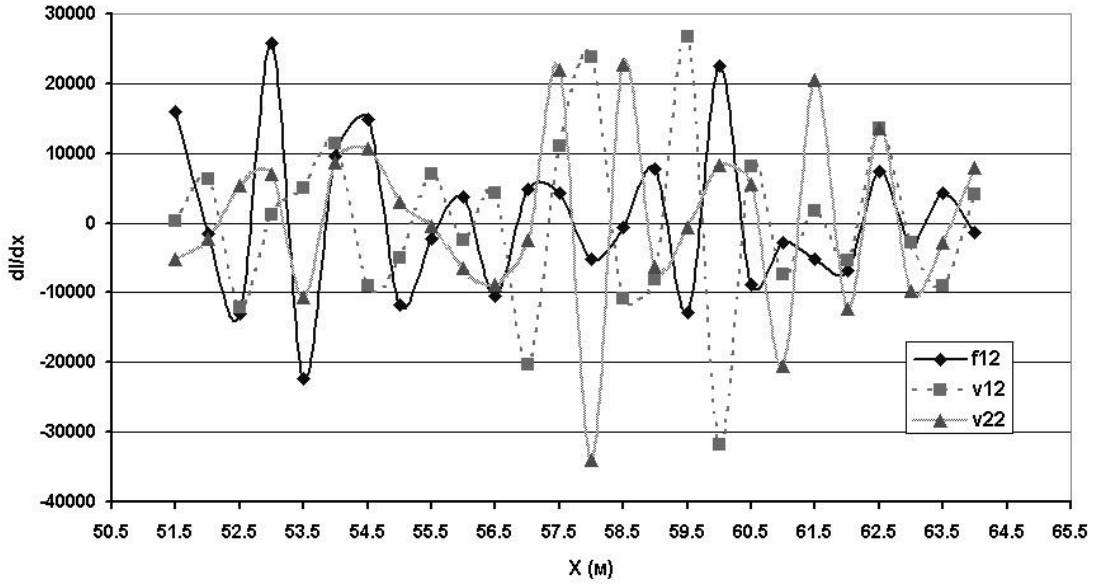


Рис.2. Изменение вдоль скважины распределения интегральной по времени интенсивности сейсмоакустического отклика.

Условные обозначения те же, что и на рис.1.

Далее, воспользовавшись алгоритмом построения фазовых диаграмм (автор Хачай О.Ю. (УрФУ) [7], введем для каждого цикла наблюдений параметр Is (усл.ед.), который вычисляется как среднее по времени значение для всего временного интервала наблюдений для каждой точки наблюдения по скважине для всех циклов наблюдения (по два для фоновых наблюдений, и по два для первого и второго возбуждений.

Будем считать, что к концу соответствующих циклов наблюдения во всех точках нефтяного пласта установилось некоторое состояние массива, вообще говоря, еще неравновесное. Известно, что по закону Дарси, скорость фильтрации жидкости пропорциональна градиенту давления. По аналогии исследуем распределение пространственной производной Is вдоль скважины (рис.2.). Выделим для трех циклов наблюдения интервалы по скважине, для которых модуль Is превышает 20000 условных единиц. Из анализа результатов (рис.3.) следует, что увеличение активизации массива на конкретном выделенном аномальном по параметру dI/dx происходит при dI/dx >0, при dI/dx<0 происходит уменьшение выделения энергии. Этот эффект может быть связан в первом случае с увеличением подвижности нефти, а во втором случае подвижности воды. Этот же эффект мы наблюдаем на фазовых диаграммах, но на других интервалах после первого и второго циклов воздействия.

Таблица интервалов аномальных значений пространственной производной интегральной по времени интенсивности отклика массива для трех циклов наблюдения по скважине.

X	1	2	3	4
f12	53	53.5	60	
v12	58	59.5	60	
v22	57.5	58	58.5	61

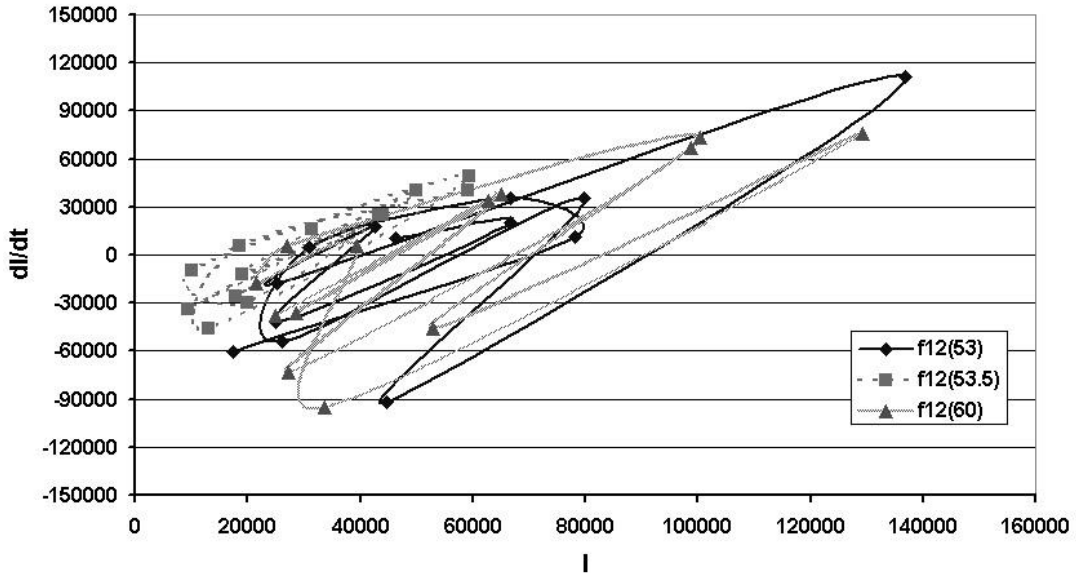


Рис.3. Фазовые диаграммы состояния массива нефтяного пласта для выделенных интервалов (таблица) скважинного пространства до воздействия.
Условные обозначения: I-интенсивность сейсмоакустического отклика, как функция времени за 14 сек. наблюдения (усл.ед), при f12 в скобках указаны координаты интервалов по скважине X+2600 (м).

Таким образом, разработанный метод анализа сейсмоакустической информации позволяет на качественном уровне классифицировать состояние многофазной среды, какой является нефтяной пласт, используя данные от многократного воздействия. Для количественного решения перечисленных выше явлений неравновесного и гистерезисного

взаимодействия воды и нефти при отработке нефтяного пласта, необходимо дополнить и развить систему сейсмоакустических наблюдений.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН-1 на 2009-2011 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хасанов М.М.,Булгакова Г.Т. Нелинейные и неравновесные эффекты в реологически сложных средах.Москва.Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2003, 288стр.
2. Баренблатт Г.И. Гильман А.А. Математическая модель неравновесной противоточной капиллярной пропитки.// ИФЖ 1987. Т.52, №3, с.456-461.
3. Баренблатт Г.И., Ентов В.И., Рыжик В.М. Движение жидкости и газов в природных пластах. М. Недра. 1984, 211с.
4. Рыжик В.М. Вытеснение нефти водой в пористой среде с малопроницаемыми включениями.// Изв.АН СССР МЖГ 1964,№1,с.126-132.
5. Дрягин В.В., Иголкина Г.В., Иванов Д.Б. Опыт изучения информативных характеристик вызванной акустической эмиссии в нефтенасыщенных пластах терригенного типа.// Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения Ю.П.Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург. ИГФ УрО РАН,- 2009.С.168-174.
6. Хачай О.А., Дрягин В.В. Метод фазовых диаграмм для анализа данных сейсмоакустического пространственно-временного мониторинга нефтяных скважин.// Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 37-й сессии Международного Семинара им. Д.Г. Успенского. Москва ИФЗ РАН, 2010.-С.380-385..
7. Хачай О.А., Дрягин В.В. Анализ данных сейсмоакустического активного пространственно-временного мониторинга геологической среды с позиции открытой динамической системы.// Сборник трудов науч-ной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения А.В.Римского-Корсакова. Москва АКИН, РАО,2010.-С.143-146.

****

УДК 622.83+ 530.1(075.8)

ИЗУЧЕНИЕ И КОНТРОЛЬ СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ С ПОЗИЦИИ ТЕОРИИ ОТКРЫТЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ УДАРООПАСНЫХ ГОРНЫХ МАССИВОВ)

О.А. Хачай, О.Ю. Хачай , +73432679560, olga.hachay@r66.ru
Институт геофизики УрО РАН, Уральский Государственный Университет, Екатеринбург, Россия.

Abstract: It had been provided a comparison between the theoretical results of chaotization sources in nonlinear dissipative dynamical systems and results of processing by phase diagrams of detailed mine seismic catalogue data-seismic response on the explosion influence of rock burst massive. The theoretical and experimental results are identical. For further use of the mathematical results for analyze of practical data we must add our data base by detailed deformation monitoring data and induction electromagnetic data. Then we can try to solve the problem of burst prediction using the results of mathematical theory of chaos occurring.

Известно, что подавляющее число геологических систем, в том числе и горные массивы, находящиеся под влиянием взрывных воздействий являются открытыми и неравновесными динамическими системами. Прекращение энергетического потока обрекает их на переход в стадию консервации, когда длительность существования обуславливается ее энергетическим потенциалом за счет накопленной энергии на предыдущем этапе [1]. На определенной стадии развития открытая динамическая система, обменивающаяся веществом

и энергией с окружающей средой, распадается на ряд подсистем, которые в свою очередь могут и далее дробиться на еще меньшие системы. В основе процессов самоорганизации в открытых неравновесных геологических системах лежит энергетическое начало. Если энергетический потенциал не достигнет порогового значения, то процессов самоорганизации не происходит, если же его достаточно, чтобы компенсировать его потери во внешнюю среду, то в ней будут проявляться процессы самоорганизации и образовываться пространственно-временные или временные структуры. Переход хаос-структура осуществляется скачком. Если поступление энергии в систему слишком много, структурирование среды прекращается, и мы имеем переход к хаосу.

В любых открытых, диссипативных и нелинейных системах возникают автоколебательные процессы, поддерживаемыми внешними источниками энергии, в результате которых протекает самоорганизация [2].

Парадигма физической мезомеханики, введенной академиком Паниным В.Е. и его школой [3], включающая в себя синергетический подход, является конструктивным средством для изучения и изменения состояния гетерогенных материалов. Этот результат получен этой школой на образцах различных материалов. В наших исследованиях нестационарной геологической среды в рамках натурных экспериментов в реальных горных массивах, находящихся под сильным техногенным влиянием, было показано, что динамика состояния может быть выявлена с использованием синергетики в иерархических средах [4,5]. Важную роль для исследования динамических геологических систем играет сочетание активного и пассивного геофизического мониторинга, который можно осуществить с использованием электромагнитных и сейсмических полей. Изменение состояния системы на исследуемых пространственных базах и временах проявляется в параметрах, связанных со структурными особенностями среды второго и более высокого ранга. Таким образом, изучение динамики состояния, его структуры и явления самоорганизации массива следует вести геофизическими методами, настроенными на многоранговую иерархическую нестационарную модель среды.

В работе [6] тезис о том, что массив горных пород является открытой динамической системой, состояние которой определяется синергетическими свойствами, продемонстрирован количественно путем анализа фазовых портретов. В качестве фазовых координат использованы параметры интегральной и поинтервальной интенсивности зон неоднородности второго ранга и их разностных аналогов производных по времени, определяемых по данным активного электромагнитного индукционного пространственно-временного дискретного мониторинга. Дальнейшие исследования состояния массива с использованием подходов теории динамических систем [2,7] продолжены 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 2008г. В качестве данных использованы пространственно-временные координаты всех динамических явлений-откликов массива, происшедших за этот период внутри шахтного поля, а также взрывов, произведенных для отработки массива, и значения зафиксированной сейсмической станцией энергии [8]. Фазовые портреты состояния массивов северного и южного участков построены в координатах Ev(t) и d(Ev(t))/dt, t-время, выраженное в долях суток, Ev-выделенная массивом сейсмическая энергия в дж. В этой работе проанализирована морфология фазовых траекторий сейсмического отклика на взрывные воздействия в различные последовательные промежутки времени южного участка шахты. В этот период по данным о произведенным технологическим и массовым взрывам большая часть энергии была закачана именно в южный участок шахты. Кроме того в конце 2007 года именно в южном участке произошел один из самых сильных горных ударов за всю историю работы рудника. 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.

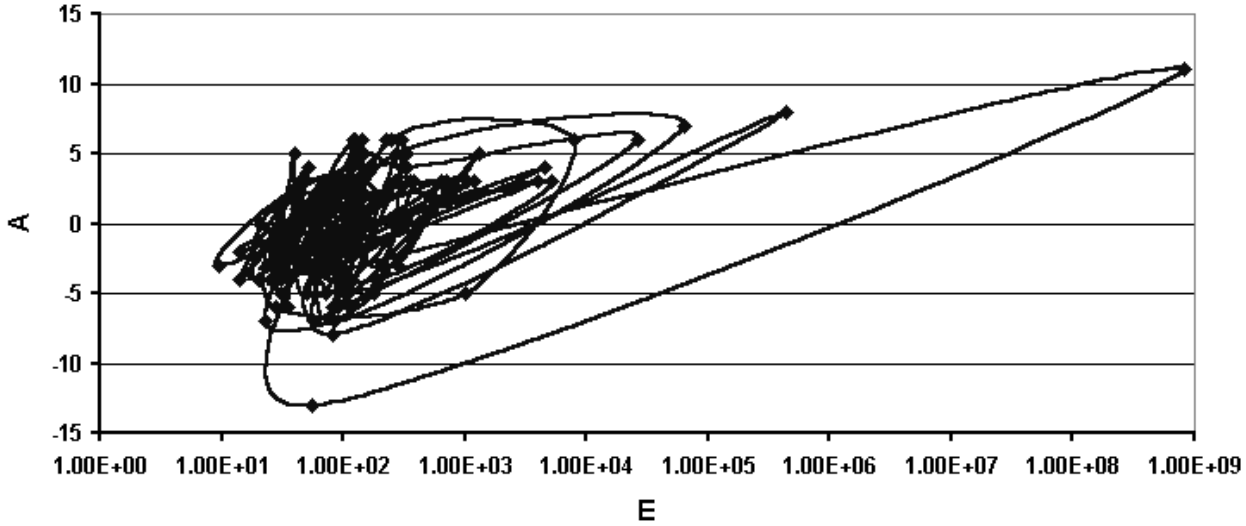


Рис.1 Фазовый портрет отклика состояния массива во время одного из наиболее сильных горных ударов на Таштагольском руднике.а) за промежуток времени 25.11-29.12 2007г.
Ось OX- выделенная массивом энергия в дж. за соответствующие промежутки времени, ось OY-d(lgE)/dt, t-время в долях суток.

Так как исследуемый объем массива один и тот же и мы изучаем процесс его активизации и спада, то очевидно имеют место два взаимозависящих друг от друга процесса: накопление энергии в притягивающей фазовые траектории области и резонансного сброса накопленной энергии. Интересно отметить, что после этого сброса система возвращается снова в эту же притягивающую фазовые траектории область.

Это подтверждается и детальным анализом фазовых траекторий сейсмического отклика массива до и после самого сильного горного удара (рис.1). Сопоставление фазовых портретов отклика состояния массива до и после горных ударов различной интенсивности и в различные промежутки времени свидетельствуют о том, что выбранный нами объем в виде южного участка реагирует на оказываемое на него воздействие подобным образом, отражая слаженный или совместный механизм освобождения накопленной энергии.

В работе [2] и представленной там обширной библиографии приводится математический аппарат для моделирования процессов в локально активных сплошных средах. При этом подчеркивается, что в нелинейных активных средах возникновение возмущений может носить локализованный и даже спонтанный характер. Рассматриваемые процессы наблюдаются достаточно широко в физике, биологии, химии. Аналогичные процессы могут происходить и в среде, активное и возбудимое состояние которой поддерживается постоянной накачкой энергии из внешнего источника энергии.

Общей причиной хаотизации и стохастизации движений динамической системы являются потери ими устойчивости и экспоненциальное разбегание близких фазовых траекторий, сочетающиеся с их общей ограниченностью и некоторым их общим сжатием. Простейшей моделью экспоненциальной неустойчивости в сочетании с общим сжатием может служить экспоненциальное нарастание отклонения с последующим сбросом. В фазовом пространстве область G соответствует области, в которой фазовые траектории экспоненциально разбегаются (в нашей терминологии область клубка фазовых траекторий рис.1) и затем покидают ее. После того, как фазовые траектории покидают область G, характер движения изменяется, и дальнейшее движение фазовых точек приводит к их возврату в исходную область G. Этот результат совпадает с полученным анализом фазовых диаграмм, построенных по данным сейсмического шахтного каталога (рис.1).

В работе [2] исследованы методы трансформации фазового пространства, отображающего реальные движения физической системы в пространстве и во времени. Для этого необходимо базу исходных данных, описывающих состояние нелинейной, нестационарной системы дополнить данными детального деформационного и электромагнитного пространственно-временного мониторинга. В этом случае можно удовлетворительно ставить задачу о прогнозе критического состояния локального участка горного массива, связанного с покиданием фазовой траектории области квазиустойчивого состояния.

Работа выполнена по гранту РФФИ 10-05-00013 а и Интеграционному проекту с ИГД СО РАН 2009-2011.

Литература.

1. *Летников Ф.А*. Некоторые проблемы синергетики в науках о Земле. Синергетика геосистем.- Москва: МО РМО, 2007.С.7-15.
2. *Наймарк Ю.*И.,Ланда П.С. Стохастические и хаотические колебания.//М.: Книжный дом “ЛИБРОКОМ”, 2009.-С.424.
3. *Панин В.Е.*Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов.- Новосибирск: Наука,2005.- Т.1.- С.365.
4. *Хачай О.А., Хачай О.Ю.* Метод оценки и классификации устойчивости массива горных пород с позиции теории открытых динамических систем по данным геофизического мониторинга // Горный информационно-аналитический бюллетень. МГГУ, 2005.- N6.- С. 131–142.
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. *Чуличков А.И.* Математические модели нелинейной динамики. М.: Физматлит, 2003.- С.294.
8. *Хачай О.А., Хачай О.Ю., Климко 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, №6, 2010, с.259-271.

****

УДК 550.3

ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЯДРА И МАНТИИ ПРИ АККУМУЛЯЦИИ ЗЕМЛИ

Ю.В. Хачай[1], *В.Н.Анфилогов*[2]
[1]*Институт геофизики УрО РАН. 620016. Екатеринбург. Yu-Khachay@yandex.ru*
[2]*Институт минералогии УрО РАН. 456317. Миасс. Anfilogov@mineralogy.ru*

Внутреннее строение Земли, термодинамические условия формирования внутренних оболочек и динамика в ней тектонических, магматических и метаморфических процессов определяются способом ее формирования, составом планеты ко времени завершения ее аккумуляции. Наиболее детально проработана модель гомогенной аккумуляции вещества Земли из холодного газово-пылевого облака [1,2]. В этой модели формирование железного ядра и силикатной мантии в первично однородной Земле могло начаться только после разогрева ее верхнего слоя на завершающем этапе формирования. Против такой модели имеются серьезные геохимические аргументы [3]. Последнее время была популярна модель

мегаимпакта [4], в которой предполагается катастрофическое столкновение почти сформировавшейся Земли с телом, массой Меркурия или даже Марса. Однако, ни в той ни в другой модели аккумуляции не удается построить механизм раннего разделения резервуаров ядра и мантии, согласованный с изотопными геохимическими данным [5].

В [6,7] мы предложили принципиально новую модель гетерогенной аккумуляции Земли. Она позволяет объяснить механизм образования частично расплавленного железо-никелевого ядра на начальном этапе формирования Земли и обосновывает новый механизм дифференциации вещества в процессе аккумуляции Земли. Он основан на результатах численного решения уравнения теплопроводности во внутренних областях растущей в процессе аккумуляции планеты. В качестве кондуктивных механизмов теплопереноса учитывается решеточный и радиационный, а конвективный тепломассоперенос учитывается через эффективное число Нуссельта. Возникновение и эволюция зоны проплавления прослеживается на основе решения задачи Стефана по методу, обоснованному в [8]. Граничное условие на растущей поверхности определяется уравнением баланса плотности энергии поступающей к поверхности за счет перехода в тепло части потенциальной гравитационной энергии, поступления лучистой энергии Солнца, поступления теплового потока из внутренних областей Земли и пере излучаемой в космос по закону Стефана. Для решения используется метод конечных разностей с однородной по пространственным координатам и не однородной по временной координате сеткой. Шаг по временной координате находится с использованием уравнения Сафронова, описывающего скорость изменения массы зародыша планеты для выбранной модели распределения плотности так, чтобы при переходе на следующий временной слой радиус растущей планеты увеличивался на постоянную величину, здесь на 500м. Этим достигается то, что в теле переменного радиуса пространственные узлы на предыдущем временном слое остаются узлами на последующем слое и исключает необходимость интерполяции искомой функции при решении нелинейной задачи. В результате для каждого последующего временного шага находится новое распределение литостатического давления, температуры, а с использованием известных феноменологических соотношений распределение температуры плавления и вязкости вещества при заданной модели валового состава и плотности вещества. Имея эти распределения появляется принципиальная возможность из условия минимума потенциала свободной энергии находить прогнозный равновесный минеральныый состав, аналогично предложенному для современного состояния в [9].

Показано, что учет выделения тепла при распаде короткоживущими радиоактивными элементами и прежде всего ^{26}Al, обеспечивает во внутренних областях зародышей в зоне питания Земли температуры выше температуры плавления железа, как только и их радиус станет больше (50-100)км. Эта расплавленная внутренняя часть покрыта тонкой, преимущественно силикатной холодной твердой оболочкой. Масса зародышей еще мала и при их столкновениях расплавленные преимущественно железные ядра зародышей сливаются, а для удержания осколков силикатных твердых оболочек гравитационный радиус тел еще слишком мал и они выбрасываются в “зону питания” . Развивается своеобразный механизм дифференциации на стадии аккумуляции планеты. По мере роста центрального тела происходит увеличение его гравитационного радиуса и вычерпывание крупных зародышей с расплавленными железными ядрами. Некоторые варианты полученных результатов представлены на рис.2 в [7]. Из приведенных результатов видно, что для большей части вариантов к началу формирования мантии температура на поверхности ядра оказывается выше температуры ликвидуса модельных составов. Дальнейшее развитие процессов плавления и дифференциации силикатного вещества мантии определяется прежде всего долей потенциальной энергии, падающих на поверхность Земли планетезималей в тепловую энергию. Величина этого вклада зависит от степени не упругости столкновения аккумулируемых тел с поверхностью растущей Земли. Температура, необходимая для плавления, поддерживается как за счет высокой эффективной теплопроводности вещества ядра, так и поступлении тепла при неупругом соударении аккумулируемых тел. С

превышением критического значения числа Релея при найденных на этом временном слое распределениях гравитационного ускорения, температуры, адиабатической температуры и вязкости в силикатной оболочке возникнет тепловая конвекция, которая обеспечивает эффективный теплоперенос в слое. В полученных вариантах решений прослеживается перемещение верхней границы расплава к поверхности растущей Земли вдоль кривой плавления, подобно процессу, описанному в работе [10]. Это может продолжаться до тех пор, пока потери тепла через поверхность слоя не скомпенсируют приток тепла от его нижней границы. Поскольку температура ликвидуса модельного перидотита при повышении литостатического давления растет быстрее, чем температура на границе ядро-мантия, наступит момент, когда слой силикатного расплава на нижней границе начнет кристаллизоваться. Мощность слоя силикатного расплава, при которой начнется его кристаллизация можно рассматривать как глубину «океана» магмы, который образуется в процессе формирования мантии Земли. В полученных вариантах численного решения мощность слоя расплава может достигать 800 – 900 км. Первыми кристаллическими фазами, которые могут кристаллизоваться на дне магматического «океана», исходя из принятого состава, являются Mg-пироксен со структурой перовскита и магнезиовюстит. Кристаллизация магнезиовюстита и Mg-пироксена приведет к образованию в основании мантии слоя из смеси этих минералов. Существенным моментом начального этапа кристаллизации является распределение железа между расплавом и твердыми фазами. Металлическое железо, поступающее на поверхность растущей Земли в составе хондритового материала, будет плавиться, образуя капли не смешивающейся с силикатным расплавом жидкости, насыщаться оксидом железа и опускаться на поверхность ядра. Имея меньшую плотность, чем плотность расплавленного ядра, оксид железа и металлическое железо, насыщенное оксидом, может сформировать слой расплава на границе ядро-мантия, который будет иметь диффузионную границу с расплавленным ядром. Учитывая, что содержание FeO в хондритовом материале выше, чем в модельном перидотите, Mg-перовскит и магнезиовюстит также будут обогащены оксидом железа по сравнению с составом этих фаз в опытах по плавлению перидотита KLB-1 [11,12]. Высокое содержание FeO при низком парциальном давлении кислорода допускает диспропорционирование оксида железа с образованием Fe и Fe_2O_3. Это открывает возможность для перехода образованного таким путем железа в ядро. Трехвалентное железо вместе с алюминием может входить в состав Mg-перовскита [11] или образовывать магнетит. Следует заметить, что процесс кристаллизации в слое расплава, который постепенно перемещается к поверхности, происходит в условиях открытой системы, так как в него постоянно поступает новый материал, осаждающийся на поверхность Земли в процессе аккумуляции. В этих условиях процесс дифференциации становится подобным зонной плавке. Но поскольку кристаллизация происходит только в основании слоя расплава, а состав поступающего в систему материала варьирует в ограниченных пределах, то минеральные ассоциации, которые формируются в основании слоя в процессе кристаллизации можно прогнозировать достаточно точно. По мере наращивания слоя кристаллического материала на поверхности ядра, удаления нижней границы слоя расплава от границы ядро-мантия и уменьшения размеров и числа планетезималей, падающих на поверхность растущей Земли, мощность слоя проплавления будет уменьшаться. Если остановиться на вариантах численного решения тепловой задачи, в которых уменьшение мощности слоя расплава начнется, когда его верхняя граница приблизится к уровню поверхности современной Земли, то можно оценить положение нижней границы верхней мантии Земли как глубину основания слоя расплава, которая установилась на завершающем этапе аккумуляции Земли. Первичные состав и структура верхней мантии будет определяться составом расплава, в момент, когда мощность слоя расплава начала уменьшаться и его дифференциацией в процессе охлаждения и кристаллизации в условиях закрытой системы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 09-05-00983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
2. *Витязев А.В, Печерникова Г.В* Планеты земной группы. М.: Наука,1990. 296 с.
3. *Кусков О.Л., Хитаров Н.И.* Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука. 1982. 279 с.
4. Wetherill G.W. Occurrence of Giant Impacts during the growth of the terrestrial planets // Science. 1985. v.228 877-879.
5. *Harper C, Jacobsen S.* Evidence for ^{182}Hf in early Solar system and constraints of the timescale for terrestrial accretion and core formation// Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V.60. No 7. P.1131-1153.
6. *Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.* Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли// Доклады РАН. 2005. Т. 405.№ 6.С. 803-806.
7. *Khachay Y.V., Anfilogov V.N.* Variant of temperature distributions in the Earth on its accumulation // Prpceeding of the conference “ The stady of the Earth as planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy. Kiev. 2009. P.197-203.
8. Самарский
9. Кусков
10. *Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К* Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли. ДАН ССР. 1969. т. 188. №2, стр.338-342.
11. *Herzberg C., Zang J.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone// J. Geophys. Res. 1996. V. 101 NO B4 P. 8271-8295.
12. *Agee C.B., Li J. Shannon M.C, Circone S.* Pressure-temperature phase diagram for the Allende meteorite// J. Geophis. Res. 1995. V. 100. NO B9. P. 17725-17740.

****

УДК 550.380

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ, ВЫПОЛНЯЕМЫХ НА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ "КЛЮЧИ", НОВОСИБИРСК

С.Ю. Хомутов, А.Ф. Павлов, О.И. Федотова
тел.+7-(383)-3302486, email: hom@ngs.ru
Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Новосибирск, Россия

The results of the investigations of the temperature effects in the magnetic measurements on the Geophysical observatory "Klyuchi" in Novosibirsk are presented. Various temperature sensors are used to measure the temperature on different places in variometer hut and it environment. It is presented the results of the estimation of temperature coefficients of the fluxgate variometer LEMI-008 during January 2011 when the extremal weather conditions with air temperature up to -45°C was occurred. The ambiguity of the temperature impact on magnetic measurements is noted.

Введение

Вариации температуры могут оказывать существенное влияние на обсерваторские магнитные измерения (см., например, [1], разд.6.2). Наиболее проблемные ситуации возникают на обсерваториях в зонах с экстремальными климатическими условиями и при ограниченном энергоснабжении. Возможные пути ослабления температурных эффектов разнообразны и активно используются в обсерваторской практике. К сожалению, ни один из методов не обеспечивает полное их исключение в итоговых магнитных данных, хотя в комплексе они позволяют уменьшить влияние температуры до долей нТл.

Новосибирская Геофизическая обсерватория "Ключи" расположена в регионе с резко-континентальным климатом. Температура воздуха летом в солнечный день может достигать +40°С, а зимой опускаться ниже -40°С. Вариационный магнитный павильон представляет собой типовое здание из силикатного кирпича, в котором из досок оборудована внутренняя изолированная камера (стены и потолок) с четырьмя постаментами (см. рис.1). В простенке установлено два регулируемых и три нерегулируемых немагнитных спиральных нагревателей. Термометр системы терморегуляции расположен на западной стене внутри термокамеры на высоте около 1.5 м, управляющая и силовая электроника находится в техническом павильоне, температура внутри камеры поддерживается на уровне +20°С с колебаниями до 0.5°С в режиме регуляции.

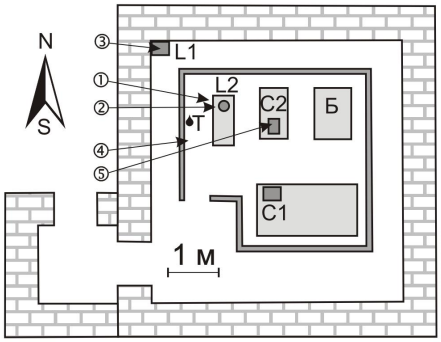


Рис.1. Схема вариационного павильона. 1,2,3,4,5 - термодатчики Termo-3, Termo-1 и ЦМВС, L1,L2 – блок электроники и датчики LEMI-008, С1,С2 – электроника и датчики ЦМВС, Б – датчики аналоговой серии Боброва, Т – термометр системы терморегулирования.

В 2003 г. на обсерватории были установлены новые цифровые магнитометры – протонный POS-1 и феррозондовый трехкомпонентный вариометр LEMI-008, результаты измерений которыми в течение нескольких лет показали, что в данных вариометра присутствуют температурные эффекты. В апреле 2010 г. была установлена цифровая магнитовариационная станция (ЦМВС) "Кварц-09" со встроенным термодатчиком. Также в вариационном павильоне были размещены дополнительно несколько цифровых термодатчиков. Таким образом, появилась возможность для более точного исследования температурных эффектов в магнитных измерениях, выполняемых на обсерватории. Предварительные результаты представляются в данной работе.

Используемая аппаратура и методика, условия измерений

Температура в вариационном павильоне измерялась с помощью двух цифровых измерителей Termo-1 и Termo-3, представляющих собой терморезистор МЛТ-1, включенный в мостовую схему с линеаризацией, собранную на усилителе INA118 (в Termo-3 использовались три терморезистора, последовательно коммутируемых на входе усилителя). Чувствительность измерителей составляет около 0.01°С, частота измерений 1 Гц (в Termo-3 данные усредняются на интервале 32 с). Обе системы прокалиброваны в широком диапазоне температур сравнением с образцовым ртутным термометром, итоговая погрешность оценивается не более 0.1°С. Подобная схема использовалось для термодатчика, который входит в комплект ЦМВС.

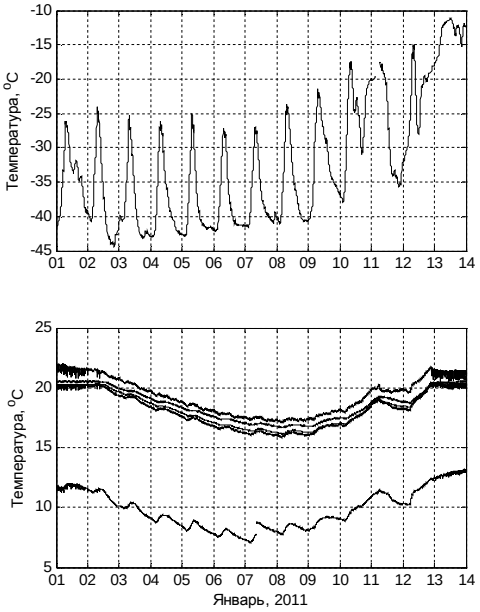


Рис.2. Температура в январе 2011 г. наружная (вверху) и в вариационном павильоне (внизу, нижняя кривая – датчик 1, верхняя – датчик 3).

Температура непрерывно измерялась в нескольких точках внутри вариационного павильона (см. рис.1), в том числе внутри камеры - датчики 1 (на полу) , 2 (на постаменте) ,4 (на высоте около 1 м) и 5 (в стойке Z-датчика ЦМВС), и в простенке - датчик 3 (на блоке электроники LEMI). Дополнительно имелись данные о температуре в блоке электроники и в блоке датчиков LEMI-008 (встроенные термодатчики с отсчетной точностью 1°С, частота 1 Гц). Внешние метеорологические условия регистрировались с помощью метеостанции

Oregon Scientific WMR200 (температура, влажность, давление, скорость и направление ветра, периодичность 1 мин.).

Стандартный метод определения температурных коэффициентов – это сравнение результатов абсолютных измерений с данными вариометра при его охлаждении или нагреве. В данной работе мы воспользовались ситуацией, сложившейся в начале января 2011 г., когда в районе обсерватории больше недели простояли морозы с ночными температурами ниже -40°C. В этот период вариационный павильон охладился настолько, что система терморегулирования не могла обеспечивать поддержание температуру, которая за неделю понизилась с +20°C до +16°C. По паспортным характеристиками LEMI-008 в магнитных рядах можно было ожидать температурные вариации до 1 нТл.

В качестве опорного вариометра, данные которого принимались свободными от температурной зависимости, использовалась ЦМВС "Кварц-09". Температурные коэффициенты ЦМВС были определены локальным охлаждением и нагревом при ее установке в апреле 2010 г. и имеют значения: $K_t(D) = 0$, $K_t(D) = +0.3$, $K_t(Z) = –1.2$ (в нТл/°C).

Результаты и обсуждение

На рис.2 показана наружная температура и температура в вариационном павильоне. На кривых 1 и 13 января видны колебания из-за срабатывания системы терморегулирования. Разности LEMI-ЦМВС минутных значений составляющих X,Y,Z представлены на рис.3 (вместе с показаниями термодатчика 5). Зависимость от температуры во всех каналах просматривается достаточно надежно, температурные коэффициенты составляют $K_t(X)=+0.3$, $K_t(Y)=–0.4$, $K_t(Z)=–0.3$ (в нТл/°C). Оценки также были сделаны "классическим" методом – сравнением вариаций с результатами абсолютных наблюдений. К сожалению, точность абсолютных данных относительно невысока, а измерений было немного. Тем не менее, значения K_t были получены и они практически совпали с оценками, основанными на сравнении с ЦМВС.

Таким образом, в январе 2011 г. двумя независимыми методами были определены температурные зависимости феррозондового вариометра LEMI-008. Сравнение базисных линий, вычисленных с учетом и без учета эффекта температуры, показало, что вариации базисных значений в январе уменьшились, в особенности это было заметно в Y-компоненте.

Основная проблема, которую необходимо отметить – это возможная нестабильность базисных линий исследуемого вариометра на достаточно большом временном интервале (две недели) из-за несвязанных с температурой причин. Наличие таких нетемпературных трендов может приводить к эффектам типа гистерезиса, когда возникают два набора различающихся коэффициентов K_t – раздельно для периода охлаждения и нагрева. Подобная ситуация может возникать и при значительном фазовом сдвиге между вариациями температуры и их проявлениями в магнитных данных, например, если температура и магнитное поле измеряются в разных местах (см, например, [2]). В нашем случае "гистерезис" также имел место (более сильная зависимость при охлаждении павильона и совсем слабая при нагреве), однако, в качестве причины рассматривался

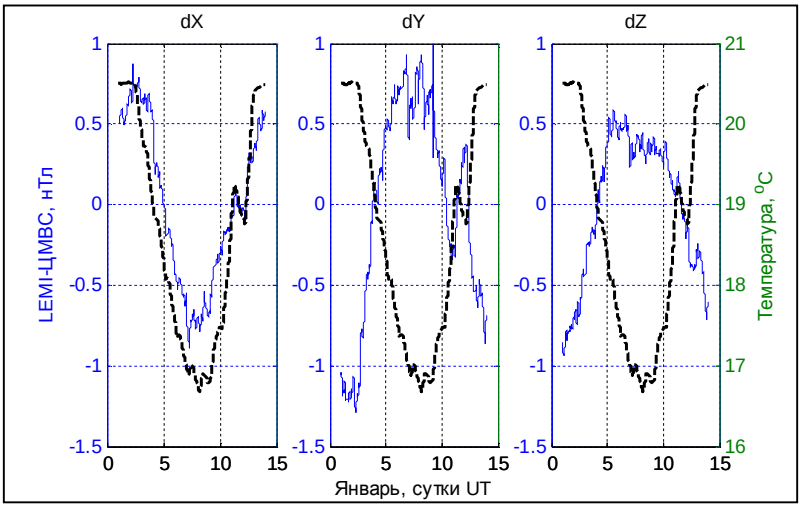


Рис.3. Вариации магнитных данных (сплошная линия, левая шкала) и температуры (пунктир, правая шкала) в январе 2011 г.

нетемпературный дрейф базисных линий LEMI-008, учет которого дает кривые, показанные на рис.3.

Выводы

В январе 2011 г. на Геофизической обсерватории "Ключи" из-за сильных двухнедельных морозов температура в вариационном павильоне понизилась на 4°С. Эта форс-мажорная ситуация, а также наличие ЦМВС "Кварц-09" в качестве опорной станции с известной температурной зависимостью и возможность непрерывных измерении температуры в различных точках павильона, позволили исследовать температурные эффекты в данных основного штатного вариометра обсерватории (феррозондовый LEMI-008). Были выполнены оценки температурных коэффициентов LEMI-008, которые оказались на уровне 0.3-0.4 нТл/°С, т.е. близкими к паспортным параметрам магнитометра. Использование полученных коэффициентов повышает стабильность базисных линий LEMI-008 в периоды, когда система терморегуляции в павильоне не может поддерживать температуру.

Авторы выражают благодарность С.А.Нечаеву (магнитная обсерватория "Патроны, ИСЗФ СО РАН, г.Иркутск) за разработку базовой схемы термодатчика и помощь при изготовлении, а также З.Ф.Думбраве (Геофизическая обсерватория "Забайкальское", ИКИР ДВО РАН) за плодотворное обсуждение материалов, представленных в статье. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ИСЗФ СО РАН в рамках госконтракта №02-с/2010.

Литература

1. Jankowski J., Sucksdorff C. Guide for magnetic measurements and observatory practice. – Warsaw, 1996, 235 p.
2. Csontos A., Hegymegi L., Heilig B. Temperature tests on modern magnetometers // Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., 2007, C-99 (398), P.171.

****

УДК 550. 832

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ (НА ПРИМЕРЕ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ)

Л.А. Христенко, 89222424014, E-mail:igeon@psu.ru
Пермский государственный университет. 614990, Пермь, Россия

The analysis of retrospective geology-geophysical investigations, reinterpretation and models have been executed. The geophysical criteries of predication of gold-bearing weathering crusts within the bounds of Kuznetsk Ala-Tau have been determined.

Под геофизическими критериями прогнозирования (ГФКП) понимаются характерные особенности аномальных физических полей (морфология, размеры, интенсивность, взаиморасположение аномалий), с определенной вероятностью указывающие на структурно-вещественные обстановки, благоприятные для локализации рудных объектов [1]. Использование ГФКП наиболее целесообразно на начальных этапах изучения территорий, при интерпретации (переинтерпретации) результатов опережающих и предшествующих площадных геофизических съемок, а также при минимальном объеме исходной геологической информации (например, при прогнозе новых генетических типов рудных объектов и т.п.) [2].

Обзор и анализ результатов геолого-геофизических исследований, проведенный по материалам производственных отчетов и переинтерпретация имеющихся геофизических

материалов, позволяют предположить развитие в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау древних золотоносных кор выветривания, аномалии над которыми подобны аномалиям на Олимпиадинском месторождении (рис.1).

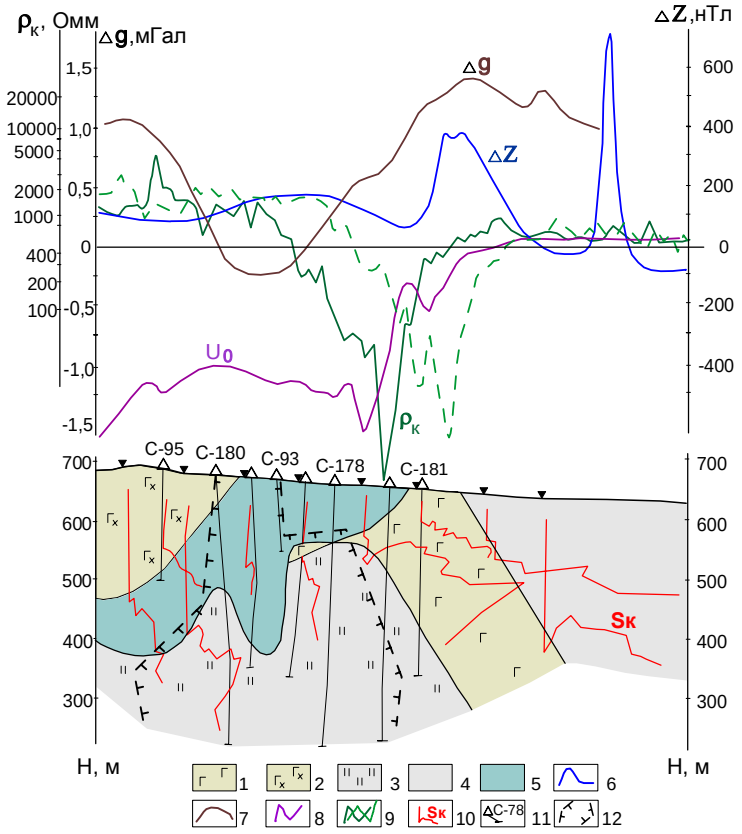


Рис.1. *Результаты геофизических исследований по разведочной линии 25 Олимпиадинского месторождения золота (по материалам Северо-Енисейской ГФЭ): 1 – кварц-графитистые сланцы; 2–кварц-графитистые сланцы с хлоритом; 3–кварц-карбонатно-слюдистые сланцы; 4 – кварц-слюдистые сланцы; 5 – золотоносные коры выветривания; графики геофизических полей: 6 – магнитное поле ΔZ, нТл; 7 – гравитационное поле Δg, мГал; 8 – естественное электрическое поле U_0, мВ; 9–кажущееся электрическое сопротивление $\rho_к$, Омм; 10 – результаты электроразведки ЗМПП (кривые продольной проводимости Sк, См); 11 – буровые скважины; 12 – рудное тело*

Золотоносные коры выветривания на месторождении представлены глинисто-алевритовыми пестро-цветными пористыми рыхлыми образованиями, сохраняющими часто основные черты структуры и текстуры исходных метасоматитов и сланцев. В их составе преобладают кварц (63-90 %) и слюды (мусковит и серицит - до 30 %), присутствует примесь глинистых минералов, гидроокислов железа и марганца, гипергенных кислородных соединений сурьмы, вольфрама и свинца. Коры выветривания характеризуются следующими геофизическими критериями: локальные отрицательные гравитационные аномалии амплитудой до 1-2 мГал, спокойное магнитное поле интенсивностью в первые десятки нТл, слабоградиентные аномалии естественного электрического поля отрицательного знака амплитудой 100-400 мВ на фоне более интенсивных и сложных полей, создаваемых графитизированными породами. Кажущееся сопротивление изменяется от 100 до 50 Омм и ниже. Кривые $S_к$ зондирования МПП позволяют картировать кровлю или подошву распространения коры выветривания.

Золотоносные коры выветривания для Кузнецкого Алатау – это новый морфогенетический тип оруденения, требующий установления закономерностей проявления данного типа оруденения в физических полях и выработки геофизических критериев их прогнозирования, поскольку все ранее выполняющиеся геофизические работы в регионе были ориентированы только на золото-сульфидный и золото-кварцевый типы оруденения [3]. В качестве поисковых критериев при выделении данных типов оруденения выступали: аномалии повышенной поляризуемости горных пород; интенсивные отрицательные

аномалии потенциала ЕЭП; линейные зоны понижения интенсивности магнитного поля; повышенные содержания золота в пробах ЧИМ; отражающиеся в физических полях тектонические нарушения и узлы их пересечения, контролирующие размещение кварцевых жил и зон прожилкования; повышенные содержания калия, свидетельствующие о процессе калишпатизации, сопровождающем рудный метасоматоз, а также вторичные ореолы рассеяния золота, выявленные литогеохимической съемкой.

Ввиду отсутствия целенаправленных исследований для основных золотоносных районов Кузнецкого Алатау использовались обобщенные ГФКП. Обобщенные ГФКП целевых объектов формируются по аналогии, путем анализа комплекса геофизических признаков и ФГМ совокупностей объектов соответствующего типа и ранга, известных в целом ряде металлогенических провинций [1]. На практике используются два взаимосвязанных способа формирования ГФКП: на эмпирической основе и на основе моделирования. Оба способа формирования ГФКП тесно связаны - геологическая обоснованность эмпирических ГФКП в процессе их формирования оценивается путем построения гипотетических ФГМ и сопоставлением рассчитанных (ожидаемых) от этих ФГМ физических полей с полями, наблюденными над известными объектами. В свою очередь моделируемые ГФКП проверяются путем сопоставления с физическими полями, наблюденными над соответствующими рудными объектами, не использованными в качестве эталонов. В данном случае критерии прогнозирования сформированы путем синтеза результатов вышеописанных способов, как наиболее надежные.

Физико-геологическая модель рудоперспективного участка Попутная Ивановка в пределах Кузнецкого Алатау характеризует отражение древних кор выветривания в геофизических полях (рис.2). Над корой выветривания наблюдаются отрицательные локальные магнитные аномалии; максимальная продольная проводимость, пониженное удельное сопротивление. Бортовые части зеленокаменных поясов наиболее благоприятны для развития и сохранения древних золотоносных кор выветривания. Мощность древних кор выветривания в надвиговом сочленении Коммунаровской горст-антиклинали и Чебаковской впадины по оценкам автора может достигать 500 м и более. В региональном гравитационном поле рассматриваемой площади отвечает интенсивная отрицательная аномалия.

В магнитном поле Григорьевского лога преобладают отрицательные аномалии с амплитудами до 50-100 нТл, типичные для древних кор выветривания. Это связано с переходом магнетита, неустойчивого в условиях развития окислительных процессов, в практически немагнитный гематит.

Физико-геологическое моделирование Коммунаровского золотоносного района позволило оконтурить новые участки, перспективные на золотое оруденение [4]. Наиболее интересными оказались бортовые части зеленокаменных поясов, благоприятные для развития и сохранения древних рудоносных кор выветривания.

Мощность древних кор выветривания в надвиговом сочленении Коммунаровской горст-антиклинали и Чебаковской впадины может достигать 400-500 м и более.

По характеру аномальных геофизических полей в южной части Благодатного рудного поля предполагается наличие мощной зоны гипергенеза в верхах стратифицированных отложений, наиболее развитой на границе кислых эффузивов и известняков, и перекрытых тонкой, силлообразной пластиной интрузивных пород Случайнинского массива.

Таким образом, сопоставление физико-геологических характеристик Олимпиадинского месторождения с моделями, построенными по результатам геофизических исследований на основных золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау позволило сформировать ГФКП прогнозирования золоторудных месторождений, связанных с корами выветривания и оконтурить участки, перспективные на их обнаружение.

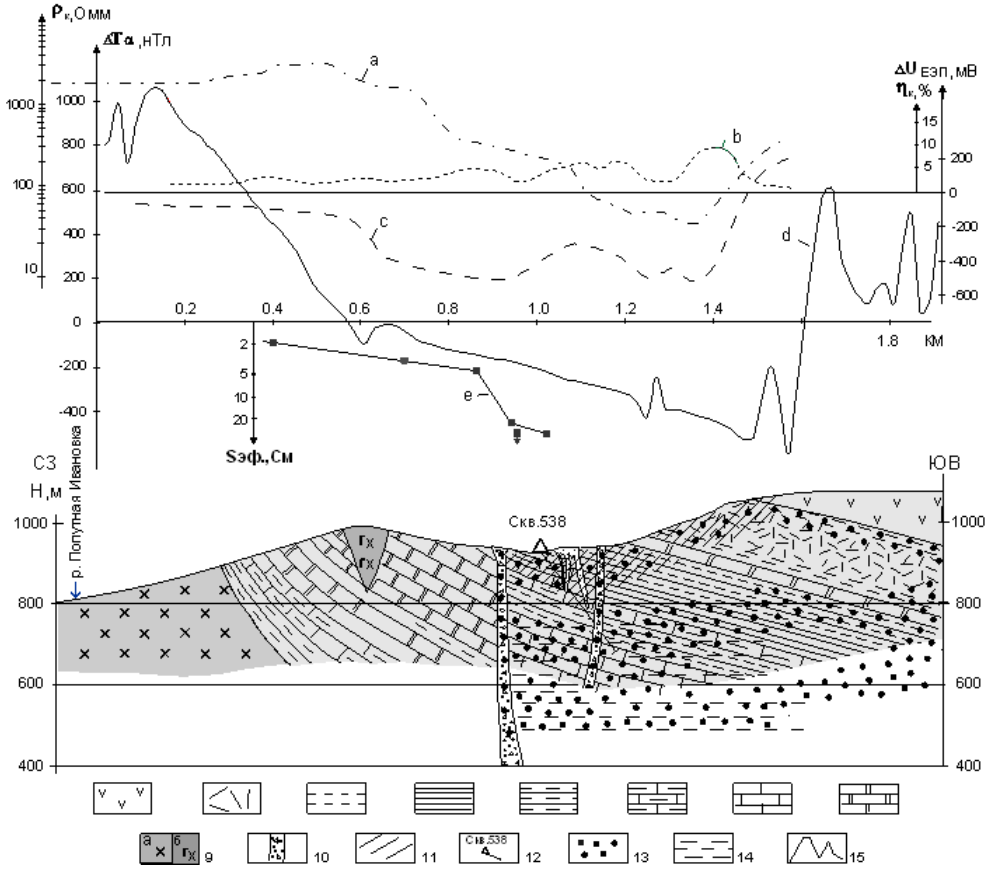


Рис. 2. *Результаты комплексных геофизических исследований по профилю АБ: 1- зеленокаменные диабазы, диабазовые порфириты; 2 - кварцевые кератофиры; 3 - ортосланцы приконтактовой зоны; 4- кремнисто-глинистые сланцы; 5 - алевролиты, аргиллиты, кремнисто-углистые сланцы; 6 - известковистые сланцы; 7 - темно-серые слоистые известняки; 8 - мраморизованные известняки; 9 - диориты: а) порфировидные, б) габбро; 10 - интенсивно катаклазированные графитизированные кремнистые сланцы; 11- кора выветривания каолинитового типа; 12 - поисковые скважины; 13 - горизонты повышенной проводимости по данным ВЭЗ; 14 - предполагаемые коры выветривания, перспективные на золотое оруденение; 15 - графики геофизических полей: а - кажущегося электрического сопротивления $\rho_к$; b - кажущейся поляризуемости $\eta_к$; с - потенциала ЕЭП U_0; d - модуля напряженности магнитного поля ΔT_a; e - эффективной проводимости разреза $S_э$.*

Список литературы:

1. Методические рекомендации по геофизическому обеспечению геологосъемочных работ масштаба 1:200 000, -СПб.:ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. с. 190-203.
2. Столпнер М.Н. Основные направления использования геофизических данных при крупномасштабном прогнозировании и схема формирования геофизических критериев рудных объектов // Комплексирование геофизических методов при решении поисковых задач в рудных районах. –Л.: НПО «Рудгеофизика», 1984, с. 8-24.
3. Долгаль А.С., Михеева М.Л., Христенко Л. А. Оптимизация комплекса наземных геофизических наблюдений при поисках рудного золота на территории республики Хакасия // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск. 2001. С. 129-143.
4. Долгаль А.С., Христенко Л.А. Результаты и перспективы геофизических исследований при поисках рудного золота на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. №2. вып. 12. С. 57-69.

****

УДК 550.38

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СКАРНО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД ТАЛТИЙСКОЕ 2

Чурсин А.В., Виноградов В.Б.
ООО «Уральская геофизическая экспедиция, Уральский государственный горный университет. rivladislav@gmail.com

Объемная модель рудопроявления построена по данным магнитных и гравитационных наблюдений. Субгоризонтальное залегание рудных тел и рудовмещающих комплексов заметно затрудняют истолкование гравитационного и магнитного полей. Рудопроявление Талтийское 2 в гравитационном поле отражается аномалией интенсивностью 0,35 мГал. Оно создает изометричную в плане магнитную аномалию диаметром 180 м амплитудой 6000 нТл. Боковые минимумы и экспресс оценки указывают на неглубокое залегание аномалиеобразующего объекта (первые десятки метров).

Истолкование магнитного поля рудопроявления Талтийское 2 возможно только на основе адекватной реальной геолого-геофизической обстановки модели вмещающей среды. В стартовой модели вмещающая толща метасоматически измененных андезитов и их брекчий в первом приближении представляла собой изометричную в плане куполовидную структуру с поперечником около 800 м и высотой около 150 м (рис. 1). Основные сведения о магнитных свойствах получены, главным образом, по данным КМВ в 2 скважинах. При составлении начальной модели было принято, что при приближении к рудному телу магнитные свойства меняются в следующей последовательности:

- При переходе от неизмененных пород к метасоматитам намагниченность уменьшается в 3 – 6 раз, а плотность незначительно возрастает. На отдельных участках магнитная восприимчивость метасоматитов уменьшается до ноля.
- Сведения о распространенности и плотности магнитных свойствах скарнов очень скудные. При переходе от метасоматитов к скарнам намагниченность вероятно почти не изменяется.
- При переходе от скарнов к сплошным магнетитовым рудам намагниченность возрастает в десятки раз.

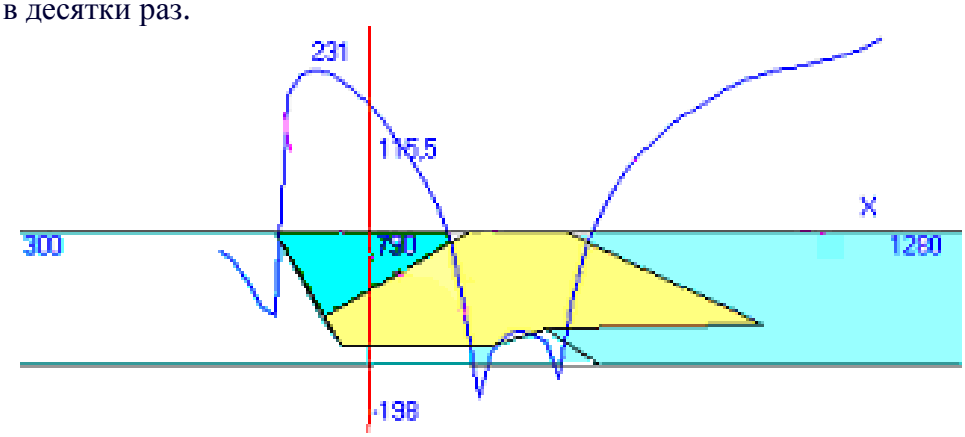


Рис. 1 Начальная двухмерная магнитная модель рудовмещающей толщи рудопроявления Талтийское 2 и ее вычисленное магнитное поле

В рассматриваемом случае для описания петрофизической зональности удобно использовать функции Г.А. Соловьева с заменой декартовых координат на эллипсоидальные. Для магнитной восприимчивости выражение примет вид:

$$k=(k_1-k_2)/(1-exp(|\lambda|-\lambda_{01})/l_1))+ (k_2-k_3)/(1-exp(|\lambda|-\lambda_{02})/l_2))+$$
$$(k_3-k_4)/(1-exp(|\lambda|-\lambda_{03})/l_3))+k_4,$$

k_1, k_2, k_3, k_4 – магнитные восприимчивости сплошных железных руд, скарнов, метасоматитов, неизмененных пород, l_i – ширина переходной зоны, λ_{0i} – координаты центров переходных зон.

В объемной модели верхняя часть разреза аппроксимирована немагнитным слоем мощностью от 1 до 25 м с пониженной плотностью (2,65 г/см^3) и намагниченностью (до 0). Рудовмещающая толща была аппроксимирована тремя сжатыми эллипсоидами вращения с пониженной намагниченностью и повышенной плотностью:

- падающим на запад под углом 30^o с осями 130 и 60 м,
- горизонтальным с осями 60 и 30 м,
- полого падающим на восток с осями 160 и 25 м.

Амплитуда магнитной аномалии обусловленной толщей метасоматитов достигает -50 нТл (по результатам расчетов). Магнитное поле вмещающей толщи достаточно сложное, включает несколько экстремумов. Амплитуда изменений поля превышает 450 нТл. Минимальные значения интенсивности магнитного поля пространственно совпадают с максимальными значениями магнитных аномалий, обусловленными зоной скарнов и рудными телами. Интенсивность аномалии силы тяжести вмещающей толщи 0.10 мГал.

Рудные тела были аппроксимированы набором из семи сжатых эллипсоидов вращения. Интенсивность магнитной аномалии, обусловленной индуцированной намагниченностью рудных тел, оказалась вдвое меньше измеренных величин. Очевидно, что индуцированная и остаточная намагниченность рудных тел близки по величине и направлению. В расчетном магнитном поле существенно преобладает влияние двух верхних рудных тел. Амплитуда расчетной аномалии силы тяжести рудных объектов не превышает 0.35 мГал. Ширина аномалии существенно меньше аномалии рудовмещающей толщи, а положение аномалии практически совпадает с центральной частью аномалии рудовмещающей толщи.

Были проведены расчеты поля для тех же рудных тел погруженных на 100 м ниже. Интенсивность магнитной аномалии уменьшилась в шесть раз (рис. 2). Это свидетельствует о том, что подобные объекты, расположенные на глубине более 200 м неизбежно пропускаются. Для их обнаружения данные магниторазведки необходимо дополнить результатами других методов.

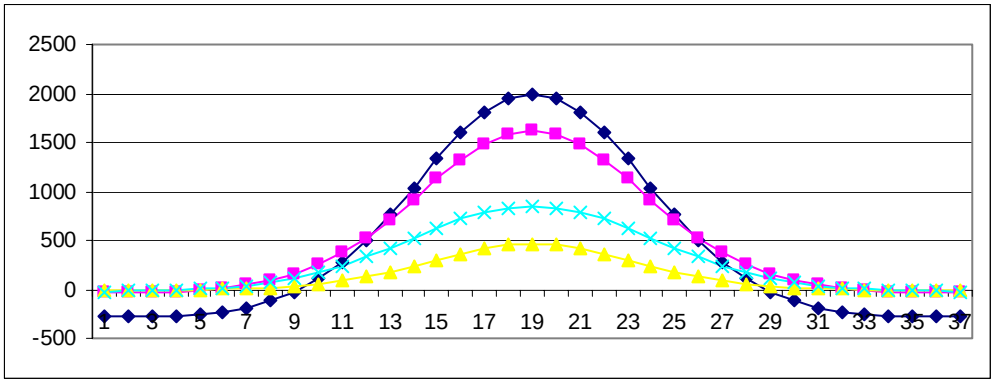


Рис. 2 Изменение интенсивности магнитной аномалии в зависимости от глубины магнетитовых рудных тел (интенсивность аномалии в нТл)

Таким образом, моделирование рудопроявлений типа Талтийское 2 скарно-магнетитовых месторождений должно проводиться в следующей последовательности:

- создание объемной модели рудовмещающего структурно-вещественного комплекса (СВК),
- создание магнитной модели рудных тел,
- создание плотностной модели рудовмещающего СВК,
- создание модели рудных тел,
- создание объемной комплексной геолого-геофизической модели.

****

УДК 550.838

АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТРАНСПОРТНОГО КОРИДОРА УРАЛ ПРОМЫШЛЕННЫЙ - УРАЛ ПОЛЯРНЫЙ

А.В. Чурсин, Н.В. Федорова**, А.М. Прутьян*,*
(343)2553693, факс(343)2554261, ugeexp@gmail.com,
**ОАО «Уральская геофизическая экспедиция», Екатеринбург, Россия*
***Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

Technique and results of airborne geophysical surveys in the Northern, Subpolar and Polar Urals are presented in this work. It is shown that the technique of shooting, processing and construction of maps, which was developed during the Ural Geophysical Expedition, allows to produce detailed maps of geophysical fields. This makes it possible to successfully use the materials of the survey for the localization and prediction of new ore regions and ore fields of solid minerals.

В 2005–2009 г.г. на территории Северного, Приполярного и Полярного Урала в пределах транспортного коридора «Урал промышленный - Урал Полярный», в зоне проектируемой железной дороги Ивдель-Лабытнанги, выполнены современные аэрогеофизические съемки масштаба 1:50000. Работы выполнялись с целью поисков месторождений твердых полезных ископаемых, в первую очередь месторождений скарново-магнетитовых руд, и создания геофизической основы. На большей части территории, на площади 60000 км^2 комплексная аэрогеофизическая съемка, включающая магнитометрию, гамма-спектрометрию и электроразведку методом ДИП-А, выполнена предприятием ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» (в дальнейшем тексте - Аэрогеофизика) [1]. ОАО «Уральской геофизической экспедицией» (УГЭ) проведена аэрогеофизическая съемка (магнитометрия и гамма-спектрометрия) на площади 12000 км^2 [2]. Небольшие участки (Мань-Хамбо и Тальбейско-Юньягинский) засняты ООО «Центр экологического и технологического мониторинга» и ФГУ НПП «Геологоразведка».

Современные модульные аэромагнитные и аэрогамма-спектрометрические съемки выполнялись с аппаратурой нового поколения. Применялись квантовые магнитометры, имеющие повышенную чувствительность, высокое быстродействие; и гамма-спектрометры полного спектра излучений. Съемки проводились с активной спутниковой навигацией (прямолинейная прокладка маршрутов по стрелочному индикатору). Обработка информации осуществлялась с использованием компьютерных технологий. Все это позволяло значительно повысить информативность аэрогеофизических съемок.

Инструкции по проведению съемок и составлению итоговых карт устарели и требуют значительной переработки. Так как не было выработано единых требований, то каждая организация проводила съемку и обрабатывала информацию разными способами.

Измерения полного вектора модуля магнитной индукции производились высокочувствительными квантовыми аэромагнитометрами, при этом в УГЭ использовался отечественный магнитометр МГМ-06М с цезиевым датчиком (разработка ФГУ НПП «Геологоразведка»), а Аэрогеофизика применяла зарубежную аппаратуру - AEROMASTER VN-99 с датчиком Scintrex (США). При гамма-спектрометрической съемке УГЭ использовала российские аэрогамма-спектрометры (ГСА-2000, «Геологоразведка») полного спектра (512 каналов) с объемом детекторов с кристаллами NaJ 36 л. Аэрогеофизика применяла зарубежные аналоги, в частности, многоканальный аэрогамма-спектрометр EXPLORENIUM RSX-4 и RSX-5 с полисциновыми детекторами NaJ (Tl) общей емкостью 32 л.

Съемки выполнены по системе широтных маршрутов с расстоянием между ними 500 метров. Полеты на территории Приполярного и Полярного Урала Аэрогеофизика проводила на высотах 100-150 м и более (средняя высота - 129 м). Площадь Северного Урала заснята УГЭ в основном на высотах до 75 м, и только отдельные предгорные впадины залетаны на высотах 75 – 100 м (средняя высота - 62 м).

По материалам съемки Аэрогеофизика представила данные масштаба 1:50000 на координатной сетке с шагом 200×200 м и 50×50 м – по каждому из детальных участков. По

этим данным построены и вычерчены карты геофизических полей в системе Oasis montaj версия 6.1 (NS), пакет программ GEOSOFT, интерпретационные схемы в ГИС ArcMap 9. Составлен комплект карт масштаба 1:50000, включающий карты: аномального магнитного поля и его локальной составляющей; содержания естественных радиоактивных элементов (урана, тория, калия); суммарной мощности дозы гамма-излучения; эффективных сопротивлений для 4 частот; относительных превышений рельефа местности.

В Уральской геофизической экспедиции карты геофизических полей построены с помощью пакетов программ Arc View и Surfer. Данные формировались на координатной сетке с шагом 50 м по *Y* и 100 м по *X*. Исходя из поставленной основной геологической задачи - поиски месторождений скарново-магнетитовых руд, карты аномального магнитного поля были составлены по специально разработанным в УГЭ программам. Было учтено, что при расстояниях между узлами матрицы, превышающих расстояние между точками измерений, часто возникает искусственная мозаичная структура поля. Наиболее ярко данный эффект проявляется над линейно вытянутыми геологическими объектами, которые характерны для горной части Урала. Для устранения мозаики в программе БанкГеоИнф (разработка «Уральской геофизической экспедиции») введена опция - формирование дополнительных профилей (корреляционных осей).

На площади Западно-Тагильской мегазоны (Северный Урал) применение разработанного методического подхода УГЭ позволило не только выделить аномалии от известных месторождений скарново-магнетитовых руд (1, 2, и 3-го Северных), но и выявить на южном продолжении последнего три новые рудопроявления магнетитовых и медно-магнетитовых руд. Эти рудопроявления расположены на южном замыкании Южно-Помурского массива Платиноносного пояса и приурочены к восточному контакту гранодиоритовой интрузии с вулканогенно-осадочной толщей силура. Месторождения и рудопроявления на картах магнитного поля проявились локальными аномалиями, значения интенсивности ΔT_a которых достигают 1600÷4500 нТл. Двумя пробуренными скважинами на участке Тальтийском 2, в интервале глубин 44-99 м вскрыты массивные магнетитовые руды со средним содержанием железа 47,3 % на мощность 28 м. Рудовмещающий комплекс представлен вулканитами средне-основного состава, содержащими прослои туфобрекчий и дацитов. Рудные тела имеют пологое западное падение в сторону гранодиоритового массива. На высоте 60 м над эпицентром аномалии зафиксирована интенсивность ΔT_a 1560 нТл (на земле интенсивность аномалии 5600 нТл). По расчетам, интенсивность аномалии над этим объектом на высоте 100 м составит 1150 нТл, на высоте 150 м – 700 нТл.

В результате работ на площади 6000 км^2 (Северный Урал) открыто 3 рудопроявления скарново-магнетитовых руд. Представляется особая значимость рудопроявления Тальтийское 2, так как рудные тела залегают полого и не создают интенсивных аномалий (особенно на больших высотах съемки). Это дает основание для прогноза новых открытий в этом регионе, так как ранее подобные аномалии могли не выделяться в разряд перспективных на скарново – магнетитовое оруденение.

Анализ карт магнитного поля масштаба 1:50000, составленных по материалам современных аэрогеофизических съемок для координатной сетки с шагом 200×200 м (Аэрогеофизика) или для сети 200×500 (УГЭ) показал, что аномалии ΔT_a довольно сильно сглажены, при этом искажена морфология локальных аномалий и значительно занижены их интенсивности. Так, на картах ΔT_a района месторождения магнетитовых руд Новогоднее Монто установлено, что по измеренным данным в эпицентре аномалии над месторождением зафиксировано значение в 2575 нТл (высота полета 119 м, с учетом длины кабеля для подвески магнитного датчика, высота измерений составила ~ 74 м). В то же время на карте магнитного поля масштаба 1: 50000, построенной по матрице 200×200 м, в эпицентре аномалии проходит изолиния ΔT_a только 650 нТл. Таким образом, два важных геофизических критерия для выделении аномалий, перспективных на скарново-магнетитовое оруденение, были занижены или отсутствуют на представленных отчетных картах магнитного поля [1]. Такие результаты, в свою очередь, значительно снижают поисковую

информативность съемок. Для примера на рисунке 1 приведены карты аномального магнитного поля, построенные для разных сетей дискретизации данных: 50×100 м и 200×200 м. Как видно из рисунка, на карте, построенной по методике УГЭ, значительно увеличились не только значения интенсивности локальных аномалий, но и изменилась морфология магнитного поля. На отчетной карте (Аэрогеофизика) нередко отсутствуют локальные аномалии, в других случаях морфология их довольно расплывчата, что снижает поисковую информативность материалов съемки .

Выводы. В настоящее время назрела необходимость выработать единый подход для проведения современных аэрогеофизических съемок и обработки материалов. При составлении сводных карт аномалий, как магнитных, так и радиометрических полей, необходимо не только учитывать высоту съемки, но и составлять альбомы карт для разных высот. Это позволит получать более полную и объективную информацию.

Для эффективного применения результатов геофизических съемок при прогнозных оценках на твердые полезные ископаемые целесообразно составить на всю территорию транспортного коридора Урал промышленный - Урал Полярный сводные карты аномального магнитного поля масштаба 1:200000 по методике, разработанной в УГЭ - в рамках топотрапеций масштаба 1:200000, с последующим использованием их в качестве геофизической основы ГДП-200.

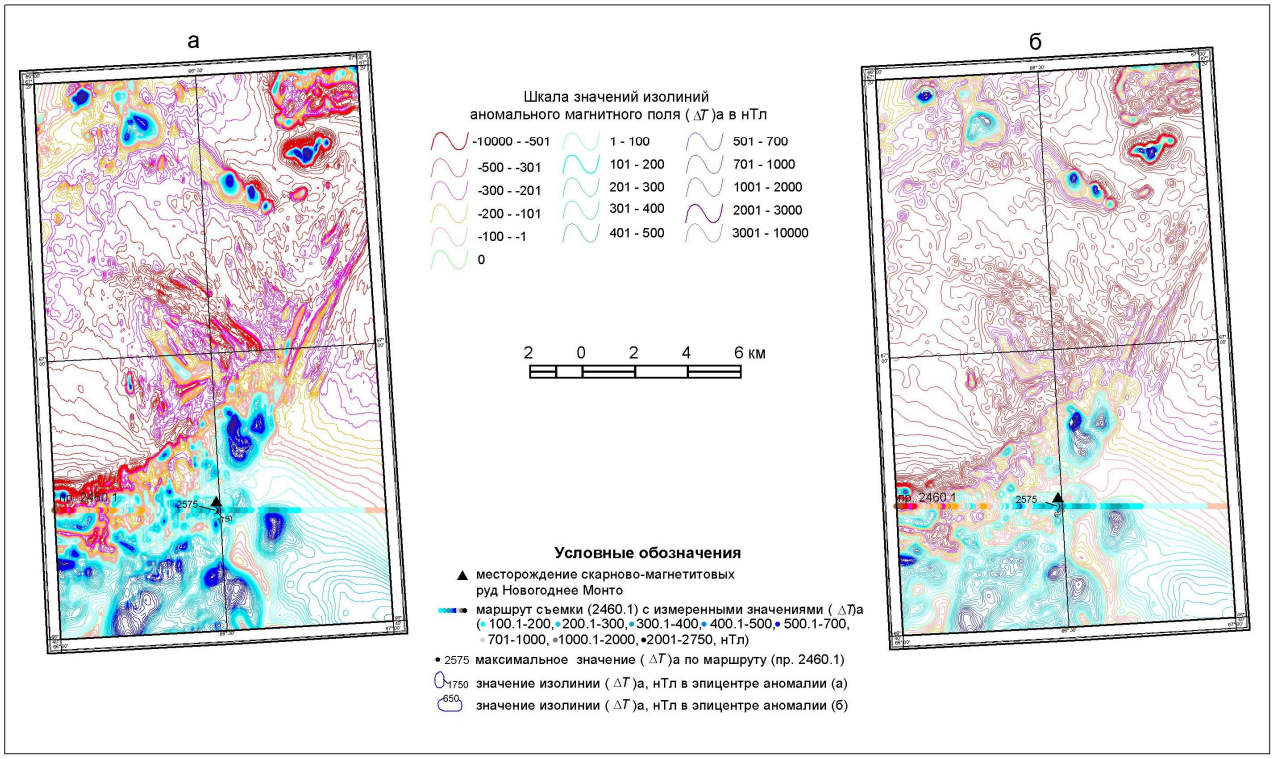


Рис. 1. Карты аномального магнитного поля масштаба 1:200000 на лист Q-42-VII построенные по сети: а) 50×100 м (с использованием корреляционных осей); б) 200×200 м.

Литература.

1. *Малкин Б.В., Воргачева Е.Ю.* Отчет ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика»: Составление геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель-Лабытнанги в границах минерагенических районов. 2009. ТФГИ по УрФО. 650 с.

2. *Чурсин А.В., Гриневич С.В., Прутьян А.М.* Отчет ОАО «Уральская геофизическая экспедиция»: Геофизические поиски масштаба 1:50 000 для локализации новых рудных районов (узлов) и полей в северной части Западно-Тагильской мегазоны. 2009. ТФГИ по УрФО. 294 с.

****

УДК 550(470.22) + 551.243 + 553.04

ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА (ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

Н.В. Шаров sharov@krc.karelia.ru, Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Онежская палеопротерозойская структура (ОС) как сегмент раннедокембрийской земной коры является уникальной не только для Фенноскандинавского щита, но и других щитов мира и принадлежит к активно эволюционирующим в течение периода 2,5-1,7 млрд. лет тектоническим образованиям. Она расположена на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте, имеет форму овала площадью около 40 тыс. км^2. Благодаря сравнительно слабому метаморфизму, на значительной территории сохранились многочисленные признаки ее эволюции, помогающие создавать геолого-геофизические модели развития коры и мантии в докембрии и расшифровывать минерагению Европейского субконтинента. По этой причине структура может рассматриваться в качестве своеобразного эталона для палеопротерозоя в области стратиграфии, палеонтологии, тектоники, вулканизма, петрологии и генезиса ряда металлических и неметаллических полезных ископаемых [1].

Одно из первых упоминаний о геофизических работах в ОС относится к 1927 г., когда В. М. Дервиз провел детальные исследования методом эквипотенциальных линий в районе Великой губы. Было зафиксировано пять аномалий проводимости. Начало же систематических региональных геофизических исследований можно отнести к 1948 г., когда стала проводиться сплошная аэромагнитная съемка Западным геофизическим трестом (ЗГТ) с Z-аэромагнитометром под руководством В. В. Сусленникова и Е. А. Каспарова. Характеристика магнитного поля и ее геологическая интерпретация выполнены А. И. Кацковым и Г. А. Поротовой (1960). В 1959 г. с целью составления единой карты магнитного поля ΔT и использования ее для решения задач геологического картирования была проведена аэросъемка прибором АСГН при высоте полета от 40-70 м до 2500 м. Масштаб съемки 1:200000. Выделены интенсивные аномалии, составлена структурно-тектоническая карта и карта блокового строения.

В 1962-63 гг. была проведена площадная гравиметрическая съемка Карелии с задачей построения карты аномалий Δg масштаба 1:1000000 с сечением 5 мГл под руководством В.Д. Миронов, а в 1964-65 гг. выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1:200000 в редукции Буге с сечением 2 мГл.

В Заонежье проведена детализация объектов высокой намагниченности, зон тектонических нарушений, выявленных ранее аэромагнитными съемками. Территория Заонежского полуострова в 1974 г. была изучена также Г.М. Левиным и др. методами аэроэлектроразведки, вращающегося магнитного поля (ВМП) и бесконечно длинного кабеля (БДК) с целью изучения геологического строения участков при геолого-съемочных и поисковых работах масштаба 1:50000 и выделения среди них перспективных на рудное сырье (аппаратура АМФ).

С 1954 г. на территории ОС проводятся поиски урановых месторождений («Невскгеология», ВСЕГЕИ): аэрогамма- аэромагнитная съемка крупных масштабов (1:25000 для Заонежского п-ва, 1:10000 – для основных зон складчато-разрывных дислокаций), сопровождаемые наземными геофизическими исследованиями и бурением скважин. В 1979 г. на всей территории Заонежского п-ва и прилегающих районов была выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1:50000 под руководством А. П. Шипоты. В 1978-1982 гг. на большей части ОС проведена комплексная аэросъемка масштаба 1:25000 (партией № 6 НПГО): АГС-съемка, аэромагнитная съемка и электроразведка в модификации МДК, метод сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР) под руководством А.В. Останина.

Важным этапом геофизических исследований являются поисковые и разведочные работы на высокоуглеродистые породы (1985, 1988 гг.). На отдельных участках проводились магниторазведочные работы, а также съемка методом естественного электрического поля масштаба 1:25000 и более крупных масштабов (1:5000 и 1:2000). Опытные исследования

образований кондопожской и заонежской свит комплексом геофизических методов проведены М.И. Голодом, С.Я. Соколовым и М.М. Филипповым в 70-80-е годы Институтом геологии КНЦ РАН.

Сведения о глубинном строении региона получены на основании анализа распределения потенциальных полей: гравиметрического и магнитного. В качестве исходных данных использовалась карта наблюденного поля Δg под редакцией А.Н. Коневой и аэромагнитные наблюдения 1:200000. Использовались также материалы более крупных съемок (1:500000 - 1:25000), проведенных на отдельных площадях в 1962-1966 гг. (В.К. Вальков и В.В. Сусленников). В потенциально рудных районах поставлены детальные наземные магниторазведочные работы масштаба 1:10000. Методика анализа геолого-геофизической информации включала: статистический анализ физических свойств и обобщение петрофизических данных; выбор оптимальных трансформаций полей; прогнозирование глубин залегания границ раздела земной коры; построение геоплотностных и геомагнитных моделей. На качественном этапе интерпретации проводилось районирование территории по размерам интенсивности и морфологии потенциальных полей. Количественная интерпретация основывалась на методе корреляционно-регрессивного анализа. В 1978-79 гг. Институтом геофизики НАН Украины изучены естественные поля геомагнитных вариаций при помощи магнитотеллурических и магнитовариационных исследований.

На территории ОС в разные годы проведены профильные сейсморазведочные исследования МОВ, МОГТ-ГСЗ, МОВЗ. В 1975 г. Западным геофизическим трестом и Ленинградским горным институтом исследования МОВ отработаны под руководством Л.К. Кокориной по профилю оз. Сямозеро – г. Кондопога – Повенецкий залив. Выполнено непрерывное и дискретно-непрерывное профилирование из семи пунктов взрывов. Результаты сейсмических работ МОВЗ на территории Заонежского полуострова и Онежско-Ладожского перешейка ГГП «Нескгеология» в 1981-1987 гг. и наблюдений ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1999-2001 гг. по автомагистрали Санкт-Петербург – Мурманск методом ОГТ – ГСЗ вдоль геотраверса 1-ЕВ от г. Кемь до г. Лодейное поле.

ФГУНПП «ПМГРЭ» под руководством А.А. Макарьева в 1996-2002гг. проводила геолого-геофизические работы на акватории и прибрежной зоны Онежского озера для создания комплекта карт и оценки перспектив на различные виды полезных ископаемых. В связи с ограничением финансирования, работы по объекту «Онежский-озерный» закрыты в 2002г. информационным отчетом.

В постсоветский период на территории ОС геологические исследования существенно сократились и даже прекратились в некоторых производственных организациях. Наиболее заметным событием последних лет явилось бурение НПЦ «Недра» в 2007-2009 гг. Онежской параметрической скважины (ОПС). Она впервые вскрыла непрерывный разрез ОС от архейского фундамента до калевийского надгоризонта палеопротерозоя включительно. Результаты бурения подтвердили существовавшие представления о последовательности, границах и составе главных стратонов палеопротерозоя региона. Вместе с тем получены новые, неизвестные ранее данные, в частности, впервые для докембрия встречена мощная толща соляных отложений. Очень важным результатом явилось и то, что впервые для этого разреза были проведены геофизические исследования скважины широким комплексом методов. Получены физические параметры пород в условиях естественного залегания, необходимые для однозначной интерпретации сейсмических данных и построения моделей глубинного строения района.

В коллективной монографии [1] предпринята попытка систематизации результатов многолетних исследований в Онежском рудном районе, дополненных новейшими данными. Работа позволила выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, увязать геофизические поля с особенностями вещественного состава глубоких горизонтов коры, недоступных для наблюдений в других районах и вскрытых только в разрезе ОПС.

Онежская параметрическая скважина пройдена в западной части Онежской структуры с целью получения параметрической геолого-геофизической информации о геологической среде и разработки современных моделей глубинного строения.

В результате выполненных работ:

- впервые для западной части Онежской структуры получен полный разрез заонежской свиты и соответственно охарактеризована граница людиковия и ятулия;

- установлены контрастные различия вулканитов заонежской и суйсарской свит по петрохимическим параметрам, что позволяет их уверенно идентифицировать в разрезах региона;

- впервые вскрыт фундамент Онежской структуры во внутренней ее зоне на значительном удалении от края в интервале глубин 2944-3500 м. Установлено, что граниты фундамента прошли несколько этапов становления и преобразования.

- анализ данных о глубинном строении района (профиль 1-ЕВ и др.) свидетельствует, что район заложения Онежской структуры приурочен к области раннедокембрийской деструкции континентальной коры.

Вскрытие скважиной соленосной толщи палеопротерозойского возраста является уникальным событием мирового масштаба, которое требует дальнейшего изучения и осмысления, как с позиций ее генезиса, так и площадного распространения.

Исследователей давно привлекала возможность выполнить многократные геолого-геофизические наблюдения непосредственно во внутренних точках среды и улучшить результаты за счет изменения соотношения сигнал/помеха, а также оценить глубинное влияние крупных природных и технических процессов. Эти задачи предполагается решить в глубинной геолаборатории на базе ОПС силами Научно-образовательного геолого-геофизического центра, основанного Институтом геологии Карельского научного центра РАН и Петрозаводским государственным университетом для проведения научных исследований и подготовки специалистов геолого-геофизического профиля.

Цели и задачи геолаборатории:

- организация и проведение мониторинга вариаций геополей (сейсмического, геотермического, гравитационного, электромагнитного, радиационного);
- изучение пространственно-временных вариаций физических полей для прогноза опасных геодинамических процессов и явлений;
- отработка технологий оборонного назначения;
- разработка и апробация новых аппаратурно-методических средств скважинных, наземных и сопряженных режимных геофизических наблюдений;
- обучение студентов и аспирантов практическим приемам ГИС-технологий;
- демонстрация специалистам и экскурсантам современных достижений геологической науки в целом и результатов изучения глубинного строения древней земной коры Карельского кратона в частности.

Для обеспечения эффективного функционирования новой геолаборатории предусматривается оборудование устья скважины с учетом опыта, накопленного в геолабораториях, созданных после завершения бурения глубоких и сверхглубоких скважин в России (Кольская СГ-3, Воротиловская ГС, Камчатская скважина Г-1), Германии (КТВ), Финляндии (Оутокумпу). Проведение работ на Онежской скважине предполагается осуществлять в сотрудничестве с организациями и специалистами, имеющими опыт создания подобных геолабораторий, а также располагающими соответствующим техническим и научным потенциалом.

Литература

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с.

****

УДК 550.36

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕКТОРА АРКТИКИ

Ю.Г.Шварцман,(8182)28-55-41, (8182)28-76-36, Shvartsman2007@yandex.ru
Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск, Россия.

The decrease of the heat flow density from the middle-oceanic ridges of Northern Ice Ocean to the Northern Europe shows the course of new processes of lithosphere activization. It is shows also the drawing in more remote territories. Most beginning displaces of this process are fixing in the north of Mesen sineclyse.

Литосфера Европейского сектора Арктики находится под воздействием активных современных геодинамических процессов, идущих на границе Евразиатской и Северо-Американской плит в срединно-океанических хребтах. В глубоководной зоне Северного Ледовитого океана значениями теплового потока (ТП) до 300 мВт/м^2 и более характеризуются рифтовые структуры срединно-океанических хребтов (СОХ) Мона, Книповича и Гаккеля. Высокие более 70 мВт/м^2 ТП установлены почти на всей площади шельфа Баренцева моря при геотермических градиентах 25-40^0 С/км. В Южно-Баренцевоморской впадине, где развита земная кора океанического типа, значения потока достигают 100 мВт/м^2 [1].

На континенте преобладают ТП 30-40 мВт/м^2, изменяясь в диапазоне от 20 до 70 мВт/м^2 и геотермических градиентах 10-20^0 С/км, что обычно для кристаллических щитов и древних платформ. Именно такими значениями ТП характеризуются Балтийский щит и Мезенская синеклиза. Повышенными ТП до 70 мВт/м^2 и градиентами 27^0 С/км выделяется Печорская синеклиза. В складчатых зонах байкалид Тимано-Канинской гряды и каледонидах Норвегии значения ТП в диапазоне 40-50 мВт/м^2, а в области субмеридиональных разломов Скандинавской чешуйчато-надвиговой зоны они превышают 60 мВт/м^2. В юго-восточной части Балтийского щита выделены зоны аномально низких ТП 20 мВт/м^2 и менее, природа которых неясна. Поправки за влияние предшествующего оледенения (климат) в значения ТП, измеренные в скважинах Зимнебережного алмазоносного района Мезенской синеклизы, повышают их до почти 40 мВт/м^2.

В соответствии с плотностью ТП очень дифференцирована мощность «геотермической» литосферы [1]. В рифтовых зонах СОХ она сокращена до 30 км при земной коре до 10 км при ТП более 100 мВт/м^2, что характерно для зон современных спрединга, вулканизма, сейсмичности и новообразования литосферы. В котловине Нансена толщина литосферы возрастает до 60 км при ТП до 80 мВт/м^2, а в северной части шельфа Баренцева моря и до 80 км. Мощность земной коры растет с севера на юг до 35 км при толщине кристаллической ее части до 25 км и осадочного слоя до 10 км. Температуры на поверхности М достигают 850 ^{0} С.

В Южно-Баренцевоморской впадине литосфера сокращена до 65 км, а местами и до 35 км. Астеносферный фронт подходит здесь к подошве земной коры. Температуры на поверхности М достигают 1200 ^{0} С, что обеспечивает начало плавления «сухих» и частично обводненных пород низов земной коры и верхов верхней мантии. Толщина земной коры доходит до 35 км за счет разрастания осадочного слоя до 20 км при отсутствии гранитного. Это позволяет сделать вывод о наличии в литосфере мощного тепломассопотока из аномальной верхней мантии, астенолитов или мантийных диапиров, зон частичного плавления пород низов коры и верхов мантии, о доминирующих вертикальных перемещениях, сопровождаемых активным растяжением блоков литосферы. В конечном счете, очевидно, идет продолжение в наше время процесса рифтогенеза, развивавшегося в мезозое. Аналогичная ситуация отмечена и западнее в Хаммерфестском и других прогибах норвежской части Баренцева шельфа, а также в Северо-Баренцевоморском прогибе.

Для всех месторождений нефти, газа и газоконденсата, открытых на шельфе Баренцева моря, свойственны повышенные геотермические характеристики, определенные

по стволам глубоких скважин. В большей части районов (скважины Штокмановская - 1, Северо-Кильдинская – 82, Мурманская – 2, Приразломная – 1) геотермические градиенты определены в диапазоне 25 – 30 ° С/км и значения ТП 60 – 84 мВт/м^2. В скважинах Адмиралтейская – 1 и Лудловская – 1, где градиенты близки к 40 ° С/км, ТП достигает 71 – 92 мВт/м^2. На Штокмановском газоконденсатном месторождении, крупнейшем из уже открытых, продуктивные залежи в юрских отложениях приурочены к интервалам глубин 1800 – 2500 м, где температуры определены в диапазоне 60 – 130 ° С [2].

Балтийский щит отличается мощной более 200 км и холодной литосферой, полным составом земной коры толщиной около 40 км и сравнительно тонким, вплоть до выклинивания, осадочным слоем. Температуры на поверхности М щита в пределах 350 ^{0} С.

В Мезенской синеклизе значения ТП возрастают с запада на восток от юго-восточного склона щита к Тиманскому кряжу. Направление изолиний ТП северо-запад-юго-восточное, соответствующее общему простиранию структур синеклизы. Западнее Архангельска величины ТП не превышают 30 мВт/м^2, возрастая в Сафоновсом прогибе до 50 мВт/м^2 и более. Здесь по данным скважины 21 Средне-Няфтинской, пробуренной до глубины 4203 м, средние значения ТП равны 55,8 мВт/м^2, а поинтервальные в отложениях дорогорской свиты верхнего рифея на глубине около 2800 м достигают 87, 3 мВт/м^2. Геотермические градиенты низкие в диапазоне от 8 до 21,6^0 С/км, а температуры на забое едва достигают 72 ^{0} С [3].

По материалам компании GEOTRACK (устное сообщение), выполнившей реконструкцию термальной истории по скважине 21 СН на основе использования данных AFTA и отражательной способности витринита, выявлены 4 палеотермальных события в интервалах времени: 410 - 290, 170 - 120, 75 – 40, 20 – 0 млн. лет тому назад. Интервал времени для первого события, с учетом наличия в разрезе скважины отложений карбона, уточнен до 490 – 362 млн. лет, то есть практически это девонский период. Максимально правдоподобные значения палеогеотермального градиента определены соответственно: 52,5, 17,0, 19,5, 15,5 ° С/км. Очевидно, в девоне тепловой поток превышал 150 мВт/м^2, а температуры в рифейских отложениях доходили до 220 ° С. Таким образом, большая часть нефтематеринского потенциала рифейских пород была истощена в результате нагрева в девоне или еще раньше. С этим эпизодом нагрева связано проявление вулканизма в западной части Беломорско-Кулойского плато, приведшее к образованию месторождений алмазов Зимнего берега. Поскольку расстояние между скважиной 21 СН и месторождениями алмазов достигает 170 км, следует, что прогрев недр в девоне охватил как минимум всю северную часть Мезенской синеклизы. Исследователями компании GEOTRACK предполагается, что нагрева недр в мезозое и кайнозое было недостаточно для генерации углеводородов из всех нефтематеринских пород карбона и более позднего времени. Этот вывод не представляется бесспорным, так как, исходя из современных определений теплопроводности пород по керну скважины, тепловой поток в послепалеозойское время достигал 55 – 70 мВт/м^2.

В Печорской синеклизе мощность литосферы меняется в диапазоне от 80 до 150 км. При геотермических градиентах до27^0 С/км и ТП до 70 мВт/м^2 температуры на подошве осадочного слоя на глубинах до 8 км близки к 200 ^{0} С. Только в северной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции открыто около 80 месторождений углеводородов, а перспективным для поисков является весь осадочный слой глубже 2,5 км.

Средние значения геотермических градиентов в Печорской синеклизе, определенные по большому количеству скважин глубиной 2500-3000 м [4], меняются в пределах 13-27^{0}С/км. Наибольшие из них 27^0 С/км отмечены в Центрально-Северотиманском, Денисовском и Колвинском мегаблоках, а 17-24^0 С/км на остальной территории НАО. Наименьшие значения градиентов характеризуют Коротаихинскую и Косью-Роговскую впадины (17-19^0 С/км). Для гряды Чернышева определены значения градиентов 19-20^0 С/км. По данным [5] Северный Тиман характеризуется значениями теплового потока 38-46 мВт/м^2, а Денисовский и Колвинский мегаблоки – 46-50 мВт/м^2. В Хорейверской впадине, Варандей-Адзьвинской зоне, Косью-Роговской и Коротаихинской впадинах определены ТП от 50 до 70 мВт/м^2.

Гряда Чернышева разделяет Варандей-Адзьвинскую зону на севере и Косью-

Роговскую впадину на юге. Она представляет собой интенсивное неотектоническое поднятие, аналогов которому нет на всей территории Печорской синеклизы. Интересна она тем, что в ее пределах известны уникальные для Европейского севера России термальные источники Пым-Ва-Шор, Иска-Шор, Еджидюский и Сывьюский. Значения теплового потока здесь не менее 50 мВт/м^2. Сами источники Пым-Ва-Шор [6] приурочены к полосе развития каменноугольных известняков. Всего их насчитывается 8 с температурой от 18 до 28^0 С. При этом температура пресных карстовых вод в районе обычно не превышает 2-3^0 С. Воды источников слаботермальные, трещинно-пластовые и трещинно-жильные, высоконапорные. В составе газов преобладает азот (99,3%). Кроме того отмечены аргон, гелий, ряд тяжелых металлов и другие. В районе источников отсутствуют многолетнемерзлые породы, хотя они находятся в пределах распространения зоны островных и редкоостровных ММП. Природа термальных вод может быть связана с действием кайнозойской интрузии, а скорее всего, с инфильтрацией атмосферных осадков, нагретых в соответствии с геотермическим градиентом на глубинах до 1,5 км и выведенных по разломам на поверхность.

Обобщение данных по районам Баренцевоморской провинции [7] привело к выводу о том, что приоритетное значение в формировании нефтегазоносности ее осадочного слоя принадлежит самой молодой стадии миграции в альпийскую эпоху тектогенеза. А в пределах рифтогенных прогибов последняя кайнозойская стадия миграции считается наиболее важной для формирования месторождений. Для крупнейшего Штокмановского месторождения время заполнения структурной ловушки определено в 20-25 млн. лет, а на Шпицбергене получены данные о продолжении миграции углеводородов до настоящего времени. Совпадение современных геотермических аномалий с зонами нефтегазонакопления авторы [7] считают свидетельством молодого возраста миграции. Снижение напряженности теплового поля от СОХ до Баренцева моря и далее к континенту, очевидно, отражает ход новейшего процесса активизации литосферы и вовлечение в него все более удаленных от СОХ территорий. При этом на севере Мезенской синеклизы фиксируются самые начальные в геологическом масштабе времени проявления этого процесса, а с ним и активизации, миграции и накопления углеводородов в осадочных отложениях.

Приведенные соображения заставляют сосредоточить внимание не столько на процессах нефтегазообразования, сколько на миграции и накоплении углеводородов в благоприятных обстоятельствах в новейшее время по всей толще осадочных пород, включая и отложения фанерозоя. Очевидно, следует выявить важнейшие активные глубинные разломы, которые могут служить каналами миграции углеводородов, в том числе и из мантии. При этом надо помнить устное замечание Б.А.Соколова о том, что нефть и газ следует искать рядом с алмазами.

Список литературы

1. Шварцман Ю.Г. Тепловой поток в литосфере и нефтегазоносность Европейского сектора Арктики// Сырьевая база России в XXI веке. М.: ВНИИОЭНГ, 2002. С. 466-483.
2. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 115 с.
3. Шварцман Ю.Г., Попов Ю.А., Ромушкевич Р.А., Рассомахин В.Я., Широбоков В.Н., Коробков Д.А. Новые сведения о тепловом состоянии Мезенской синеклизы по данным 21 Средне-Няфтинской скважины // Известия ВУЗов. Серия геология и разведка. 2004. № 5. С. 33-37.
4. Запорожцева И.В., Егорова Н.Ю., Горбань В.А. Геотермические критерии нефтегазоносности Печорской плиты //Печорский нефтегазоносный бассейн. Сыктывкар: Коми филиал АНСССР, 1985. С.53-62.
5. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логинов И.М. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.
6. Гидрогеология СССР. Т. XLII Коми АССР и Ненецкий национальный округ Арх. обл. РСФСР.М.:Недра, 1970, С.180-191.

7. Строение литосферы российской части Баренц-региона. Ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верба, К. Гиллен. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

****

УДК 550.8.056

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНО - МЕТОДИЧЕСКИХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА АРХЕОЛОГИЧЕСКОМ ОБЪЕКТЕ «КАМЕННЫЙ АМБАР»

А.Ф. Шестаков, Н.В. Бобровников, В.П. Бакаев, Д.Г. Миронов
Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург, nvbobr@list.ru

In report communicates about result of using several geoelectrical of the methods under archeological study on South Ural. Each of methods gave useful information. Grading with use the industrial field has characterized the geological construction of the territory. The Other methods have revealed the electrical to spottinesses, which can turn out to be the archeological object. The most large from spottinesses possesses the sign filled by sandy postponing to cavities from building.

Изучение археологических памятников становится одним из направлений применения геофизических методов. Способность геофизики получать сведения о свойствах погребённой среды, не нарушая покрова, позволяет составлять предварительное представление о строении археологического объекта до начала раскопок, что способствует планированию их оптимального проведения.

Одним из важных направлений в археологии последних лет является изучение Южно Уральских археологических объектов, где сделан ряд сенсационных открытий, таких как уникальные памятники древней культуры в районе города Аркаим (Зданович, Батанина, 2007). Изучают и ряд других древних поселений. Авторам представилась возможность принять участие в работах на малоизученном пока археологическом объекте, на этапе подготовки новой площадки для проведения раскопок.

Поселение «Ольгинское» (другое название этого археологического объекта – Каменный Амбар) находится на Южном Урале, в Карталинском районе Челябинской области на северном берегу реки Карагайлы –Ят, на равнинном участке. Спецификой изучаемого поселения «Каменный Амбар» является его принадлежность к центрам металлургии бронзового века. Здесь присутствуют шлаки, вероятно наличие металлургических печей, рудных дворов и других «промышленных» объектов. На объекте в течение нескольких лет проводятся археологические исследования, в том числе и с привлечением геофизических методов, в основном магниторазведки. Магниторазведочные работы показали хорошую результативность, благодаря тому, что основные источники аномалий, присутствующие в культурном слое - фрагменты керамики и металлургических шлаков, отличающиеся от вмещающих отложений по магнитным свойствам, и создающие аномалии магнитного поля до 100 нТ (Муравьёв и др., 2009).

Предстояло провести на поселении опытно методические электроразведочные работы, в рамках интеграционного проекта комплексных междисциплинарных исследований. Постановка электроразведочных работ имела несколько целей:

- Оценка коррелируемости электрических и магнитных аномалий, рассмотрение возможности комплексной интерпретации геофизических материалов.
- Определение информативности разных электроразведочных методов при решении археологических задач на Южном Урале.
- Оценка возможности определения природы геоэлектрических аномалий, картирования объектов и определения глубины их распространения.

Комплексирование различных геофизических методов подчиняется определённой логике, которая в самом сжатом виде изложена Огильви А.А. Два основных требования к методам, составляющим комплекс: а) каждый из используемых методов должен

обнаруживать присутствие объекта; б) данные разных методов должны обнаруживать не только сходство, но и различие качеств изучаемого объекта.

Эти положения сразу ставят под сомнение возможность комплексирования на Ольгинском поселении магниторазведочных и электроразведочных работ, поскольку источниками магнитных аномалий являются фрагменты керамических плит, которыми были облицованы стены поселения и возможно некоторых построек, а также металлургический шлак, присутствующий в небольшом количестве в культурном слое. Все эти артефакты не электропроводны, и могут оказаться неразличимыми в электрическом поле. По этой причине электроразведочные работы сами были поставлены комплексом: вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) - предназначены для расчленения разреза рыхлых отложений по слоям, метод естественного электрического поля (ЕП), - для поиска и выделения источников электрохимических аномалий, а также электрические профилирования, - для картирования геоэлектрических неоднородностей.

В таком комплексе центральное положение занимают результаты ЕП, поскольку они могут быть построены в плане, и таким образом сопоставлены с материалами электропрофилирования, и, кроме того, существуют методики определения условий залегания источников аномалии ЕП в разрезе, что позволяет сопоставлять их с материалами ВЭЗ. Выявлена локальная отрицательная аномалия ЕП интенсивностью более 300 мВ. По уровню –150 мВ аномалия похожа на прямоугольник, расположенный по широте в интервале –13 –4 пикетов, а по меридиану от 0 до 4 профилей. Аномалия широкая, что свидетельствует о сложном строении её источника.

Наибольшие трудности возникли при обработке материалов ЕП. Известно, что источниками аномалий естественного электрического поля являются два природных явления: окислительно – восстановительные реакции на погребённых неоднородностях и фильтрационные потенциалы, возникающие в пористых средах при движении по ним грунтовых вод. Трудности заключаются в том, что физико-химические модели этих процессов существенно различаются. Окисление происходит на поверхности неоднородности, в верхней её части, с возникновением отрицательного электрического потенциала. Восстановление – на поверхности нижней части, вызывает электрический потенциал положительного знака. В результате электрический потенциал проявляется на всей поверхности неоднородности, непрерывно изменяясь от минимального - в верхней части, до максимального в нижней.

В отличие от электрохимического окислительно-восстановительного фильтрационный потенциал может возникать не на самой неоднородности, а в примыкающих породах. Поясним на примере. Представим трёхслойную среду, в которой два пористые слоя разделены непроницаемым. Пусть в этом изолирующем слое имеется дефект, через который вода из верхнего слоя перетекает в нижний. Движение жидкости к дефекту аналогично движению электрического тока и будет вызывать такое распределение отрицательного потенциала над его верхней частью, как присутствие электрода в верхней части дефекта (Бобровников, 1990). Аналогичная картина будет и на нижней части, но поток противоположного направления, должен быть заменён эквивалентным зарядом положительного знака. Следовательно, источником аномалии будет диполь, длина которого равна толщине изолирующего слоя. В реальных условиях распределение поля более сложное, но всегда место, где направление потока изменяется с горизонтального на вертикальное, отмечается локальной аномалией. На рисунке 1 чётко проявились три близко расположенных экстремальных значения, что учтено в дальнейшем при выборе математической модели источника аномалии.

К этой аномалии подобрана математическая модель, дающая график сходного очертания. В модели заложено, что аномалия образована тремя равными близкорасположенными зонами просачивания грунтовых вод вниз, и что внизу эти зоны объединяются в одну.

Для такой модели электрический потенциал на поверхности земли по центральному профилю будет определяться соотношением:

$$U = -\frac{Q}{\varepsilon}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x_1)^2+h_1^2}}+\frac{1}{\sqrt{(x-x_2)^2+h_1^2}}+\frac{1}{\sqrt{(x-x_3)^2+h_1^2}}-\frac{3}{\sqrt{(x-x_3)^2+h_2^2}}\right)$$

где Q – величина эквивалентного заряда, ε - диэлектрическая проницаемость, x_i и h_j – горизонтальные и вертикальные координаты местоположения зарядов.



Рис. 1. График аномалии естественного электрического поля по пр 0.

Интерпретируя теоретическую кривую методом касательных (Семёнов, 1974), как аномалию от шара, получили удовлетворительные результаты, после чего произвели обработку практических измерений по такой же методике и сравнили результаты с геоэлектрическими разрезами, построенными по материалам ВЭЗ.

Выводы. Выполненные на археологическом объекте «Каменный Амбар» электроразведочные опытно-методические работы показали хорошую разрешающую способность электроразведочных методов в условиях степной зоны Южного Урала. Выделены локальные аномалии кажущегося сопротивления и естественного электрического поля, изучено слоистое строение рыхлых отложений на территории участка до глубины 5 метров. Результаты интерпретации полученных материалов позволяют численно характеризовать аномальные объекты и на этом основании строить прогностические модели. В частности наиболее вероятным объектом, создавшим интенсивную отрицательную аномалию естественного электрического поля на фоне высоких кажущихся сопротивлений, является полость от древней постройки, заполненная песчаными отложениями.

Литература.

Муравьев Л.А., Носкевич В.В., Фёдорова Н.В. Результаты магнитометрических исследований археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале // Уральский геофизический вестник. 2009.№ 1. с. 44 – 49.

Бобровников Н.В. Результаты физического моделирования искажений электромагнитного поля токов растекания под влиянием крутопадающего проводника.// В кн.: Теория и практика индукционных и кондуктивных методов электроразведки. Свердловск, 1990, с.129 - 134.

Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим –Страна городов: Пространство и образы. (Аркаим: горизонты исследований).//«Крокус »,«Южно -Уральское книжное издательство », Челябинск, 2007. 260 С.

Огильви А.А. Основы инженерной геофизики//Недра. М., 1990. 501с.

Семёнов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля // Недра., Л., 1974. 391с.

****

УДК 551.581

ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ВЕКОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА УРАЛЕ

В.А. Шкляев, Л.С. Шкляева, E-mail shkliaev@psu.ru, т. (342)2396-377
ГОУВПО «Пермский государственный университет», г.Пермь, РФ

Аннотация. Рассматриваются изменения температуры воздуха на Урале в 20-м столетии, полученные по годовым, и ежемесячным данным. Сделан вывод о неоднозначности тенденции изменений полученных климатических характеристик в 20-м столетии на территории Урала. Выявлены ритмические особенности изменений температуры воздуха за последние 70 лет и оцениваются их возможные изменения.

В прошедшее столетие зафиксировано повышение средней глобальной температуры воздуха у поверхности Земли, а также средних температур воздуха с годовой и сезонной дискретностью. Это повышение продолжается в начале XXI века. Региональные особенности подобных изменений имеют более сложный характер, коэффициент тренда может варьировать в значительных пределах, а его знак может быть и отрицательным. Регулярные инструментальные наблюдениями за метеорологическими параметрами, проводимые в последние сто лет, дают возможность оценить эффекты деятельности человека, оказывающие влияние на климатообразующие факторы, позволяют выявить региональные особенности и цикличность климатических колебаний.

Известно, что периодические колебания метеорологических характеристик связаны с астрономическими и геофизическими факторами (суточное вращение Земли и ее движение вокруг Солнца, периодичность муссонной циркуляции, активность центров действия атмосферы, цикличность Южного колебания, кроме этого, выделяются внутривековые и межвековые колебания различной длительности) [1-3].

Нельзя однозначно утверждать, что современное потепление является результатом только антропогенного фактора, определенный вклад вносят естественные колебания климата, которые могут проявляться по-разному в зависимости от региональных особенностей территории. Например, Уральские горы являются своеобразной границей, разделяющей естественные синоптические районы, здесь нарушаются зональные закономерности распределения многих метеоэлементов. Естественно предположить, что в этом районе вековые изменения температуры воздуха будут существенно неоднородны.

Анализ особенностей происходящих изменений температуры воздуха на Урале, включая прилегающие территории, был выполнен по данным 8 метеорологических станций, имеющих столетние ряды наблюдений: Троицко-Печорск, Бисер, Пермь, Екатеринбург, Уфа, Оренбург, Кустанай, Актюбинск.

Анализ изменений климата за последние 100 лет на территории Урала и сопредельных территорий показывает, что средняя температура воздуха у поверхности Земли возрастает и особенно существенен этот рост зимой и весной. Изменение средней годовой температуры воздуха неоднородно для различных районов Урала. Проведенные исследования временных изменений средней годовой температуры по 8 метеостанциям показали, что на Урале эта характеристика меняется от 2-3° С /100 лет для юга территории и Зауралья, до 0,7-0,8° С /100 лет для Северного Урала [4, 5].

При анализе временных изменений температуры воздуха в течение XX в. выделялись периоды потепления: с 1910 по 1945 гг. и с 1976 по 2000г., а между ними наблюдался период похолодания [6]. В целом для территории России за столетие потепление составило около 1°С, но сам процесс увеличения температуры включал периоды более интенсивного роста, которые сменялись падением температуры.

При исследовании многолетних изменений температуры воздуха на Урале применялась процедура скользящего сглаживания вплоть до 15-летнего интервала. Это позволило выявить в вековых изменениях температуры воздуха климатические циклы разной длительности. Вековые изменения температуры воздуха различаются в районах Северного,

Среднего и Южного Урала. Например, для Северного Урала (Троицко-Печорск), выделяется период повышения температуры воздуха с 1895г. по 1955 г. (рис.1). Далее наблюдался период похолодания, который длился до 1972 г и сменился потеплением.

На Среднем Урале (Пермь, Екатеринбург, Бисер) период потепления начался с 1900г. и продолжался до 1932 г. после чего к 1945 г. произошло понижение температуры воздуха (рис.2). В Екатеринбурге повышение температуры воздуха в этот период происходило более интенсивно, чем в Перми.

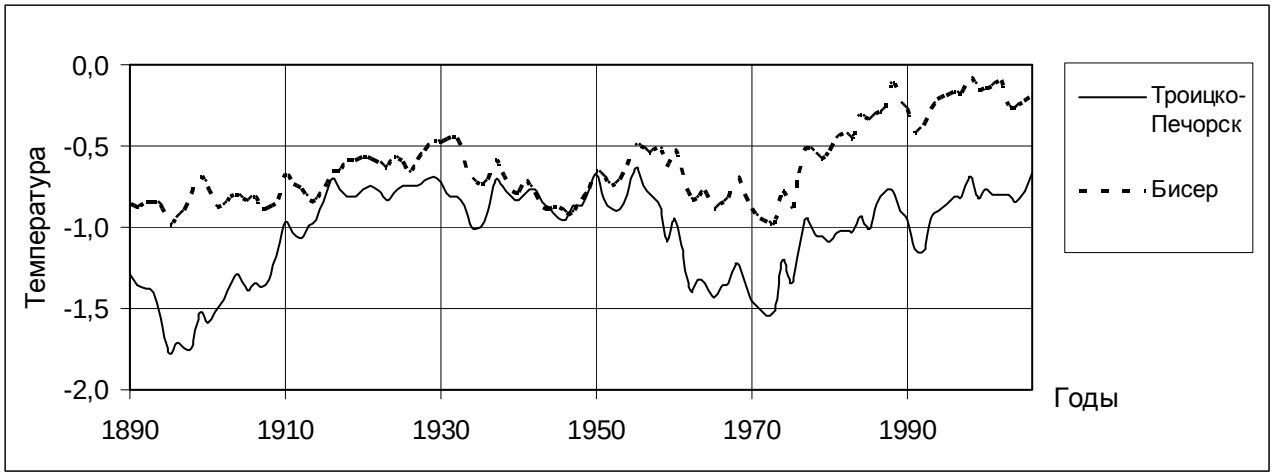


Рис. 1. Вековые сглаженные колебания температуры воздуха в Троицко-Печорске и Бисере

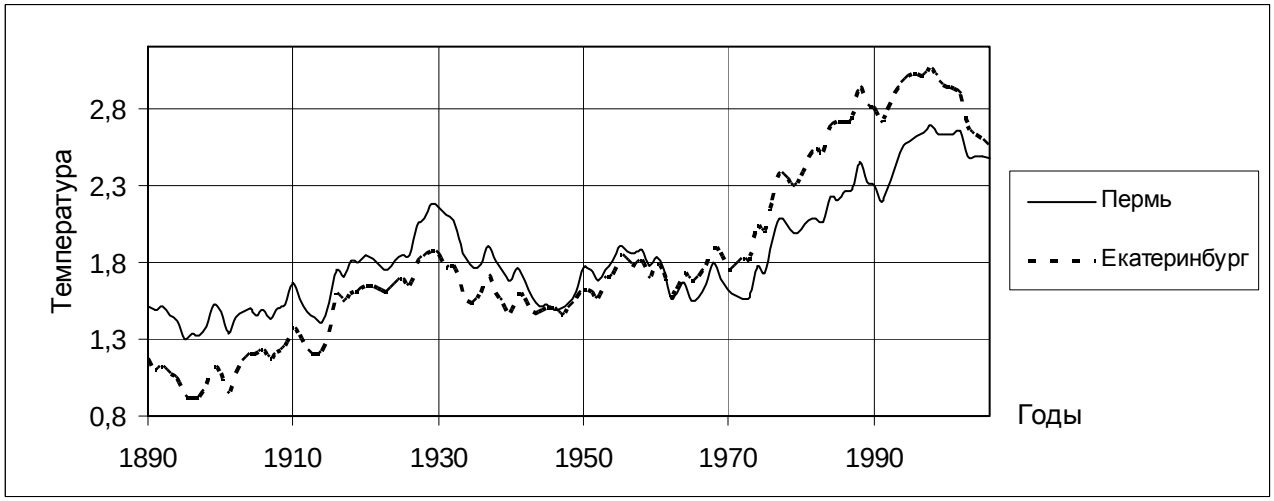


Рис. 2. Вековые сглаженные колебания температуры воздуха в Перми и Екатеринбурге

Характерным свойством выделенных циклов является их асимметричность, заключающаяся в том, что они состоят из двух отличающихся друг от друга по длительности частей. Общая тенденция подъема температуры воздуха в первой части цикла сменяется спадом во второй части. Такому квазитридцатипятилетнему циклу свойственно некоторое увеличение амплитуды межгодовых колебаний температуры воздуха во второй части. Следующий квазитридцатипятилетний цикл пришелся на период с 1965-2000 гг. Амплитуда второго цикла имеет тенденцию к увеличению по сравнению с предыдущим циклом, что может быть объяснено влиянием антропогенного фактора в этот период. Выявленные особенности проявляются при исследовании средних сезонных и месячных температур воздуха, а также минимальных и максимальных температур. Наиболее четко такие изменения проявляются в теплый и холодный период года. В отдельные месяцы переходных сезонов происходит нарушение выявленной цикличности. В эти же периоды вековые изменения температур могут иметь даже отрицательные тренды.

Периодичность колебаний годовой температуры воздуха испытывает широтные изменения, особенно заметные в южных районах Урала (рис. 3).

Период потепления с 1900 - 1935 гг. на Южном Урале сменяется периодом понижения температуры воздуха (Оренбург, Кустанай, Актюбинск), а начало очередного периода потепления приходится на 1945-2000 гг.

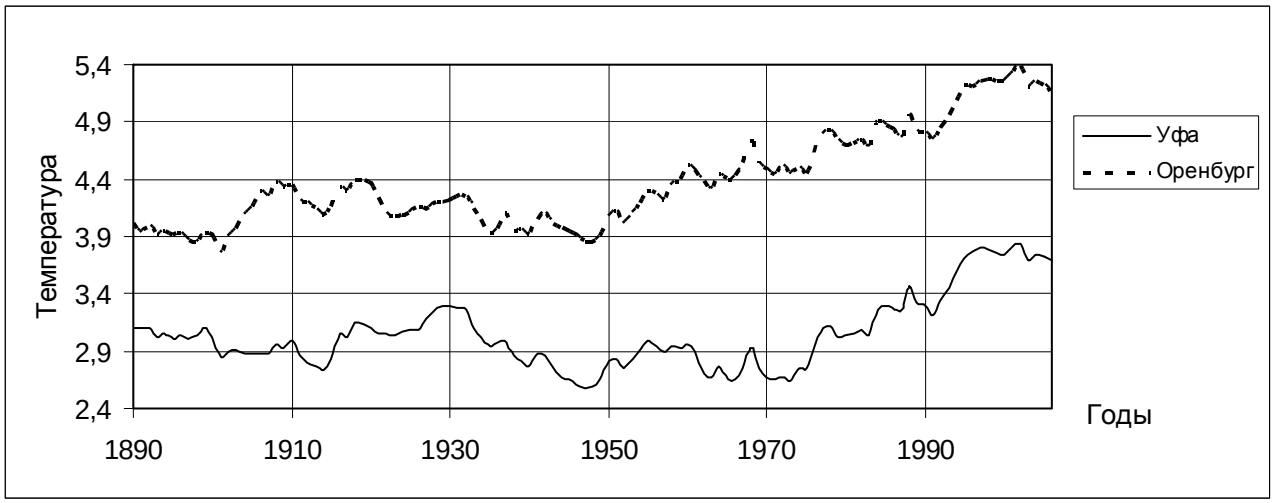


Рис. 3. Вековые сглаженные колебания температуры воздуха в Уфе и Оренбурге

Таким образом, наблюдаемое повышение температуры воздуха на Среднем и Южном Урале в XX в. представляет собой достаточно сложный процесс, различающийся для Предуралья и Зауралья, а также с широтой. Особенности временных изменений температуры воздуха позволяют выделить достаточно длительные периоды ее повышения и понижения. Периоды таких колебаний имеют значительную амплитуду на Среднем Урале и менее интенсивны на Южном Урале. Длительность колебаний может составлять 20-35 лет. Период современного повышения температуры воздуха в Южной части Урала начался в 50-е годы а на Среднем Урале и в Уфе – в 1965 году.

Период наблюдаемого повышения температуры в начале XXI века заканчивается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант «р_урал_а» № 10-05-96067.

Список литературы

1. Кислов А.В. Теория климата: моногр./ А.В. Кислов. Изд-во МГУ. 1989. 150 с.
2. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем: моногр./ А.В. Кислов. М. МАИК «Наука/ Интерпериодика», 2001. 351 с.
3. Монин А.С. Введение в теорию климата: моногр./ А.С. Монин. Л. Гидрометеоиздат. 1982. 248 с.
4. Шкляев В.А. Изменения температуры воздуха на Урале за последнее столетие/ В. А. Шкляев, Л. С. Шкляева // Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата. М.: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. 2003. С. 439.
5. Шкляев В. А. Вековые изменения температуры воздуха на Урале/ В. А. Шкляев, Л. С. Шкляева // Современные географические исследования: сб.тр.ученых геогр. фак-та, посвящ. 90-летию Пермс.гос.ун-та. Пермь. 2006. С.254-265.
6. Груза Г.В., Мониторинг климата и оценка климатической изменчивости по данным наблюдений / Г.В. Груза, Э.Я. Ранькова// Глобальные изменения климата и их последствия для России. М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. С. 9-39.

****

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г.
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Верхнекамское месторождение калийных солей (ВКМКС), расположенное в пределах Пермского края, является единственной сырьевой базой калийной промышленности России [1]. Благодаря масштабам месторождения и его практическому значению, изучению геологического строения всегда уделялось большое внимание. Немаловажную роль в комплексе геолого-геофизических методов играют гравиметрические исследования.

Гравиметрические исследования на ВКМКС начаты в 1920 – 1930 годах. К концу 1990-х годов практически вся территория месторождения была покрыта гравиметрическими съемками масштаба 1 50 000 и 1 25 000 (рис.1).

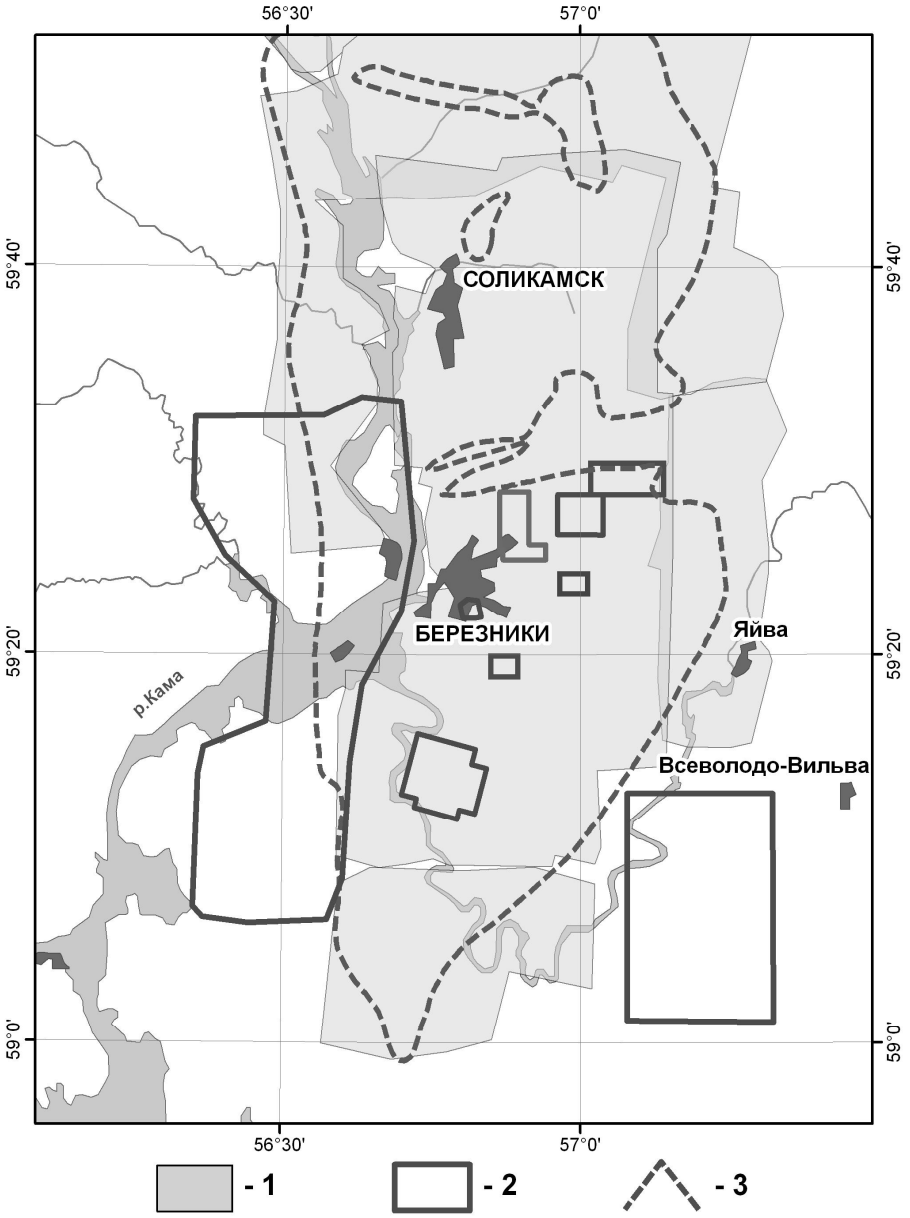


Рис.1. Изученность Верхнекамского месторождения калийных солей гравиметрическими съемками: 1 – ранее проведенные, 2 – съемки Горного института УрО РАН, 3 – контур ВКМКС

В результате интерпретации гравиметрических материалов с учетом имеющейся геолого-геофизической информации построена карта поверхности соляной толщи, уточнены

контуры крупных соляных структур, изучено строение подсолевых отложений, проведено тектоническое районирование.

С начала 1990-х годов гравиметрические работы, проводимые в Горном институте УрО РАН, вошли в комплекс исследовательских методов, применяемых на месторождении для решения горных задач [2]. Совершенствование инструментальной базы гравиметрических исследований, развитие методов наземно-подземной гравиметрии и создание современных программно-алгоритмических комплексов обработки и интерпретации результатов съемок, существенно расширило возможности гравиразведки для изучения геологического строения солевой и надсолевой толщ ВКМКС. На новом этапе целью исследований явилось уже не только решение региональных задач изучения месторождения, но и обеспечение безопасности его освоения посредством выявления в горном пространстве разуплотненных и трещиноватых зон, которые обладают ослабленными механическими свойствами.

Особенностями применения гравиразведки на Верхней Каме являются малая глубина исследований (в основном до 500 м) и высокая детальность, необходимая для решения практических задач горного производства.

Повышение информативности и точности гравиразведки достигается использованием высокоточной гравиметрической и топографо-геодезической аппаратуры и применением, разработанного в Горном институте, принципиально нового метода интерпретации потенциальных полей VECTOR, позволяющего построить трехмерную модель геологической среды, адекватную наблюденному полю и имеющейся геологической информации [3]. Детальность обеспечивается проведением крупномасштабных съемок масштаба 1:10 000. Работами по созданию методики гравиметрических исследований горного массива на Верхней Каме была установлена оптимальная сеть пунктов наблюдения 200×50 м.

Существенно возрастают возможности разделения источников поля при наземно-подземной гравиметрической съемке, разработанной в Горном институте для условий конкретного месторождения. В данном случае гравиметрическая съемка позволяет по гравитационному полю, измеренному на разных гипсометрических уровнях, выявить пространственное положение плотностных неоднородностей и определить количественные параметры. Метод позволяет интерпретировать совмещенные в одной плоскости наземный и подземный профили (двухмерный вариант) и площадные съемки, проведенные на разных уровнях (трехмерный вариант).

В описываемый период гравиметрические исследования на базе использования геологической информации решали на Верхнекамском месторождении в основном три вида задач:

1) выявление участков повышенной опасности, т.е. участков пониженной плотности пород с ослабленными механическими свойствами в водозащитной толще;

2) изучение и уточнение деталей геологического строения с прогнозированием геодинамических условий на конкретных участках месторождения;

3) изучение изменения плотностной характеристики геологической среды под воздействием горных работ.

Последняя из задач решалась посредством проведения повторных наблюдений. По результатам серии наблюдений рассчитывается динамическая аномалия силы тяжести, определяемая как разность между последующими и предыдущими значениями силы тяжести. Особенностью подобных аномалий является их независимость от влияния рельефа земной поверхности, неизменных плотностных неоднородностей, обусловленных геологическим строением участка и т.п. Поскольку все эти влияния в равной степени присутствуют в любой паре наблюдений Δg_i, динамическая аномалия соответствует конкретному горнотехническому процессу.

Детальные гравиметрические исследования проводились на многих участках Верхнекамского месторождения. Во-первых, на участках аварийных ситуаций - БКРУ-3,

СКРУ –2, на юго-востоке шахтного поля БКПРУ-1 (поселок Новая Зырянка); во-вторых, на территориях, подготавливаемых к проведению выемочных работ. Кроме того, гравиметрические исследования проведены на отдельных площадях, где решались другие оперативные задачи, например, в районе эпицентра землетрясения 1997 г. на шахтном поле БКРУ-2, на северо-востоке БКПРУ-4 в зоне сочленения шахтного поля и южной части Дуринской системы впадин и др.

Реализация гравиметрических исследований на Верхнекамском месторождении внесла определенный вклад в обеспечение безопасности его разработки.

Литература

1. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429с.
2. Новоселицкий В.М., Бычков С.Г., Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Яковлев С.И. Гравиметрические исследования изменений плотностной характеристики геологической среды под воздействием горных работ / Горный журнал. – 2008, №10. - С.37-41.
3. Простолупов Г.В., Новоселицкий В.М., Конешов В.Н., Щербинина Г.П.Об интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе трансформации горизонтальных градиентов в системе ”VECTOR” / Физика Земли. 2006. № 6. - С. 90-96.

****

УДК 550.311

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА ОТ СТАЦИОНАРНОГО ТЕХНОГЕННОГО ИСТОЧНИКА

Ф.Н. Юдахин[1,2] (8182)-21-57-65 arhsc@mail.ru
Е.В. Иванова[2,3] (8182)-21-56-87 kredalamber@yandex.ru
[1]Архангельский научный центр УрО РАН, г. Архангельск, Россия
[2]Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия
[3]Учреждение РАН Геофизическая Служба РАН, г. Архангельск, Россия

The paper presents an analysis of spatial and temporal distribution characteristics of the seismic signal generated by a diesel generator DG-72.

Записи сейсмических станций Архангельской сети содержат определенное количество сейсмических сигналов, обусловленных техногенной и антропогенной нагрузкой региона. Это обстоятельство дает возможность изучения по данным станций сети ряда локальных источников техногенной сейсмичности, в частности, таких как мощные электрические агрегаты, входящие в состав оборудования дизельных электростанций (ДЭС) и лесопильных цехов небольших населенных пунктов Архангельской области, на территории которых находятся сейсмостанции.

Подобные устройства, имеющие вращающиеся с постоянной скоростью части и размещенные на бетонных постаментах определенного объема, расположенные в радиусе нескольких километров от регистрирующей сейсмической аппаратуры, дают характерные квазигармонические сигналы на записях, с узкими пиками в спектрах, на частотах, соответствующих основной частоте вращения или вибрирования, ее гармоникам и обертонам. Интерес к такого рода исследованиям базируется на известных научных данных о возможности сейсмического микрорайонирования и просвечивания геологической среды на сейсмически малоактивных территориях с помощью колебаний от стационарных источников [1], в т. ч. и техногенных [1, 2]. Кроме того, существует и необходимость детального изучения генерируемого промышленными агрегатами сейсмического сигнала, ввиду оценки степени его влияния на инженерные сооружения, памятники культуры, геологическую среду [3].

В настоящей работе представлены некоторые выводы по исследованию сейсмического сигнала, генерируемого дизель-генератором ДГ-72 (рис. 1).

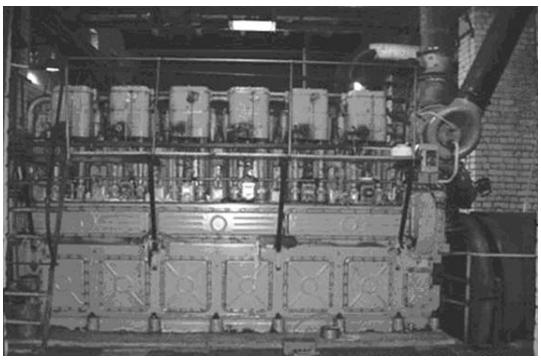


Рисунок 1 – Внешний вид дизель-генератора ДГ-72

Такие дизель-генераторы работают в составе оборудования типовых дизельных электростанций для обеспечения нужд небольших поселков, они размещаются на бетонных постаментах размерами порядка 2 х 6 х 2 м, и вместе со вспомогательным оборудованием и устройствами находятся в отдельном закрытом помещении на специальной охраняемой территории, обычно на окраине поселка. Записи двух станций Архангельской сети содержат сигналы от такого типа оборудования – «Соловки» и «Лешуконское», станции расположены на расстояниях 0.5 и 2.3 км от ДЭС, соответственно. Спектральные пики фиксируются на частотах 6.3, 9.5, 12.5, 15.6, 18.8 Гц, особенно отчетливо проявляясь в ночные часы, при пониженном уровне микросейсмических шумов (рис. 2).

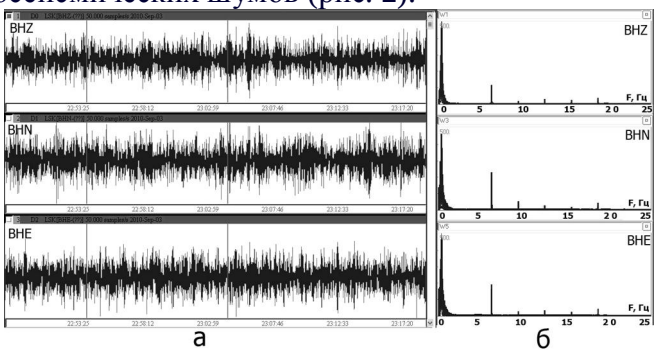


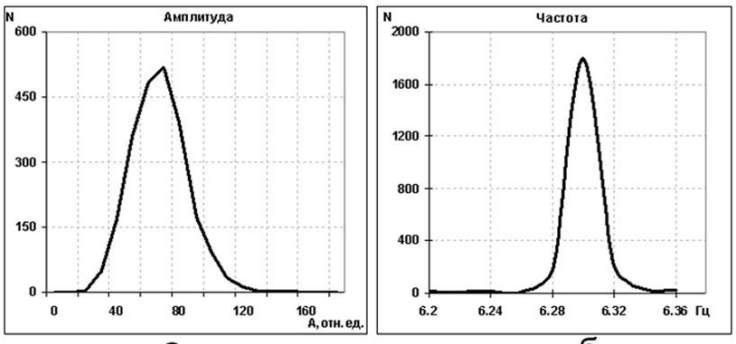
Рисунок 2 – Записи трех регистрирующих каналов BHZ, BHN, BHE сейсмостанции «Лешуконское», 03.09.2010, 22:50-23:20 GMT: волновые формы (а), спектр (б)

Исследование пространственно-временного распределения сейсмического сигнала от ДГ-72 было выполнено для ДЭС в с. Лешуконское в 2010 году. Согласно паспортным данным оборудования, номинальная частота вращения коленчатого вала составляет 375 об/мин (6.25 $с^{-1}$), номинальная мощность дизеля 882.3 кВт, масса фундаментной рамы порядка 5.5 т.

Временн**о**е распределение было оценено для сейсмического сигнала по трем регистрирующим каналам станции «Лешуконское» (LSH), в частотном интервале 6.20-6.35 Гц, являющемся окрестностью номинальной частоты вращения вала дизеля. Анализ ежеминутных измерений за 40 часов наблюдений величин максимальной амплитуды и частоты показал, что:

а) основная рабочая частота дизеля выше номинальной и составляет 378 об/мин (6.30 $с^{-1}$), что может быть обусловлено как отклонением реальных условий работы агрегата от номинальных, так и степенью износа оборудования. В отдельные моменты наблюдений фиксировались значения в интервале от 373 об/мин (6.21 $с^{-1}$) до 381 об/мин (6.35 $с^{-1}$), т. е. изменения во времени частоты техногенного источника достигали 2%;

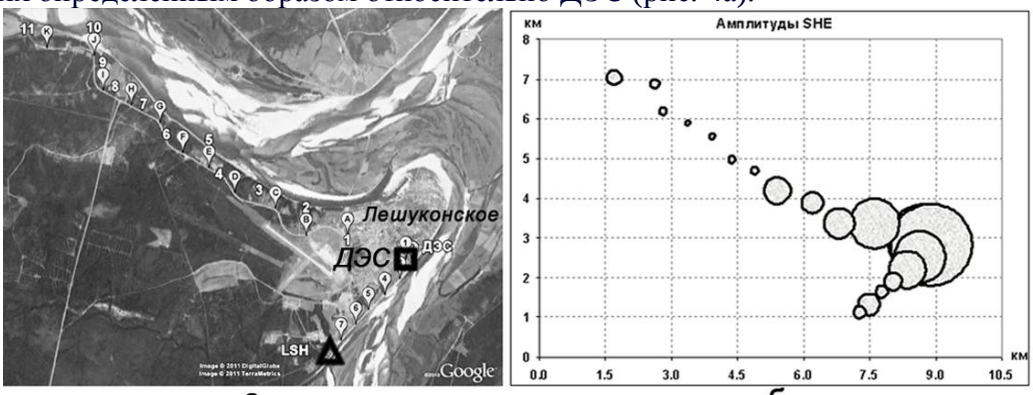
б) статистическое распределение величин максимальных амплитуд и частот оказалось близким к нормальному (рис. 3 а, б). Это обстоятельство свидетельствует о наличии случайного характера изменения этих величин, скорее всего, в соответствии с перепадами потребляемой нагрузки.



а б

Рисунок 3 – Статистическое распределение амплитуды (а) и частоты (б) сейсмического сигнала от ДЭС, наблюдения по горизонтальному каналу BHE

Анализ пространственного распределения проводился по данным промеров полевой станцией микросейсмического фона в точках двух взаимно перпендикулярных профилей, выбранных определенным образом относительно ДЭС (рис. 4а).



а б

Рисунок 4 – Промеры сейсмического сигнала от ДЭС в Лешуконском районе Архангельской области: а – схема пунктов измерений в окрестности с. Лешуконское,
б – латеральное распределение амплитуд сигнала, горизонтальный канал E

Для оценки закономерности затухания сигнала с расстоянием, в каждом минутном интервале записи в каждой точке измерений, были найдены максимальные значения амплитуд для аналогичного частотного диапазона 6.2-6.3 Гц, затем за характеризующую точку амплитуду было принято медианное значение совокупности измеренных амплитуд для полной 30-минутной записи на точке [1]. Полученные амплитудные значения для трех компонент записи были представлены графически (рис. 4б, 5).

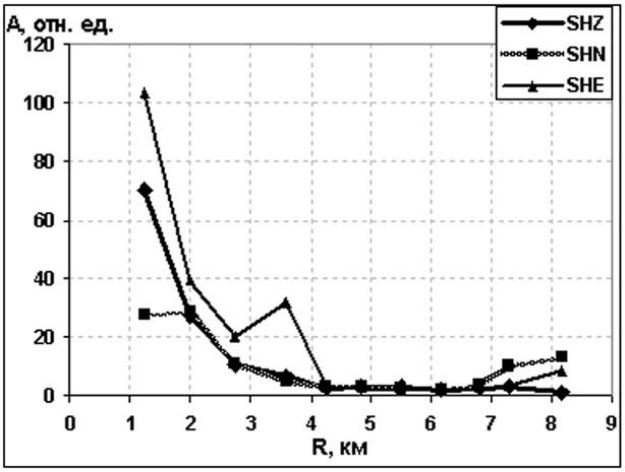


Рисунок 5 – Амплитудные кривые сейсмического сигнала от ДЭС для трех регистрирующих каналов SHZ, SHN и SHE (по данным более длинного профиля)

Проведенные исследования выявили, что:

а) присутствие ясно видимого в спектре записи пика основной частоты 6.3 Гц от ДГ-72 при определенных геологических условиях (в с. Лешуконском очень близко к поверхности лежат достаточно плотные породы, в частности, красный известняк пермского возраста, выходы которого хорошо просматриваются на высоких речных берегах Вашки, в излучине которой расположено поселение) может наблюдаться на расстояниях свыше 8 км;

б) чем ближе точка замеров к источнику сигнала, тем больше дифференцированы амплитуды на разных каналах (рис. 5), т. е. имеется четкое распределение сигнала по направлениям в точках, близких к точке формирования исходного сигнала. Аналогичный результат был получен ранее для территории Соловецких островов [3];

в) аппроксимация полученных амплитудных кривых (рис.5) степенными трендами показала, что закон ослабления амплитуд с расстоянием является законом обратной пропорциональности степени от 1 (SHN) до 2 (SHZ, SHE), причем для отдельных нелинейных участков кривых эта закономерность (от 1/R до $1/R^2$) сохранялась, с дробным значением степени. Что можно трактовать как наличие поверхностных и объемных волн в генерируемом сигнале одновременно [1];

г) немонотонный характер затухания сигнала (рис. 4б, 5) наиболее вероятно определяется перепадами плотности среды в точках профиля – так, для с. Лешуконское картируются менее плотные породы в осадочном слое в месте понижения рельефа при впадении в р. Мезень ее притока р. Вашки (рис. 4а). Аналогичная немонотонность затухания сигнала от ДГ-72 ранее наблюдалась при измерениях на Соловках, где он усиливался вблизи сооружений в силу наличия у последних фундамента и более плотных подстилающих грунтов [3].

Последнее обстоятельство свидетельствует о теоретической применимости такого рода сигналов для, например, дополнительного обследования небольших территорий при инженерно-строительных изысканиях.

Литература

1. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. Инженерно-сейсмические исследования геологической среды и строительных конструкций с использованием ветровых колебаний зданий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 153 с.
2. Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург, 2007. 415 с.
3. Французова В.И., Иванова Е.В., Антоновская Г.Н. Воздействие вибраций от ДЭС на геологическую среду и сооружения // Геологические опасности: Мат. 15 Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск, ИЭПС АНЦ УрО РАН, 2009. С. 462-465.

****

УДК.550.343

ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССА ПОДГОТОВКИ И РЕАЛИЗАЦИИ «ВЕЛИКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ» В ТЕМПЕРАТУРНЫХ ВАРИАЦИЯХ ПО СКВАЖИНЕ КУН-1 (о.КУНАШИР)

А.К. Юрков, Д.Ю. Демежко, В.И. Уткин.
Институт геофизики Уральского отделения РАН

Аннотация. Приведены примеры отражения процесса подготовки и реализации тектонических землетрясений, в том числе и события 11 марта 2011 года, в температурных вариациях в скважине К-1 на острове Кунашир. Показана применимость отношения магнитуды к логарифму расстояния до эпицентра землетрясения для оценки чувствительности метода.

Abstract. Examples of reflection of process of preparation and realization of tectonic earthquakes, including events in temperature variations in borehole К-1 on island Kunashir are

resulted on March, 11th, 2011. Applicability of the relation of magnitude to a logarithm of distance to epicenter of earthquake for an estimation of sensitivity of a method is shown.

Успешное применение для прогноза землетрясений физических процессов, отражающих процесс подготовки и реализации тектонического события, в первую очередь, зависит от наличия явно выраженного прогностического эффекта. Имеется большое количество явлений различным образом реагирующих на изменения напряженного состояния горных пород. В большинстве случаев эта реакция не связана непосредственно с изменением напряженного состояния горных пород. Часто прогнозы тектонических событий осуществляются на анализе процессов, служащих спусковым механизмом подготовленного землетрясения. Спусковые механизмы не связаны с процессом подготовки землетрясения, но могут ускорить разрядку накопившихся напряжений. Это относится к лунно-солнечным приливным эффектам, изменениям барометрического давления при прохождении атмосферных фронтов, вариациям скорости вращения Земли. Физических процессов, связанных с изменением напряженного состояния горных пород, не так уж много. К ним относятся изменение объема порового пространства, излучение упругих колебаний и электромагнитной эмиссии при образовании или закрытии трещин, изменение скоростей продольных и поперечных волн, изменение электрического сопротивления горных пород и ряд других менее изученных. Наиболее очевидным и физически обоснованным процессом, сопровождающим изменение напряженно-деформированного состояния горных пород, является изменение объема трещиновато-порового пространства. Эти изменения приводят к перемещению флюида, заполняющего поры, пустоты и трещины в горных породах. В силу малой сжимаемости флюида его перемещение будет происходить не только в зоне распространения деформаций, но и за ее пределами по проницаемым зонам. На этом явлении, по наблюдениям за изменением уровня жидкости в скважинах, основан гидрогеодинамический метод прогнозирования землетрясений. Вариации уровня жидкости из-за технических сложностей подготовки скважин для измерений, часто не отражают всех процессов, происходящих в гидросфере. Наиболее полную информацию при изучении гидродинамики можно получить путем регистрации движения жидкости по стволу скважины. Регистрировать движение жидкости по скважине или заколонному пространству можно стационарно расположенными температурными датчиками. Такие измерения были организованы нами, начиная с 2006 года, в сейсмически активном районе на островах Кунашир и Шикотан. Наиболее информативной оказалась скважина К-1 на острове Кунашир. Анализируя почти непрерывный ряд температурных наблюдений по скважине К-1, удалось установить ряд важных закономерностей в поведении гидрогеодинамического поля при подготовке землетрясений. Было установлено, что различные водоносные горизонты обладают различной чувствительностью к регистрируемым тектоническим событиям. Установлена пространственная особенность отражения тектонических событий в температурном поле для скважины К-1. Температурный отклик наблюдается только на события, эпицентры которых находятся восточнее Курильской островной дуги. Землетрясения в Охотском море практически не вызывают температурных изменений в скважине К-1. Эта особенность температурного отклика может быть объяснена экранирующим влиянием вулканических очагов, находящихся западнее расположения скважины К-1. Следующая важная закономерность – это снижение температуры датчиков на всех горизонтах при подготовке землетрясений, вызываемое нисходящим движением жидкости по стволу скважины. Нисходящее движение жидкости обычно связано с наличием растягивающих напряжений в горных породах. Наличие зоны растяжения не противоречит геологической позиции восточного берега острова Кунашир, изгибающегося под влиянием погружающейся под континент океанической плиты. Следует отметить и тот факт, что практически все события, нашедшие отражение в изменениях температурного поля, характеризуются неглубокими очагами. На рисунке 1 приведен пример отражения в температурном поле подготовки землетрясения 14 августа 2008 года, с магнитудой 5,3 и

глубиной очага около 10 километров. Приведенная на этом рисунке кривая изменения температуры иллюстрирует часть вышеперечисленных закономерностей.

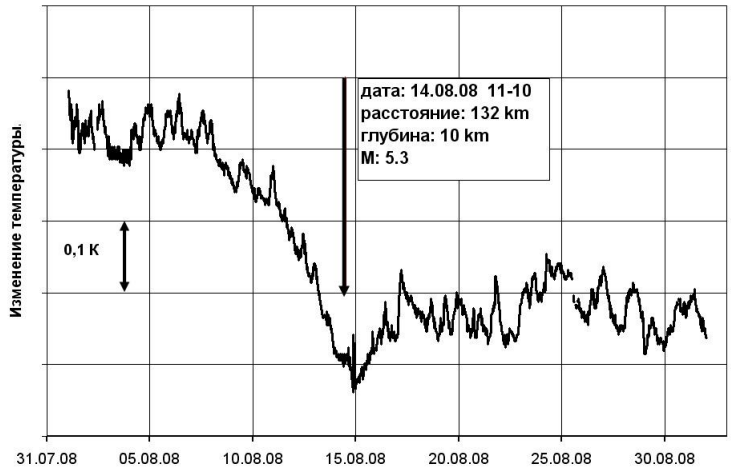


Рис. 1. Изменение температуры в скважине К-1(о. Кунашир) перед землетрясением 14.08.08

Способ передачи температурных данных по скважине К-1 не позволяет анализировать их в режиме реального времени. Все отражаемые в температурных кривых тектонические события анализировались ретроспективно. Исключение составило землетрясение «Тохоку», произошедшее 11 марта 2011 года. Полученные 5 марта температурные данные по скважине К-1 были обработаны только 9 марта. На основании наблюдаемого в течение почти 5 месяцев снижения температуры и достижения ее значения 25,8^{o}C, по аналогии с событием 29 сентября 2010 г. (Рис.2), было высказано предположение о том, что в ближайшие дни должно произойти сильное землетрясение в информативной зоне скважины К-1. Как оказалось, ошибка в определении времени события составила всего 2 дня.

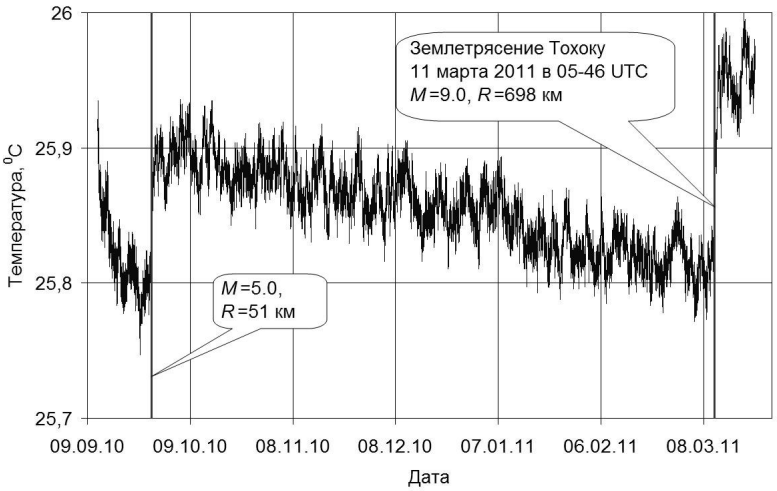


Рис. 2. Изменение температуры в скважине К-1(о. Кунашир) перед землетрясением Тохоку 11.03.11

Количество землетрясений, отраженных в вариациях температуры по скважине К-1, позволяют сделать обоснованный вывод о применимости критерия оценки геометрической чувствительности гидрогеодинамического метода, основанного на отношении магнитуды к логарифму расстояния. Добровольский И.П., King Chi-Yu и ряд других исследователей определили и экспериментально подтвердили, что гидродинамические изменения в гидросфере могут фиксироваться в точке наблюдения по отношению магнитуды к

логарифму расстояния при значении более 2,4. На рисунке 3 приведены события, нашедшие отражение в изменениях температурного поля по скважине К-1. Все зарегистрированные землетрясения расположены на поле левее линии 2,4.

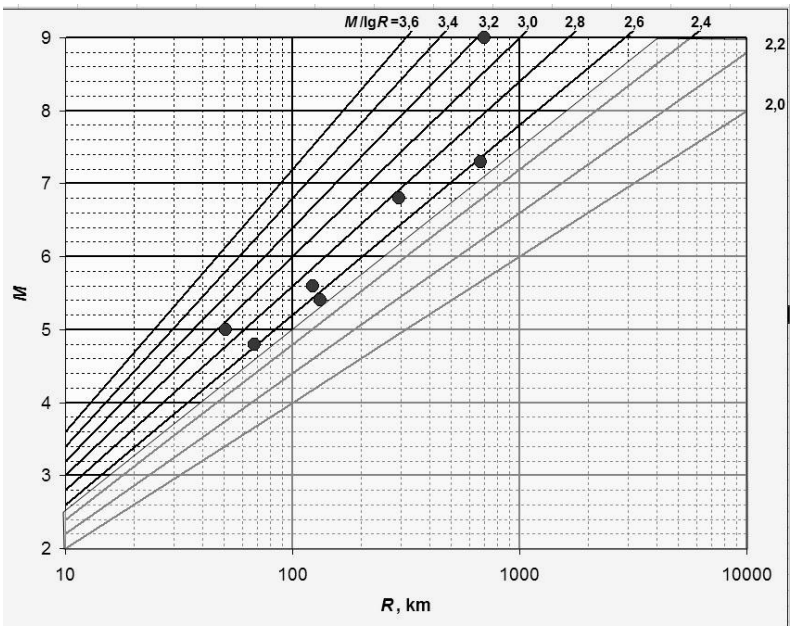


Рис. 3. Расположение тектонических событий, отраженных в температурных изменениях по скважине К-1

Подтвержденная температурными измерениями объективность критерия отношения магнитуды к логарифму расстояния до эпицентра, может быть использована для оценки «дальнедействия» температурного метода измерения движения жидкости в зависимости от магнитуды события при регистрации тектонических землетрясений.

****

УДК 551.24+552.163.321

МАГНИТНЫЕ, ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ТЕПЛОВЫЕ АНОМАЛИИ В ЗОНАХ ПОДЪЁМА ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА

Юркова Р.М., Воронин Б.И.
Институт проблем нефти и газа РАН, Россия, Москва (bivrmyrzb@mtu-net.ru)

This research was conducted in the northwest Pacific active continental margin: Sakhalin, Kamchatka, Koryak range, Karagin Island, Shirshov range in the Bering Sea. Ophiolite formation is related to the development of magmatic-metamorphic large diapir in the mantle lithospheric wedge above the Benioff zone in transition zone of a primive island arc-trench. An ophiolite diapir is exposed on the surface in Schmidt Peninsula (Northern Sakhalin). Bimetasomatic contact-reactional units as indicators of uprising ophiolite diapers formed both in high (T-900°C) and low (T=160°C) temperature conditions which are realised during 30-40 km deep magmatic rock intrusions into serpentinite and at the contacts of ultramafic and forearc flyshoid rocks.

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочных формаций в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море. Рассмотрены различные геодинамические типы островных палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая

приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Установлено, что диапировые внедрения офиолитов приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги Северного Сахалина [7]. Начало формирования офиолитовой ассоциации обусловлено подъёмом крупного диапира или колонны диапиров ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава в области перехода примитивная островная дуга-желоб над зоной Заварицкого-Беньоффа. Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин) с образованием большой (2,5-3,0 км) воронки взрыва газов (ручей Тарычах). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Щмидта имеет, почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии [3] Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий (рис. 2). С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мкг [3]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубинах до 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию. Формирование офиолитового диапира связано с мантийной серпентинизацией дунит-гарцбургитовых ультрабазитов в восстановительных условиях в результате образования анионов (OH) за счёт окиси углерода и водорода при участии никелиевого катализатора по схеме: $2Mg_2Si0_4+Mg_2Si_20_6+4CO+12H_2 \leftarrow^{Ni} \rightarrow Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8+4CH_4$. Образование антигорита с параметром элементарной ячейки α=35,5Å в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км подтверждено экспериментальными, термодинамическими данными (T=450-600°C, P=13-16 кбар), характеристиками изотопного состава водорода и кислорода и расчётами баланса вещества [6]. Термобарические условия мантийной серпентинизации совпадают с данными, транслируемыми субокеанической геотермой [4].

Начало серпентинизации связано с внутрислойным растворением ортопироксена и оливина обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества возможно в связи со сменой ротационного режима Земли. А.Е.Рингвуд, обосновывает существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезиального силиката, экспериментально подтверждённого, имеющего состав $Mg_7Si_2O_8(OH)_6$ и плотность 2,96 г/см [5]. Силикат устойчив в условиях от T=500°C и P=50 кбар до T=1300°C и P=130 кбар. В случае его расплавления может быть получена магма водного пироксенита. Этот расплав по мнению А.Е.Рингвуда, мигрирует в клин над сейсмофокальной зоной, порождая различные типы толеитовой, известково-щелочной, в том числе бонинитовой магмы характерной для дайкового и вулканического комплексов меловой примитивной дуги о-ва Сахалин. Серпентинитовые слои литосферной мантий на глубинах 40-50 км по данным Г.Буалло [2] характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше и нижележащих слоях. Подъём диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона по данным Л.М.Балакиной [1] представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньоффа, трассируемой очагами землетрясений [2] (рис. 1). В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов.

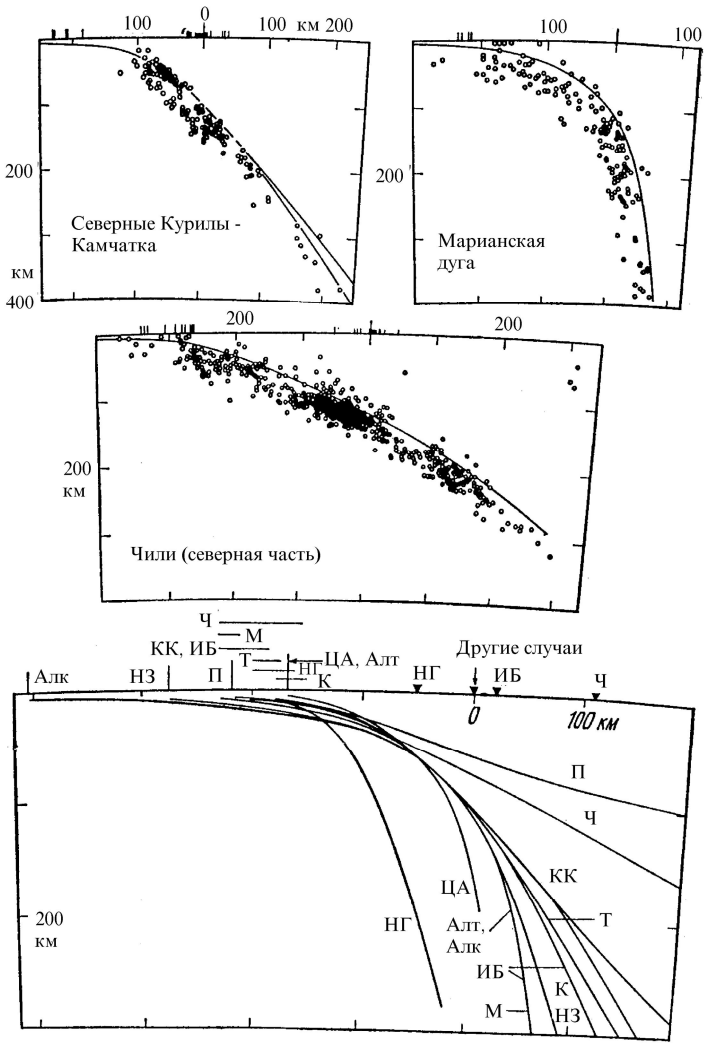


Рис. 1. Расположение очагов землетрясений в зоне активных континентальных окраин и островных дуг [2].
НГ – Новые Гебриды, ЦА – Центральная Америка, Алт. – Алеутские острова, Алк – Аляска; М – Марианская впадина; ИБ – Идзу-Бонинский желоб; К – желоб Кермадек; НЗ – Новая Зеландия; Т – желоб Тонга; КК – Курилы Камчатка; Ч – Чили (Северная часть); П – Перу.

Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [8, 9]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолиовый, полосчатый, габброидный, дайковый, спилит-кератофировый. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных (Т=900°С) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов (350-160°С) пограничных вулканогенно-осадочных серий [7]. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов

островных дуг. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с серпентинитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита [$(K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{5.76}Mg_{0.09}Fe^{2+}_{0.06}Si_{5.96}Al_{0.04})\ O_{18}(OH)_2$] с параметром с=14Å происходило при температурах 350°С. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Такой путь развития системы способствовал активному преобразованию пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление и сейсмичность обеспечили подъём диапира и гидроразрыв перекрывающих слоёв. Углеводороды взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур (Т>350°С) формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды.

Литература

1. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги. В кн.: Строение сейсмофокальных зон. М.:Наука, 1987. С.198–209.
2. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
3. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000. М.:ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
4. Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии. М.: Мир. 1968. С. 272–277.
5. Рингвуд А.Е. Состав и строение Земли. М.:Наука, 1981. 113 с.
6. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107
7. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.
8. Maekawa H., Yamamoto K., TeruakiJ., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull/Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355-366.
9. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // The Island Arc. l997.V.6.P.9l-120.

****

УДК 550.8.05

РАЗВИТИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОЛЕЙ СПАДА В ИМПУЛЬСНОЙ ИНДУКТИВНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГЕОЭЛЕКТРИКИ

И.А. Яхина, +7905 802 00 39, yahina-gfs@yandex.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The possibility of interpretation accuracy improvement by means of "floating" planes, increase of contrast of transients.

Исследование по данному научному направлению было поддержано грантом для молодых ученых УрО РАН в 2011 году.

Целью работы является развитие и усовершенствование методики интерпретации полей спада с использованием приема «плавающей плоскости» [1]; исследование методов повышения контрастности переходных процессов при выделении «тонких (малоконтрастных)» особенностей строения разреза, которые отражаются в нарушении спада э.д.с.

Интерпретация полей спада в импульсной электроразведке применительно к ЗМПП (зондирования методом переходных процессов) с использованием совмещенных приемно-генераторных петель – важное актуальное направление для исследований, так как метод приобрел широкое практическое применение при решении структурных и поисковых задач. Однако в теоретическом и методическом обеспечении еще остается масса нерешенных проблем, связанных с практическим применением метода в различных условиях. Данную задачу возможно решить, если усовершенствовать алгоритм решения прямых и обратных задач для базовых геоэлектрических моделей среды (однородное проводящее полупространство ОПП, проводящая плоскость, однородный проводящий шар).

Возможность идентификации слабоконтрастных переходных процессов в совмещенных установках, ранее неинтерпретируемых из-за малости вклада в суммарную продольную проводимость, позволяет существенно повысить разрешающую способность метода ЗМПП. Такие типы процессов удается выявить при проведении многоразмерных зондирований совмещенными установками (зондирования в одной точке с разными сторонами петли). При такой технологии измерений регистрируемый сигнал можно разделить на индукционную и поляризационную составляющие. Поляризационные процессы выделяются при приведении измерений сигналов от установок разных размеров к одной оптимальной. В работе [2] показано, что для модели ОПП при приведении результатов многоразмерных зондирований наиболее эффективным является использование функции временного сдвига, т. е. требует формирования нового массива времени

$$t_{и} = \frac{t \cdot L^2_1}{L^2_2}$$

где L_1 – размер установки, к импедансу которой приводится сигнал с установки L_2 и устанавливается уровень сигнала. Такой способ приведения к большим и меньшим установкам над ОПП показан на рис. 1. Для сравнения приведены и результаты пересчёта по закономерности L^4 [1], который даёт хорошие результаты только на поздней стадии сигнала становления. Таким образом, возможно изучать переходные процессы в среде на всем временном интервале измерений, начиная с самых ранних времен регистрации поля становления.

Другой важной актуальной задачей является точность выделения (восстановления) индукционной части кривой спада сигнала, с которой связана дальнейшая интерпретация. Наиболее универсальный способ восстановления – применение метода кажущейся продольной проводимости в варианте «плавающей плоскости» [1]. Метод «плавающей плоскости» позволяет решать как структурные задачи в нефтяной геологии, гидрогеологии, так и нефтерудопоисковые. Особую ценность он получил после введения в практику геоэлектрики понятия глубинности регистрируемого поля вихревых токов в среде. Но функции глубинности для полупространства и переслаивания на изоляторе различны, поэтому возникают неоправданные, по отношению к реальным возможностям метода, погрешности в результатах интерпретации. Поиск способов исключения этих погрешностей – актуальная проблема. Это связано, прежде всего, с тем, что расчет удельных сопротивлений (проводимостей) через величину продольной проводимости от глубины представляет на практике неоднозначную задачу. Однако если применить определенные алгоритмы трансформации, то появляется возможность однозначного определения решаемой задачи. В работах [3,4] приведено такое решение прямой и обратной задачи ЗМПП методом «плавающей» плоскости над однородным проводящим полупространством (ОПП) с

помощью введения в алгоритм новых параметров – динамических параметров спада импеданса, связанных с геоэлектрическими особенностями среды. Таким образом, возможно реально повысить точность интерпретации данных ЗМПП и разрешающую способность метода.

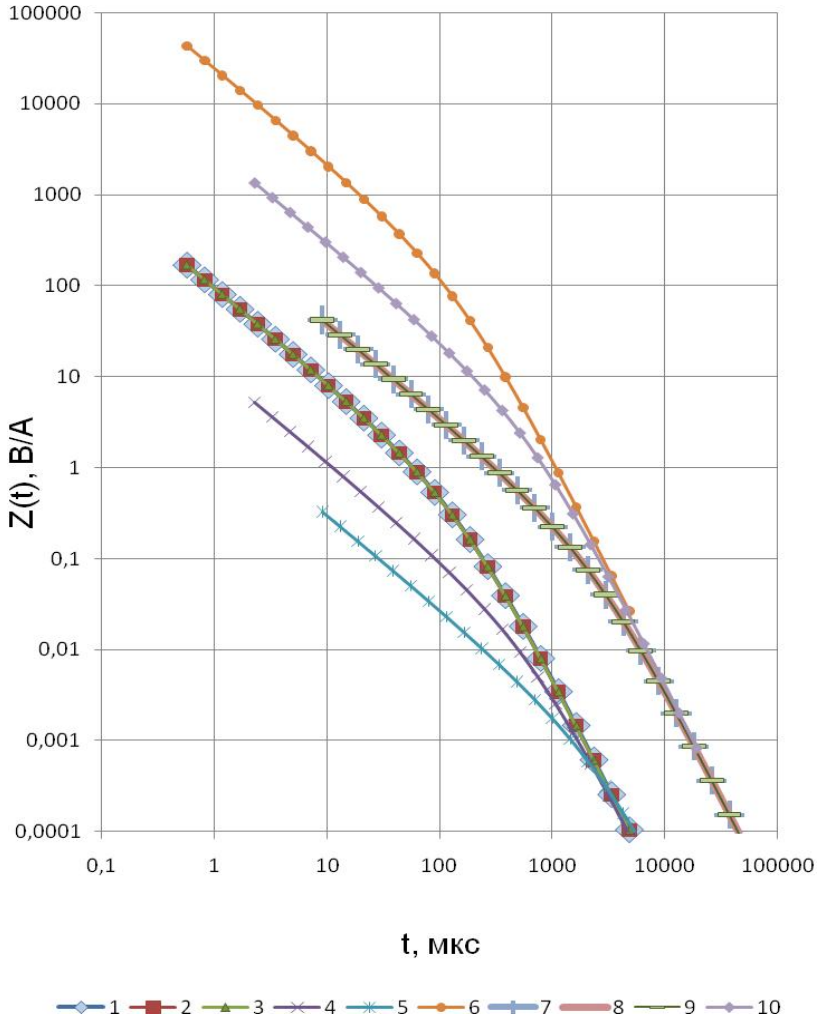


Рис. 1. Результаты приведения измерений сигналов *Z(t)* многоразмерных зондирований над однородным полупространством к одному размеру установки, используя временной сдвиг (ρ=50 Ом·м): *1* – измерения Z(t) с размером установки *L* 250 м; *2* – результаты приведения измеренных значений с размером установки *L* 500 м к установке *L* 250 м; *3* – результаты приведения измеренных значений с размером установки *L* 1000 м к установке *L* 250 м; *4* – результаты приведения измеренных значений с размером установки *L* 500 м к установке *L* 250 м [1]; *5* – результаты приведения измеренных значений с размером установки *L* 1000 м к установке *L* 250 м [1]; *6* – результаты приведения измеренных значений с размером установки *L* 250 м к установке *L* 1000 м [1]; *7* – измерения *Z(t)* с размером установки *L* 1000 м; *8* – результаты приведения измеренных значений с размером установки L=250 м к установке *L* 1000 м; *9* – результаты приведения измеренных значений с размером установки *L* 500 м к установке *L* 1000 м; *10* – результаты приведения измеренных значений с размером установки *L* 500 м к установке *L* 1000 м [1]

Литература

1. Сидоров В.А. Импульсная индуктивная электроразведка. – М: Недра, 1985, - 192 с.
2. Яхина И.А. Некоторые полезные экстремумы динамических параметров в зондирования методом переходных процессов (ЗМПП). – Изв. ВУЗов. Геология и разведка. №3, 2011, с. 70-75.

3. Яхин А.М., Яхина И.А. О функции глубинности при интерпретации результатов ЗСБ методом кажущейся продольной проводимости. Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 21-26 апреля 2009г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009 г, с. 306-308.
4. Яхин А.М., Яхина И.А. Возможность создания адаптирующихся к условиям измерений систем результатов интерпретации ЗМПП. EAGE, Первая международная научно-практическая конференция «ГЕОБАЙКАЛ-2010», Иркутск, 15-20 августа 2010 г.опт. диск

****

УДК550.8:553.08:53/54

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ ОБРАЗЦОВ МАГНЕТИТОВЫХ РУД

В.В.Бахтерев, e-mail: v_bakhterev@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

We applied to investigate temperature dependences of electric resistance and loss tangent in the range from 20 to 800°C in magnetite ore. The samples of ore contain 80-90% magnetite, which differ in structure, mineralogy and genetic peculiarities. It is find out that for the every type the linear relationships between activation energy (E_0), electric conductivity coefficient (lgR_0) is valid and the function $lgR_0=a-bE_0$ is applicable. These empirical relationships $lgR_0=f(E_0)$ provide additional information concerning typomorphic features of magnetite mineralization. They also make possible to estimate the location of the probe relative to syenite massif.

Магнетит, кристаллизуясь в различных термодинамических и физико-химических условиях, в своем химическом составе и кристаллической структуре несет генетическую информацию об этих условиях. Набор физических свойств минерала, несущих такую информацию, разнообразен (это в основном магнитные свойства). Использование магнитных характеристик позволяет решать целый ряд геологических задач, включая поиски и разведку полезных ископаемых [1]. Тем не менее, интерес к этому минералу не ослабевает. Открываются его новые не используемые свойства. Важное место в ряду типоморфных признаков могут занять электрические свойства, в том числе при высоких температурах, которые несут информацию о кристаллохимических особенностях, фазового и структурного состояния вещества. Изучение высокотемпературной электропроводности магнетитовой руды (магнетита) и вмещающих горных пород могут выявить новые нетрадиционные поисковые признаки.

Электропроводность минералов и горных пород сильно зависит от температуры нагрева. Разнообразие ассоциаций минералов, структурных и текстурных особенностей горных пород обусловливает широкий диапазон значений их электрического сопротивления, особенности механизма электропроводности и как следствие неодинаковый характер зависимости от температуры. Исследование электропроводности, в том числе при высоких температурах, магнетита (магнетитовой руды) и вмещающих горных пород может послужить дополнительным источником информации о генезисе как вновь образованных, так и исходных пород.

Электрические параметры определяли по методике, описанной в [2]. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20-800 °С. Образцы для исследования вырезали в форме кубика с ребром 0.02 м. Скорость нагревания 0.066 град/с. Температуру в системе определяли в 0.01 м от образца платино-платинородиевой термопарой. Измерения электропроводности осуществляли на постоянном токе. Измерительный прибор – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и относительной ошибкой измерений от ±2.5% до 4% в конце диапазона. Для определения электрических параметров температурные

кривые электропроводности были построены в координатах *lgR, 1/T*. Энергия активации *Eo* определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой *lgR=f(1/T)* в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая *lgR=f(1/T)* не искажена аномальными эффектами (в области точки Кюри). Коэффициент электрического сопротивления *lgRo* определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой *lgR=f(1/T)* на оси ординат.

Исследована высокотемпературная электропроводность образцов магнетитовых руд из ряда железорудных месторождений (Новопесчанское, Естюнинское, Таштагольское, Абаканское, Магнитогорское). Определены электрические параметры (коэффициент электрического сопротивления lgR_o и энергия активации E_o) исследованных образцов и установлен характер их распределения. Установлена связь между параметрами. Графическое изображение этой связи в координатах E_o и lgR_o обнаруживает обширное поле распределения фигуративных точек, которое вбирает в себя результаты исследований образцов всех месторождений. На этом поле выделяются участки фигуративных точек с коодинатами E_o, lgR_o, характерные для конкретных месторождений. Поля точек некоторых месторождений совпадают или частично перекрываются.

Для всех исследованных объектов выявлена линейная связь между E_o и lgR_o вида $lgR_o=a-bE_o$. При этом коэффициент *a* меняется от 0,52 до 4.41 в зависимости от генезиса магнетитовой руды. Коэффициент *b* практически одинаков и равен 5,65 для всех исследованных образцов.

Исследована высокотемпературная электропроводность образцов бессульфидных и сульфидно-магнетитовых руд Гороблагодатского месторождения. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, пирротином. По характеру температурных кривых и электрическим параметрам выделены три группы образцов: пирит-халькопирит-магнетитовые, пирротин-магнетитовые и бессульфидные руды. Для каждой группы образцов установлена линейная связь между энергией активации (E_o) и коэффициентом электрического сопротивления (lgR_o) вида $lgR_o=a-bE_o$. При этом коэффициент *b* практически одинаков для всех исследованных типов руд и равен 5,65.

Пироксен-магнетитовые руды – высокотемпературные образования, хорошо раскристаллизованы, имеют максимальные размеры зерен. Эти руды пространственно ближе всего находятся к интрузиву. Образцы этих руд имеют самые большие значения коэффициента электрического сопротивления lgR_o и самые малые значения энергии активации E_o из всех исследованных образцов. Дальше от интрузива расположены среднетемпературные руды – гранат-магнетитовые. Еще дальше – низкотемпературные эпидот-хлорит-магнетитовые, слабо раскристаллизованные, мелкозернистые.

По мере удаления от интрузива электрические параметры образцов руд, как пирит-халькопирит-магнетитовых, так и бессульфидных, изменяются: увеличивается E_o, уменьшается lgR_o.

Полученные эмпирические зависимости $lgR_o=f(E_o)$ могут дать дополнительную информацию при изучении типоморфных признаков магнетитового оруденения, а также позволят судить о пространственном положении относительно сиенитового массива исследуемых образцов.

Часть результатов опубликована [3-5], другие будут продемонстрированы в докладе впервые.

Список литературы

1. Чернышева Н.Е., Смелянская Г.А., Зайцева Г.Н. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 236 с.
2. Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с.
3. Бахтерев В.В. Экспериментальные исследования высокотемпературной электропроводности магнетитовой руды (магнетита) в связи с генетическими особенностями месторождений / Третья международная конференция «Ультрабазит-базитовые комплексы

складчатых областей и связанные с ними месторождения». Качканар 28 августа-2 сентября 2009 г. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 80-83.

4. Бахтерев В.В. Высокотемпературная электропроводность магнетитовой руды (магнетита) в связи с генетическими особенностями месторождения // ДАН. 2010. Т. 433. № 4. С. 496-498.

5. Бахтерев В.В. Особенности высокотемпературной электропроводности сульфидно-магнетитовых руд Гороблагодатского месторождения // Уральский геофизический вестник. 2011. № 1(18).

Оглавление

Atya M.A., Ahmed S.B., Musa M.F., Gaballa M., Abbas M., Shaaban F.F. and Hafez, M.A. GPR Investigations to allocate The Archaeological Remains in Mut Temple, Luxor, Upper Egypt	4
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	4
Абельс В.Р. Герман Федорович и Роберт Германович Абельсы – ученые, организаторы, патриоты	5
Абельс В.Р. Как принято решение о создании ЕММО. Роль российских императоров и Обсерватории в развитии Екатеринбурга	7
Акимова Е.Н., Пьянков В.А. Решение обратных задач гравиметрии на многопроцессорном комплексе	8
Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Геомагнитные и аэроэлектрические среднеширотные обсерваторские наблюдения	11
Антонов В.А. Математическое моделирование сплайном функционально-факторных уравнений нелинейной регрессии	14
Антонов В.А. О достоверности функционально-факторных уравнений регрессии с самоопределяющимися параметрами	17
Антонов В.А., Яковлев М.В. Компьютерная программа построения двумерных уравнений нелинейной регрессии	20
Архиереев А.В. Возможности использования горизонтального магнитного диполя для непрерывного профилирования для изучения неоднородных сред	24
Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Глухих И.И. Н овая область применения скважинной магнитометрии	26
Бакиянов А.И., Бетёв А.А., Гвоздарев А.Ю., Учайкин Е.О. Новая магнитная станция - Байгазан (Горный Алтай, Телецкое озеро)	29
Бебнев А.С. Результаты наблюдения магнитного поля на пунктах векового хода в окрестностях обсерватории "Арти"	32
Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Использование амплитудно-частотного спектра акустической эмиссии для восстановления функции распределения трещин по размерам	34
Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Восстановление временны̀х изменений структурных и динамических характеристик разрушающихся горных пород с использованием вариаций концентрации радона	38
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение современных интерпретационных технологий при изучении подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга)	41
Болдина С.В., Копылова Г.Н. О связи барометрической эффективности и приливной чувствительности уровня воды в скважинах с упругими параметрами резервуаров подземных вод	44
Бородин П.Б., Власова Г.В., Кусонский О.А. Магнитная станция обсерватории "Арти" (IAGA ARS)	47
Брагин В.Д., Воронцова Е.В. Гармонический анализ вариаций полного вектора Т геомагнитного поля, и связь компонент с сейсмической активностью Северного Тянь-Шаня.	48
Бужук Л.А., Поливцев А.В., Архипова Л.Д. Влияние вторичных преобразований пород-коллекторов на электрофизические свойства по результатам электронномикроскопических исследований	52
Бычков С.Г. Гравитационное и магнитное поля Пулытьинской площади	55

Ваганова Н.В., Французова В.И., Косарев Г.Л., Орешин С.И. Деформированное состояние верхней мантии под Русской плитой по наблюдениям обменных волн SKS 58
Верхоланцев А.В., Варлашова Ю.В. Изучение подстанционной скоростной структуры с помощью метода функции приема 61
Веселкова Н.В., Пугин А.В. Алгоритмы решения обратных задач гравиразведки структурного типа с адаптивной аппроксимацией 64
Виноградов А.М., Начапкин Н.И., Угрюмов И.А. Участок "золотая гора": геофизический прогноз локальной гидротермальной структуры с проявлением сульфидной минерализации 61
Вишнев В.С., Дьяконова А.Г. Преобразование профильных распределений апериодических импульсных помех от электрической железной дороги в кривые кажущегося сопротивления 70
Геник И.В. Зонально-региональные геофизические работы в северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии 73
Гетманов В.Г., Гвишиани А.Д., Kelly Stroker Распознавание P-waves возмущений в наблюдениях специальных донных станций 76
Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Притыка И.В., Севастьянов Д.П., Горских П.П. Эффективность геофизических методов при поисках колчеданных руд в условиях Северного Урала 79
Годзиковская А.А Дальность макросейсмических проявлений при взрывах 82
Голованова И.В., Данукалов К.Н., Левашева Н.М. Изучение вендских комплексов Южного Урала палеомагнитным методом 85
Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Оценка геотермических условий глубоких горизонтов Башкирского Предуралья 88
Григорьева С.А., Кусонский О.А. Закономерности изменения параметров ионосферы по данным наблюдений уральских обсерваторий 90
Григорьева С.А. Характеристика спорадического слоя над Уралом за 23 цикл солнечной активности 93
Губатенко В.П., Московский И.Г. Аналитические решения уравнений Максвелла для трехмерных распределений электропроводности 96
Гуляев А.Н. Сейсмотектоника центральной части Уральского региона 99
Гуляев А.Н. Сейсмичность и сейсмическое районирование центральной части Уральского региона 103
Гуляев А.Н., Осипова А.Ю. Районирование территории города Нижний Тагил Свердловской области по величине расчетной силы сейсмического воздействия 106
Гуляев А.Н., Осипова А.Ю., Щапов В.А. Результаты геофизических исследований на площадке аварийного отселенного девятиэтажного жилого дома № 6 на ул. Мусоргского в Екатеринбурге 109
Давыдов В.А. Опытная малогабаритная аппаратура регистрации «ОМАР-2м» для метода АМТЗ 112
Данилов К.Б., Французова В.И. Выделение трубки взрыва Ненокского поля Архангельской алмазоносной провинции фоновыми микросейсмами 115
Демежко Д.Ю., Дергачев В.В., Рыбаков Е.Н., Климшин А.В. Датчик и система измерений тепловой активности материалов 118
Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. Определения параметров одиночных геоплотностных неоднородностей с использованием функции локализации 121
Доломанский Ю.К., Муравьев Л.А., Ратушняк А.Н., Федорова Н.В. Магнитометрический поиск техногенных железных объектов в укрывающих средах 124
Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Особенности тектонического районирования на разных глубинных уровнях верхней части литосферы Среднего Урала 128
Дрягин В.В., Иголкина Г.В., Иванов Д.Б., Бабуркина М.А., Мезенина З.С. Оценка 130

прогноза насыщенности и продуктивности коллекторов методом КСАЭ
Дрягин В.В., Лауфер К.К., Иванов И.А., Госс А.В., Иванов Д.Б. Лабораторная установка исследования акустической эмиссии кернов насыщенных пород 133
Дубовенко Ю.И. О приложениях модуля градиента потенциала силы тяжести в задаче Алексидзе 136
Дубовенко Ю.И., Черная О.А. О некоторых особенностях 4D наблюдений силы тяжести 139
Дубянский А.И. Петрофизические индикаторы динамического режима формирования горных пород кристаллического фундамента ВКМ 142
Дубянский В.И. Выявление закономерностей распределения интрузий в плане на основе моделеривания тепловых полей на примере юго-востока Воронежского кристаллического массива 144
Дучков А.Д., Казанцев С.А., Аюнов Д.Е., Пермяков М.Е. Результаты мониторинга температуры в скважинах СИЯП и Новосибирского геодинамического полигона 147
Ефименко С.А., Портнов В.С., Турсунбаева А.К., Маусымбаева А.Д. Рентгенорадиометрический анализ полиметаллических руд на EDXRF спектрометрах РЛП-21 и РЛП-21Т 150
Ефименко С.А., Портнов В.С., Турсунбаева А.К., Маусымбаева А.Д. Экологический мониторинг руд средствами ядерно-геофизических технологий опробования руд в ТОО «Корпорация Казахмыс» 153
Жданов С. А., Пыжьянов Ю.Б. Результаты работ по обобщению геолого-геофизических материалов в Дегтярско-Полевском районе 156
Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Чадаев М.С., Простолупов Г.В., Гершанок В.А. Близкие к линейным структуры архейского фундамента западного склона Среднего Урала на территории Пермского края по данным магниторазведки 161
Иволга Е.Г. Выраженность оловорудных районов юга Дальнего Востока России в аномалиях гравитационного поля 164
Исаев В.И., Лобова Г.А., Лазарев Г.И., Нгуен Хыу Бинь Моделирование термической истории нефтематеринских отложений в разрезах глубоких скважин Усть-Тымской мегавпадины 167
Исламгалиев Д.В. Диффузионный потенциал и его вклад в потенциал спонтанной поляризации при интерпретации каротажа скважин методом ПС 170
Калинин Н.А., Смирнова А.А., Свиязов Е.М. Развитие радиолокационных методов в метеорологии 173
Климшин А.В. Методика расчета объемной активности радона в подземных горных выработках 176
Климшин А.В., Козлова И.А., Рыбаков Е.Н., Луковской М.Ю. Математическая модель переноса радона в приповерхностном слое грунтов в условиях промерзания 179
Климшин А.В., Миндубаев М.Г. Моделирование переноса радона в условиях свободной тепловой конвекции почвенного воздуха 182
Козлова И.А., Юрков А.К Вариации объемной активности радона в температурном диапазоне 20-400С. 184
Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Магнито-геологическая модель золотого оруденения в пологозалегающих структурах на примере месторождения Чертово Корыто (Байкало-Патомское нагорье) 187
Колтышева Е.С. Тектоническая унаследованность и нефтегазоносность в пределах Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской нефтегазоносных провинций. 190
Колтышева Е.С. Палеотектонический анализ по профилям ГСЗ на территории Тимано-Печорского региона. 192
Комлева Е.В. Информация к размышлению: геологические, экологические и политические аспекты хранения и захоронения ядерных материалов 194

Копылов И.С. Картирование геодинамических активных зон Среднего Урала при проведении аэрокосмогеологических исследований территории трасс магистральных газопроводов 196
Корчин В.А. Влияние тепловых режимов Земли на коровые зоны низких сейсмических скоростей 199
Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. Глубинные вещественные модели некоторых участков Антарктического полуострова по петрофизическим данным и материалам ГСЗ 202
Костарева Т.В. Прогноз экстремально высоких уровней загрязнения атмосферного воздуха в городах Уральского региона 205
Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В. Решение трёхмерной задачи динамики сильно вязкой неоднородной среды и её приложение к моделированию глубинных геодинамических процессов 208
Котлованова А.А., Демежко Д.Ю. Роль тепловой активности в распространении температурных колебаний в геологической среде 211
Кочнев В.А. Эффективная намагниченность ядра — результат решения обратной задачи по геоцентрической Z-компоненте магнитного поля IGRF-2005 214
Кочнев В.А., Поляков В.С., Гоз И.В. Создание технологии обработки и интерпретации сейсмических данных в Восточной Сибири с использованием данных детальной гравиметрии 217
Кутин В.А., Геник И.В. Компьютерная реализация некоторых алгоритмов обработки данных магниторазведки 220
Лаптев Ю.В., Тимохин А.В., Титов Р.С., Кантемиров В.Д., Титов К.С. Особенности электрометрии при разведке хризотиласбеста и титаномагнетитов в эксплуатационных целях 223
Лаптев Ю.В., Титов Р.С., Кантемиров В.Д., Яковлев М.В. Геометризация показателей качества габбро с применением электрометрии 226
Литовский В.В. Новые сведения к истории геоисследований на Урале 229
Литовский В.В. Гравиогеография, проблемы инфраструктуры и размещения производительных сил 232
Лукьянова Р.Ю., Христиансен Ф. Распределение магнитных и электрических полей магнитосферного происхождения в высокоширотной ионосфере северного и южного полушарий 236
Маловичко А.А., Чепкунас Л.С. Уточнение магнитуды Билимбаевского землетрясения 240
Маркова М.Н., Лапина Е.П. К вопросу практического решения обратной задачи магнитометрии в выбранных аппроксимационных классах. 243
Мартышко П.С. Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Методика сейсмо-плотностного моделирования верхней части литосферы по «сеточной» технологии 246
Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. Геофизические модели строения земной коры Северного и Среднего Урала 249
Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Особенности построения плотностных моделей литосферы при условии изостатической уравновешенности 251
Миндубаев М.Г. 3D модели конвекции в пористой среде 254
Мичурин А.В. Анализ возможностей модификаций монтажного метода при решении нелинейного обратной задачи гравиметрии рудного типа 257
Московская Л.Ф. Частотно-корреляционный анализ магнитного поля (в разделённых полях) при мониторинге геодинамических процессов 260
Московская Л.Ф. Опыт использования ориентационного кластерного анализа в задачах мониторинга магнитного сейсмического и кинематического полей в Японии 261

Муравьев Л.А. О применении общеземных баз высотных данных в геофизических исследованиях 262
Надежка Л.И., Ипполитов О.М., Золототрубова Э.И. Некоторые особенности распределения плотности в литосфере Воронежского кристаллического массива 265
Нархов Е.Д., Денисов А.Ю., Сапунов В.А. Моделирование магнитной съемки объектов в дипольном приближении с использованием многоканального скалярного магнитометра – градиентометра 268
Негров О.Б., Федорова К.С. Проблема низкого теплового потока в Карелии и на Урале 269
Немирович-Данченко М.М. Трещины отрыва и сдвига как источники сейсмических волн 273
Нечеухин В.М., Волчек Е.Н. Плитотектоническая геодинамика северо-западного сегмента литосферы Евразии 274
Носкевич В.В. Георадарная съемка на археологическом памятнике эпохи бронзы "Коноплянка" 276
Овчаренко А.В., Беликов В.Т., Баландин Д.В., Угрюмов И.А. Использование высокоточных GNSS-измерений и комплексного геофизического мониторинга для диагностики деформаций высотных сооружений 279
Паровик Р.И., Фирстов П.П., Макаров Е.О. Анализ временных рядов мониторинга объемной активности почвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне (Россия) 281
Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Кочергин Е.В., Веселов О.В. Связь временных изменений геофизических полей с сейсмическими событиями 283
Пигулевский П.И. Некоторые результаты исследований состава низов земной коры юго-восточной части Украинского щита 286
Пинчук К.А., Булнаев А.И. Результаты мониторинга радона в Северомуйском тоннеле 289
Поддельский А.И., Поддельский И.Н. Проблемы совместимости геофизических исследований в обсерватории "Магадан" 292
Поливцев А.В. Способ выявления природы аномальности газовых потоков из недр в атмосферу 294
Поливцев А.В. Свойство геодинамической памяти современного почвенного покрова 297
Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Следы разгрузки теплопотока из недр в рифтовой зоне восточной Чукотки 301
Попков В.И. Глубинное строение Северного Каспия по данным аэромагнитной съемки 304
Попков В.И. Местоположение и характер границы Скифской и Восточно-Европейской платформ на акватории Азова по геофизическим данным 306
Пьянков В.А. Локализация пластической деформации на различных иерархических уровнях и ее связь с вариациями магнитных параметров дунитов платиноносного массива Кондер 308
Пьянков В.А. Мезомеханический сценарий процессов упрочения массива Денежкин Камень и их проявление в магнитных и магнитоакустических характеристиках пород 312
Ребецкий Ю.Л. О конвективном движении в мантии горных пород, обладающих упругостью 315
Рублев А.Л., Пьянков В.А. Применение метода локальных поправок для структурных задач магнитометрии 318
Ружникова А.А. Выделение аномалий гравитационного и магнитного полей при решении задач структурного картирования на юге Сибирской платформы с использованием дисперсионного анализа 322
Савельев В.В., Сапунов В.А., Савельев Д.В., Денисов А.Ю., Сапунов А.В. Лабораторный источник стабилизированного геомагнитного поля 325

Сапунов В.А., Денисов А.Ю., Савельев Д.В., Киселев С.Е., Денисова О.В., Савельев В.В., Сапунов А.В. Развите и достижения по векторным протонным оверхаузеровским геомагнитометрам 327

Светлакова А.Н. Модель соляного тектогенеза в бортовых зонах солеродных бассейнов (на примере западного борта Предуральского прогиба) 329

Симанов А.А. Проблема «центральной» зоны при определении поправок за влияние рельефа местности 332

Сухих Е.А., Хуторской М.Д. О температурной стратификации водных масс в придонном слое Баренцевоморского региона 335

Тимофеев Д.Н. Природа генерации магнитного поля Земли в свете сепарационной теории космических тел 336

Тимофеев Д.Н. Землетрясения и вулканические проявления в свете законов химии и химической термодинамики, возможность их обезвреживания 339

Тимохин А.В. Схема обработки сигнала регистрации электрического сопротивления на Бишкекском прогностическом полигоне во временном диапазоне 1.06-1.09.1986, включающем землетрясение M=3.5. 342

Тимохин А.В., Гальянов А.В. Металломорфозы как фактор полезного сигнала регистрации рудопроявлений и рассеянных структур окислов 346

Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Белоглазова Н.А., Вдовин А.Г., Баженова Е.А. Динамическая расслоенность геосреды по одновременным измерениям сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважинах. 351

Троянов А.К., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Баженова Е.А. Изучение профиля притока флюида в интервале пласта-коллектора на месторождениях нефти и газа 354

Устинова В.Н., Волегов Д.А. Сейсморазведка при изучении геологического строения нефтяных и газовых месторождений 357

Устинова В.Н., Устинова И.Г., Волегов Д.А. Магниторазведка и глубинная сейсморазведка при региональном прогнозе нефтегазоносности на территории Западно-Сибирской плиты 360

Федорова Н.В., Гемайдинов Д.В. Применение параллельных алгоритмов при изучении структуры аномального магнитного поля Урала 363

Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Горшков В.В., Маликов А.В., Хрущева В.В., Муравьев Л.А. Геофизические исследования 2009-2010 г. на археологических поселениях в долине реки Карагайлы-Аят, Южный Урал. 364

Федорова Н.В., Соболев О.Л. Применение аппроксимационного метода для определения параметров источников по магнитным аномалиям 367

Федорова О.И. Применение геоэлектрического мониторинга для инженерно-экологических исследований в районе накопителей жидких отходов 370

Ферштатер Г.Б. Термальный режим Уральского эпиокеанического орогена в палеозое 373

Фирстов П.П., Рашидов В.А., Мельникова А.В. Геофизические исследования термальных площадок «Котел» и «Грифон Иванова» (природный парк «Налычево», Камчатка) 376

Хачай О.А., Дрягин В.В., Иголкина Г.В. Исследование процессов неравновесной двухфазной фильтрации в неоднородных средах по данным активного сейсмоакустического скважинного мониторинга. 379

Хачай О.А., Хачай О.Ю. Изучение и контроль состояния геологической среды с позиции теории открытых динамических систем (на примере удароопасных горных массивов). 382

Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н. Динамические условия формирования ядра и мантии при аккумуляции Земли 385

Хомутов С.Ю., Павлов А.Ф., Федотова О.И. Температурные эффекты в магнитных измерениях, выполняемых на Геофизической обсерватории "Ключи", Новосибирск 388
Христенко Л.А. Геофизические критерии прогнозирования кор выветривания, перспективных на золотое оруденение (на примере Кузнецкого Алатау) 391
Чурсин А.В., Виноградов В.Б. Объемная модель рудопроявления скарно-магнетитовых руд Талтийское 2 395
Чурсин А.В., Федорова Н.В., Прутьян А.М. Аэрогеофизические исследования на территории транспортного коридора Урал промышленный - Урал Полярный 397
Шаров Н.В. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) 400
Шварцман Ю.Г. «Тепловое поле и нефтегазоносность Европейского сектора Арктики» 403
Шестаков А.Ф., Бобровников Н.В., Миронов Д.Г, Бакаев В.П. Результаты опытно-методических электроразведочных работ на археологическом объекте "Каменный амбар" 406
Шкляев В.А., Шкляева Л.С. Пространственный анализ вековых изменений температуры воздуха на Урале 409
Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. Гравиметрические исследования Верхнекамского месторождения калийных солей 412
Юдахин Ф.Н., Иванова Е.В. Опыт изучения сейсмического сигнала от стационарного техногенного источника 414
Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Уткин В.И. Отражение процесса подготовки и реализации «Великого землетрясения Тохоку» в температурных вариациях по скважине К-1 (о. Кунашир) 417
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Магнитные, гравитационные и тепловые аномалии в зонах подъёма офиолитового диапира 420
Яхина И.А. Развитие теоретических основ интерпретации полей спада в импульсной индуктивной электроразведке при решении задач геоэлектрики 423
Бахтерев В.В. Исследование электропроводности при высоких температурах образцов магнетитовых руд 426

Научное издание

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

Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича

Материалы конференции

Рекомендовано к изданию ученым советом Института геофизики и НИСО УРО РАН

Редактор Мартышко П.С.
Компьютерная верстка Рублева А.Л.

ISBN 978-5-7691-2261-3

НИСО УрО РАН № 67 (11)
Подписано в свет 06.09.2011 г.
Уч.-изд. л. 55