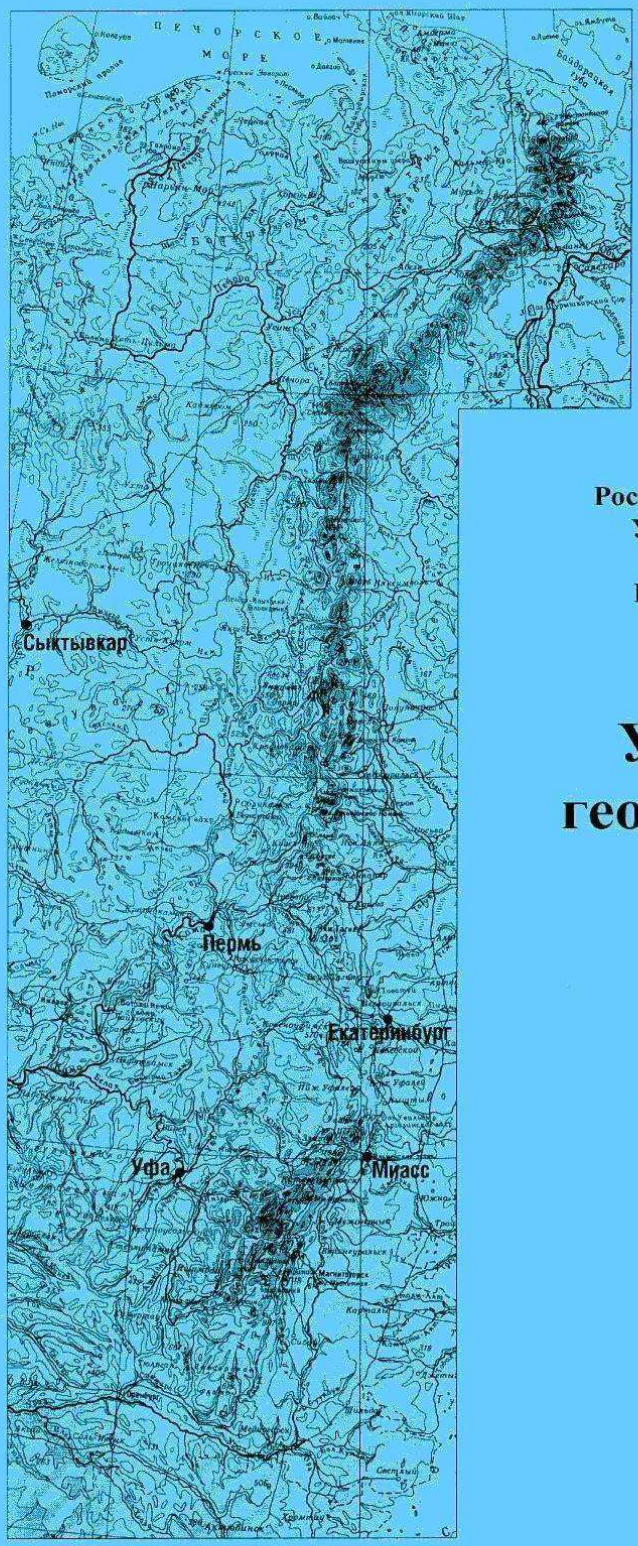
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 2
2017

Екатеринбург
2017

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
им. Ю.П. БУЛАШЕВИЧА

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 2 (30) 2017

Основан в 2000 г.
Выходит 2 раза в год
ISSN 1991– 0223

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Мартышко П.С. (mpsdir@mail.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В. (ugv@bk.ru)

Члены редколлегии:

Беликов В.Т., Бычков С.Г., Глухих И.И.,
Демежко Д.Ю., Дружинин В.С., Иголкина Г.В.,
Начапкин Н.И., Романюк Т.В., Сенин Л.Н.,
Федорова Н.В., Хачай Ю.В., Хуторской М.Д.,
Шаров Н.В., Шестаков А.Ф., Эпов М.И.

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН
тел. (343) 267-88-68, факс (343)267-88-72
E-mail: mpsdir@mail.ru

Официальный сайт: http://www.igeoph.net

© Институт геофизики УрО РАН
© Авторы статей

СОДЕРЖАНИЕ

Антипин А.Н., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Федосов М.А., Хацкевич Б.Д.
Результаты комплексирования наземных геофизических методов на Северо-Тараташском участке……..... 4

Астраханцев Ю.Г., Старовойтов В.П., Белоглазова Н.А.
Трехкомпонентный магнитометр-градиентометр пешеходный (МГП-01)….. 9

Бахтерев В.В.
Особенности электропроводности при высоких температурах титаномагнетитов из Гусевогорского месторождения……..……...…….. 16

Беликов В.Т., Козлова И.А., Рывкин Д.Г., Юрков А.К.
Особенности развития процесса разрушения образца гранита при медленном изменении нагрузки…….. 22

Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Федосов М.А.
Методика проведения мониторинга воздействия техногенных процессов на геологическую среду……..... 34

Вишнев В.С.
Кривые кажущегося сопротивления метода электроразведки блуждающими токами электрической железной дороги при различных параметрах модели источника……..……...……..…. 42

Давыдов В.А.
Исследование эффекта частотной дисперсии на ультраосновных хромитоносных массивах Урала……. 47

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.
О роли импактных событий в создании современного тектонического строения консолидированной коры (на примере района Карской астроблемы)……...…. 56

Колтышева Е.С.
Двумерная геолого-геофизическая модель Урала……. 66

Федорова О.И.
Наблюдение частотной дисперсии электросопротивления при изучении грунтовых плотин…….. 76

Юрков А.К., Козлова И.А., Бирюлин С.В.
Особенности выделения радона из образца горных пород при повторном нагреве ...……. 79

Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д., Сарвартинов А.И.
О снижении влияния помех гальванических источников на результаты магнитотеллурических зондирований……..... 83

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.
Плотностные неоднородности верхней части литосферы северо-западной окраины Западно-Сибирской платформы…….. 89

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

Девятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича……. 97

Юбиляры……....…..……...…….. 99

==========

Вниманию читателей!

Необходимые номера журнала можно заказать по адресу редакции:
620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100. Институт геофизики УрО РАН.
Тел. (343)2678868, факс (343)2678872, E-mail: ugv@bk.ru

CONTENTS

Antipin A.N., Bazhenova E.A., Vdovin A.G., Fedosov M.A., Khadskevich B.D.
The results of complexing of ground geophysical methods at the North-Taratashskiy area ..…….. 4

Astrakhantsev Yu. G., Starovoytov V.P., Beloglazova N.A.
A three-component magnetometer-gradientometer pedestrian (MGP-01)……..... 9

Bakhterev V.V.
Peculiarities of electrical conductivity at high temperatures of titanomagnetites from the Gusevogorsk deposit ..……. 16

Belikov V.T., Kozlova I.A., Ryvkin D.G., Yurkov A.K.
Features of the development of the process of destruction of the granite sample during slow load change…...……..…. 22

Beloglazova N.A., Bazhenova E.A., Vdovin A.G., Fedosov M.A.
The methodology of monitoring the impact of anthropogenic processes on the geological environment …….. 34

Vishnev V.S.
The curves of apparent resistance by method of electrical exploration by stray current of electrical railway for different parameters of source nodel ...…….. 42

Davydov V.A.
Research of a frequency dispersion on the ultrabasic chromite-bearing massifs of Urals mountains ……...…… 47

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu.
On role of impact events in the creation of modern tectonic structure of the consolidated crust (on example of the Kara astroblem area) ……....……. 56

Koltysheva E.S.
Two-dimensional geological-geophysical model of the Urals……. 66

Fedorova O.I.
Observation of frequency dispersion of electrical resistance in the stady of soil dams ..……..……... 76

Yurkov A.K., Kozlova I.A., Biryulin S.V.
Features of radon extraction from rock samples during reheating ..……. 79

Astafiev P.F., Vishnev V.S., Konoplin A.D., Sarvartinov A.I.
Reduction of interference of galvanic sources of cultural noises on the resuslts of magnetotelluric soundings ……. 83

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu.
Inhomogeneums density of upper part lithosphere of north west region of the West Siberian platform ……. 89

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.

Ninth scientific reading memory of Yu.P. Bulashevich ……....…… 97

Anniversaries…….. 99

==========

To attention of readers!

Necessary numbers of magazine can be ordered to the address:
620016, Yekaterinburg, Amundsen str., 100. Institute of Geophysics UB of RAS.
Ph. (343) 2678868, a fax (343)2678872, E-mail:ugv@bk.ru

УДК 550.38:550.35

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ НАЗЕМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ НА СЕВЕРО-ТАРАТАШСКОМ УЧАСТКЕ

Антипин А.Н., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Федосов М.А., Хацкевич Б.Д. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Выполнен комплекс наземных геофизических исследований на Северо-Тараташском участке, включающий площадную магнитометрическую съемку, пешеходную гамма-съемку и эманационную съемку. По результатам исследований были построены карты аномального магнитного поля (ΔTa) и мощности экспозиционной дозы (МЭД), а также графики объемной активности радона. По результатам интерпретации данных комплекса геофизических исследований были уточнены местоположения тектонических нарушений (надвиговая структура и разлом), а также сделан вывод о продолжении разлома за линию надвига.

Северо-Тараташский участок, наземная магниторазведка, пешеходная гамма-съемка, эманационная съемка, тектонические нарушения.

THE RESULTS OF COMPLEXING OF GROUND GEOPHYSICAL METHODS AT THE NORTH-TARATASHSKIY AREA

Antipin A.N., Bazhenova E.A., Vdovin A.G., Fedosov M.A., Khadskevich B.D. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The complex of surface geophysical methods was carried out in the North Taratashsky area including area magnetometric survey, pedestrian gamma survey and emanation survey. Based on the results of the research, maps of anomalous magnetic field (ΔTa) and exposure dose rate (EDR) were constructed, as well as graphs of volumetric activity of radon. According to the results of data interpretation of geophysical research locations of tectonic violations have been clarified (overthrusts and fault) and also concluded that the continuation of the fault beyond the overthrust line.

North-Taratashskiy area, ground magnetic survey, pedestrian gamma survey, emanation survey, tectonic disturbances.

Введение

Длительное напряженное состояние верхней части литосферы является главной причиной ее деформации, в большинстве случаев сопровождающейся разломообразованием, которое представляет собой формирование разноранговых разрывов, сочетания которых образуют разломно-блоковые структуры литосферы и ее деструктивные зоны. Геологическими объектами, отражающими процесс деструкции, являются трещины и разломы различных иерархических уровней и возраста заложения, которые в процессе тектоногенеза структурируются в системы и разноранговые блоковые структуры (Шерман, 2012).

Изучение разломных структур является актуальной и достаточно сложной задачей, для решения которой используют широкий комплекс как геолого-геофизических методов и физико-математических, так и геодезических наблюдений, а также геоинформационных технологий. К основным методам наземной геофизики при изучении различных тектонических нарушений относятся: гравиметрическая, магнитометрическая и радиометрическая, электрометрическая и сейсмическая съемки. Наибольший объем информации получают при комплексировании различных методов геофизических исследований.

Целью работ являлось уточнение местоположения разрывных тектонических нарушений на Северо-Тараташском участке (район деревни Куватал) в области ранее исследованных скважин (Баженова, 2017). На рис. 1 приведена схематическая карта участка работ.

Тараташский комплекс слагает центральную часть одноименной антиклинальной структуры, входящей в состав Башкирского антиклинория – крупнейшей

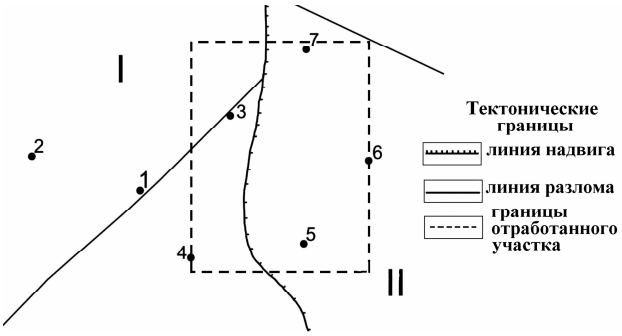


Рис. 1. Схематическая карта Северо-Тараташского участка (по материалам геофизического отдела Магнитогорского металлургического комбината):
I – Куватальская свита; II – зона зеленосланцевых диафторитов. Цифрами обозначены номера скважин

структуры западного склона Среднего и Южного Урала (Липчанская, 2010). Общая площадь Тараташского блока около 400 км^2. Комплекс обрамляется вулканогенно-осадочными отложениями айской и саткинской свит нижнего мезопротерозоя. Комплекс преимущественно сложен гиперстеновыми плагиогнейсами, мигматизированными двупироксеновыми кристаллическими сланцами и метакоматиитами. Подчиненное значение имеют биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и графитом, а также железистые и графитовые кварциты. Породы Тараташского комплекса претерпели метаморфизм гранулитовой фации, более поздние процессы диафтореза гранулитов проявились в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Пыстин, Пыстина, 2015). В пределах Тараташского комплекса развиты многочисленные надвиги и взбросы, а также разломные структуры, обусловливающие его сложное геологическое строение (Андреев, 1995). Куватальское месторождение в Тараташском комплексе наиболее крупное, расположено в окрестностях деревни Куватал (Челябинская область), в 22 км на северо-восток от деревни Александровка (Формации … , 1984).

Исследуемый участок работ, представленный на рис. 1, состоит из двух геологических областей, разделенных разрывным тектоническим нарушением по типу надвиг, простирающимся с севера на юг. Западная часть участка представлена породами куватальской свиты. В основном это плагиомигматиты, в субстрате которых важную роль играют двупироксеновые кристаллические сланцы, пироксениты, а также габброиды. Преобладают послойные разности мигматитов (Формации … , 1984). Восточная область исследуемого района представлена зеленосланцевыми диафторитами, основными породами в этой части района работ являются биотитовые плагиомигматиты, габбро, амфибол-биотитовые мигматиты, дайки диабаза, кварцито-гнейсы, амфиболитовые гнейсы и магнетитовые кварциты (Белоглазова и др., 2017).

Аппаратура и методика измерений

Для исследования тектонических структур на данном участке были выбраны следующие методы наземной геофизики: магнитометрическая съемка, пешеходная гамма-съемка и шпуровая эманационная съемка.

Перед проведением наземных геофизических исследований были выполнены топогеодезические работы (обустройство профилей с помощью установки колышков с флажками) с целью планово-высотной привязки пунктов геофизических наблюдений путем. На участке работ размечено 22 профиля и 2 магистрали. Также во время проведения топогеодезических работ были скорректированы координаты ранее исследованных скважин на данном участке.

Направление профилей задавалось в крест простирания основных геологических границ (с юго-запада на северо-восток) с помощью GPS-навигаторов Garmin GPSmap 64st. Привязка пикетажа осуществлялась по средствам дынных GPS-приемника, нумерация пикетов велась с юго-запада на северо-восток и кратна: магнитная съемка – 5 м; радиометрическая съемка – 50 м. Начальной точкой отчета пикетажа (нулевые пикеты) служила западная граница исследуемой площади. Нумерация профилей начиналась с северо-западного, велась с севера на юг и была кратна 50 м. Координаты характерных то-

чек профилей (магистральных), таких как начало и конец, контролировались и запоминались в GPS-навигаторах.

Магнитометрическая съемка

Измерения полного вектора постоянного магнитного поля проводились переносным цезиевым магнитометром G-859SX производства компании Geometrics (США).

Так как магнитометр G-859Sx оснащен GPS-антенной Novatel Smart Antenna, измерения производились с шагом дискретизации 5 с и с сохранением координат каждой точки съемки. Оценка условий работы с последующей увязкой измеренных значений геомагнитного поля *T*, при высоте магниточувствительного датчика (МЧД) в 1,7 м, осуществлялась на контрольном пункте (КП), который был выбран на участке работ в малоградиентном месте – место установки магнитовариационной станции (МВС). В качестве приемника МВС использовался протонный «оверхаузеровский» магнитометр POS производства УГТУ-УПИ (Сапунов и др., 2000). Качество съемки оценивалось по измерениям на КП перед началом и в конце рабочего дня.

Полевая съемка значений магнитного поля была переведена в массив данных аномального поля путем вычитания уровня нормального магнитного поля с учетом данных магнитовариационной станции. Уровень нормального магнитного поля полного вектора для данной территории был выбран условно по средневзвешенным значениям и принят равным 57200 нТл. Картографический материал по магнитной съемке представлен картами полного вектора аномального магнитного поля (ΔTa).

Пешеходная гамма-съемка

Гамма-съемка проводилась по профилям с помощью радиометра СРП-68-01. Всего отработанно 11 профилей общей протяженностью 8,25 км. Расстояние между профилями составило 100 м, шаг съемки – 50 м. По результатам пешеходной гамма-съемки была построена карта мощности экспозиционной дозы.

Эманационная съемка

Эманационная съёмка проводилась радиометром альфа-активных газов РГА–01П, предназначенным для измерения объёмной активности альфа-излучающего изотопа радона ^{222}Rn. Вклад альфа-частиц изотопа радона (торона) учитывался за счёт временной селекции. Измерения проводились маршрутной съёмкой по трём профилям с шагом между пикетами 50 м. Первый профиль совпадает с 17 профилем, по которому проводилась магнитометрическая и радиометрическая съёмка. Два других профиля (ПР22, ПР23) выбраны в крест простирания предполагаемой области разлома параллельно друг другу на расстоянии 50 м, длина этих профилей составила 150 м. При проведении съемки отбирались пробы подпочвенного воздуха с глубины 0,5–1,0 м, и определялась объемная активность радона в этих пробах. Для этого пробоотборник погружали в предварительно проделанный ломом шурф на необходимую глубину, затем с помощью насоса в устройство детектирования УДГА-01П закачивали почвенный воздух и измеряли объёмную активность радона.

Результаты исследований и их обсуждение

Обработка материалов съемки выполнялась с помощью программы MS Excel. Для построения карт использовался пакет программ Golden Software Surfer. Карты выполнены в масштабе съемки 1:10000. Сечение изодинам аномального магнитного поля выбрано в 100 нТл, изогамм естественной радиоактивности пород – 1 мкР/ч. Результаты магнитометрических исследований и пешеходной гамма-съемки приведены на рис. 2 (цветная вкладка). По карте аномального магнитного поля (рис. 2а, цветная вкладка) исследуемый участок условно можно разделить на две области. Первая с положительными значениями магнитного поля – западная часть района работ, вторая отрицательная область – восточная часть района. В юго-восточной части исследуемого участка выделяется мощная положительная аномалия ΔT (до 1000 нТл), приуроченная к кварцит-магнетитовому оруденению в толще зеленосланцевых диафторитов. В зоне этой

аномалии пробурена скважина 5. По результатам скважинных исследований был установлен рудный интервал, представленный железистыми кварцитами, залегающий на глубине от 290 м и мощностью около 90 м (Баженова, Вдовин, 2015). В юго-западной части выделяются мелкие локальные аномалии магнитного поля, связанные с антропогенной деятельностью человека (заброшенные постройки и железный мусор). В северо-западной части исследуемого района, также выделяется участок с повышенными значениями магнитного поля, совпадающий с кварцит-магнетитовым оруденением в толще пород куватальской свиты. В зоне этой аномалии была пробурена скважина 3. По результатам геолого-геофизических изысканий в этой скважине были установлены несколько рудных интервалов, представленных железистыми кварцитами (Белоглазова и др., 2017). Также на плане изодинам аномального магнитного поля присутствуют значения, близкие к нулю. Эти нулевые области пространственно совпадают с границами тектонических нарушений (по материалам геофизического отдела Магнитогорского металлургического комбината), представленных на данном участке надвиговой структурой (предположительно простирается с севера на юг) и разломом (предположительно с запада на восток).

По результатам пешеходной гамма-съемки (см. рис. 2б, цветная вкладка) исследуемый участок работ также можно разделить на две области. Западная часть – значения мощности экспозиционной дозы (МЭД) составляют от 5 до 10 мкР/ч (породы куватальской свиты), восточная – от 14 до 21 мкР/ч (зеленосланцевые диафториты). По карте, представленной на рис. 2б (цветная вкладка), между этими областями проходят зоны со средними значениями (на карте обозначены белым цветом), которые также пространственно совпадают с тектонической границей зоны надвига. При этом с запада на восток прослеживается линейная структура с минимальными значениями МЭД, совпадающая с нулевыми значениями ΔTa (см. рис. 2а, цветная вкладка). По геоморфологическому строению в этой области исследуемого участка (с запада на восток) протекает ручей, окруженный обширными болотистыми низинами, которые и выделяются минимальными значениями МЭД.

На рис. 3 представлены результаты маршрутной съёмки объёмной активности радона (ОАР) и мощность экспозиционной дозы (МЭД) по профилю Пр17. Как видно из графиков, начиная с 300 м, прослеживается увеличение значений МЭД и ОАР, что свидетельствует о смене литологического состава горных пород, в данном случае прослеживается контакт пород куватальской свиты (пониженные значения ОАР и МЭД) и зеленосланцевых диафторитов (повышенные значения ОАР и МЭД).

На рис. 4 (цветная вкладка) показаны результаты съёмки ОАР и МЭД по профилям Пр22 и Пр23. Радиометрическая съёмка не имеет аномальных значений МЭД отличных от фоновых значений, наблюдаемых на этом участке. Эманационная съём-

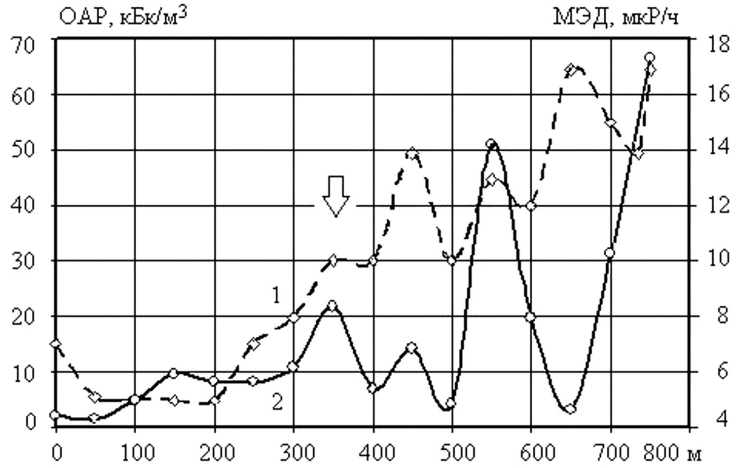


Рис. 3. Объемная активность радона (ОАР – кривая 2) и мощность экспозиционной дозы (МЭД – кривая 1) по профилю № 17.
Стрелка указывает место пересечения надвига

ка показала наличие пикета, в котором значение ОАР превышает значения в других точках, что не является ошибкой измерения, поскольку ОАР определяется по количеству зарегистрированных альфа-частиц, образующихся при распаде изотопов радона и его дочерних продуктов. Поэтому можно говорить о возможном наличии зоны проницаемости в этом месте, а поскольку длина профилей выбрана короткая, а расстояние между пикетами большое, есть вероятность, что другие пикеты не попали в зону проницаемости.

Заключение

По результатам исследований были построены карты аномального магнитного поля (ΔTa) и мощности экспозиционной дозы (МЭД) масштабом 1:10000 (с учетом скорректированного местоположения скважин), а также графики объемной активности радона и мощности экспозиционной дозы по трем профилям. По результатам интерпретации данных комплекса геофизических исследований были уточнены местоположения тектонических нарушений (надвиговая структура и разлом). При сопоставлении первоначальной схемы Северо-Тараташского участка и полученных карт, было установлено, что линия разлома проходит в 150 м южнее скважины 3. Также, исходя из полученных карт, можно предположить, что разлом продолжается и за линией надвига (этот участок отсутствует на первоначальной схеме).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ – 16-35-00254.

Литература

Андреев Н.И. Тектоника Тараташского моноклинория структуры рудного поля и околорудные ореолы Саткинских месторождений кристаллического магнезита (Южный Урал): Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. МГУ. М., 1995.

Баженова Е.А. Результаты комплексных исследований в скважинах Северо-Тараташского участка // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1(29). С. 4–10.

Баженова Е.А., Вдовин А.Г. Новая технология исследования скважин в режиме челночного каротажа // XVI Уральская молод. науч. школа по геофизике: сб. науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2015. С. 39–42.

Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. Геодинамическая обстановка Северо-Тараташского участка по геофизическим исследованиям скважин // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1(29). С. 60–65.

Липчанская Л.Н. Мигматиты Тараташского комплекса (Южный Урал) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2010. № 1. С. 19–27.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента Земной коры // Труды КарНЦ РАН. Серия: геология докембрия. 2015. № 7. С. 3–18.

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. СПб, 2000. С. 290–292.

Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала / Отв. ред. А.М. Дымкин. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 264 с.

Шерман С.И. Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонофизические закономерности // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 315–344.

УДК 550.380

ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ МАГНИТОМЕТР-ГРАДИЕНТОМЕТР ПЕШЕХОДНЫЙ (МГП-01)

Астраханцев Ю.Г., Старовойтов В.П., Белоглазова Н.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье представлен трехкомпонентный пешеходный магнитометр-градиентометр МГП-01, позволяющий измерять компоненты вектора постоянного магнитного поля и его градиенты. Возможность измерять три составляющих вектора градиента геомагнитного поля значительно повышает информативность метода градиентометрии. Описано устройство прибора, методика измерений и результаты первых полевых испытаний.

Магнитометр-градиентометр, градиент геомагнитного поля, магниторазведочная аппаратура.

A THREE-COMPONENT MAGNETOMETER-GRADIENTOMETER PEDESTRIAN (MGP-01)

Astrakhantsev Yu.G., Starovoytov V.P., Beloglazova N.A. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. The article presents a three-component pedestrian magnetometer-gradientometer MGP-01, allowing to measure the components of constant Earth magnetic field vector and its gradients. The ability to measure three components of the gradient geomagnetic field vector significantly increases the information content of the gradientometry method. Such measurements greatly increase the informativeness of the method. There are description device, measurement technique and results the first field testing.

Magnetometer-gradientometer, gradient of the geomagnetic field, magneto-probing equipment.

Введение

Во многих случаях применение магнитного метода выгоднее использовать не напряженность поля, а его градиент. Вычисление или измерение градиента применяют при детальной разведке месторождений с неглубоким залеганием магнитных пород для более точной локализации рудных тел и решения других задач, связанных с разделением по магнитному полю влияния различных объектов. Это особенно важно при сложных аномалиях, когда магнитные поля крупных и мелких тел, распространяющихся на резко разную глубину, накладываются одно на другое (Логачев, Захаров, 1979).

В магниторазведке под градиентами геомагнитного поля понимают производные скалярной функции по заданным направлениям, т. е. понятие «градиент» отождествляется с понятием «составляющая вектора градиента» (Инструкция … , 1981).

Градиенты могут быть получены путем вычислений по кривым магнитного поля. Однако вычисления зависят от точности исходных данных, особенно определение высших производных.

Градиенты могут быть измерены либо магнитометрами путем установки их на разных высотах и отнесения полученной разности замеров к единице расстояния между уровнями измерений, либо специальными магнитометрами градиентометрами, конструкция которых позволяет сразу получать значения градиентов. Наиболее целесообразными являются измерения вертикальных градиентов, так как их вычисления из ΔT и ΔZ наименее надежны. При этом вертикальный градиент содержит информацию о глубине залегания возмущающего объекта, в то время как горизонтальный градиент выделяет границы объекта в горизонтальной плоскости. Результаты измерений градиентов не зависят от величины вариаций.

Данная проблема тесно связана с аппаратурными возможностями. В настоящее время широкое распространение получили магнитометры-градиентометры, измеряющие градиент полного вектора геомагнит-

ного поля (ΔT) или вертикальной составляющей (ΔZ). Есть опыт создания двухосевых магнитометров-градиентометров (Цифровой … , 2007).

В лаборатории скважинной геофизики была предпринята попытка провести измерения градиентов всех составляющих геомагнитного поля, что значительно повышает информативность метода. Был создан рабочий макет трехкомпонентного пешеходного магнитометра-градиентометра МГП-01, предназначенного для измерения на земной поверхности составляющих вектора геомагнитного поля и его градиентов.

Аппаратура

Конструкция МГП-01 показана на рис. 1. Прибор состоит из двух идентичных систем первичных преобразователей (магнитометров-инклинометров), которые аналогичны как по чувствительности датчиков, так и по физической установке их на штанге. Измерительная база прибора составляет 1,5 м. Магнитометры соединены с пультом управления и индикации измерений с помощью кабеля длиной 3 м. При полевых измерениях для питания прибора используется аккумулятор, при настройке – сетевой адаптер. Штанга подвешивается на площадку, расположенную на немагнитном штативе. Поворотом штанги (вручную) можно задавать различную ориентацию плоскости преобразователей относительно поверхности Земли.

Рассмотрим работу магнитометра-градиентометра. На рис. 2 изображена функциональная схема прибора.

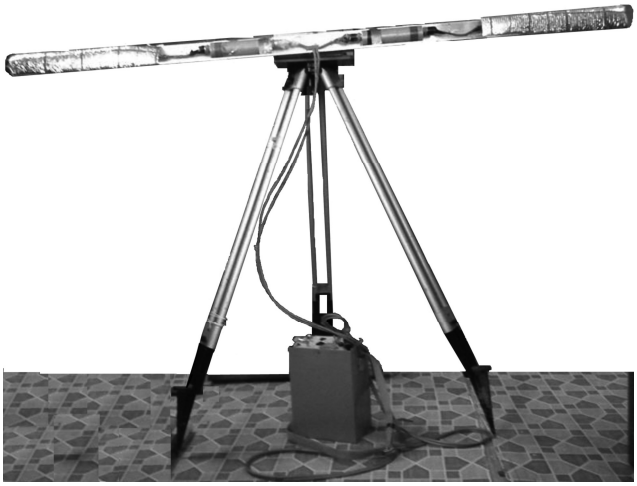


Рис. 1. Внешний вид магнитометра-градиенто-метра МГП-01

Основой работы прибора является использование двух идентичных систем из трех взаимоортогональных феррозондов (X, Y, Z) и трех взаимоортогональных акселерометров ($U1$, $U2$, $U3$), оси чувствительности которых параллельны или соосны с осями чувствительности феррозондов. Феррозонды (дифференциальные, стержневые с раздельными обмотками) подключены к входам измерительных схем магнитометра, работающего на второй гармонике с временным разделением каналов (Астраханцев и др., 2010). Акселерометры подключены к блокам измерения гравитационных сигналов.

При построении аппаратуры использовались различные типы акселерометров. Акселерометры AT1306 производства фирмы Темп-Авио (г. Арзамас) наиболее точные и имеют разнополярный выходной сигнал, аналогичный выходному сигналу измерительной схемы магнитометра. При установке же акселерометров ADXL203 и ADXL103, которые в горизонтальном положении при питании +5 В имеют выходной сигнал +2,5 В, потребовалась дополнительная компенсация для получения выходного сигнала, аналогичного выходному сигналу магнитометра. Хотя эти акселерометры и значительно дешевле, но их худшие характеристики отдают предпочтение установке в приборе акселерометров AT1306.

Выходные сигналы измерительных схем магнитометров и усилителей-компенсаторов сигналов акселерометров с блока измерения гравитационных сигналов через коммутатор (см. рис. 2 и рис. 3*а*) поступают на вход интегрирующего аналого-цифрового преобразователя. Выходной код АЦП подается на входы блока памяти. В режиме измерений и настройки производится запись информации в ячейку памяти, её считывание и подача на блок преобразования информации для визуализации данных и контроля работоспособности блока памяти. В режиме считывания выходной код блока памяти подается на блок преоб-

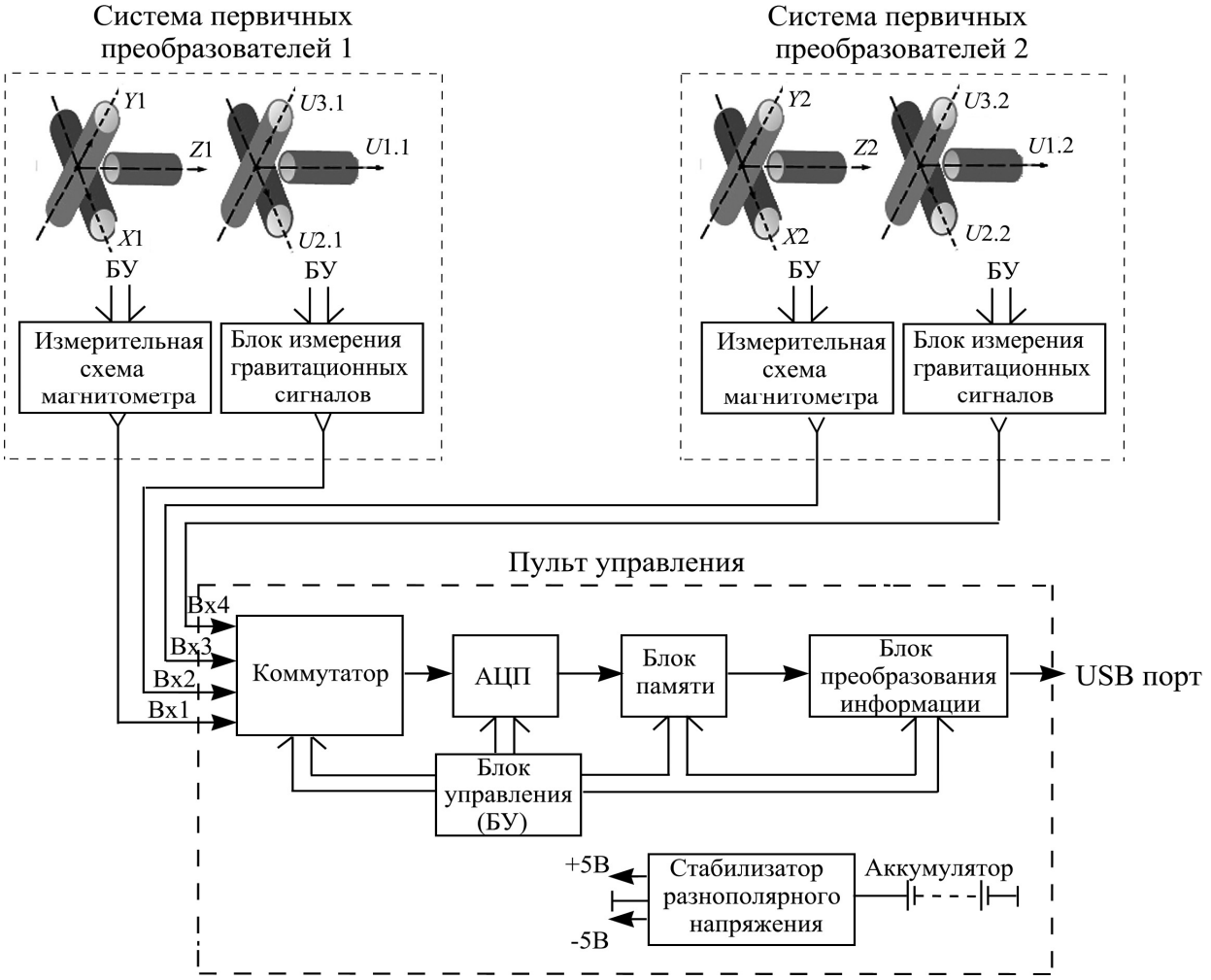


Рис. 2. Функциональная схема магнитометра-градиентометра МГП-01:
X, *Y*, *Z* – феррозонды; *U*1, *U*2, *U*3 – гравитационные акселерометры

разования информации, который преобразует параллельный код в последовательный в стандарте интерфейса RS-232, и затем, через переходник – на USB порт компьютера. Блок управления производит синхронизацию работы всех блоков путем подачи в нужное время соответствующих сигналов. Питание прибора осуществляется от аккумулятора (12 В; 2,2 А·ч) через преобразователь DC-DC и, далее, стабилизатор разнополярного напряжения.

На рис. 3*а* изображена функциональная схема аналого-цифрового преобразователя двухтактного интегрирования, а на рис. 3*б* – временные диаграммы работы систем первичных преобразователей. Работа АЦП состоит из трех тактов: заряда, разряда интегратора и нулевого разряда конденсатора С. Переключение феррозондов сопровождается достаточно длительным переходным процессом, поэтому *такт заряда* интегратора должен начинаться после полного прекращения переходного процесса в магнитометрах, как это изображено на диаграмме («Выход интегратора»). *Такт разряда* начинается непосредственно после окончания такта заряда, затем идет *нулевой разряд конденсатора* С. Выходной импульс компаратора начинается с момента начала такта заряда и заканчивается при переходе выходного напряжения интегратора через «0». Таким образом, на выходе схемы «И» формируются пачки импульсов различной длительности, в зависимости от входного напряжения, заполненные частотой 2 МГц («Выход схемы И»).

На вход АЦП подаются разнополярные сигналы, поэтому для их преобразования произведен сдвиг измеряемых сигна-

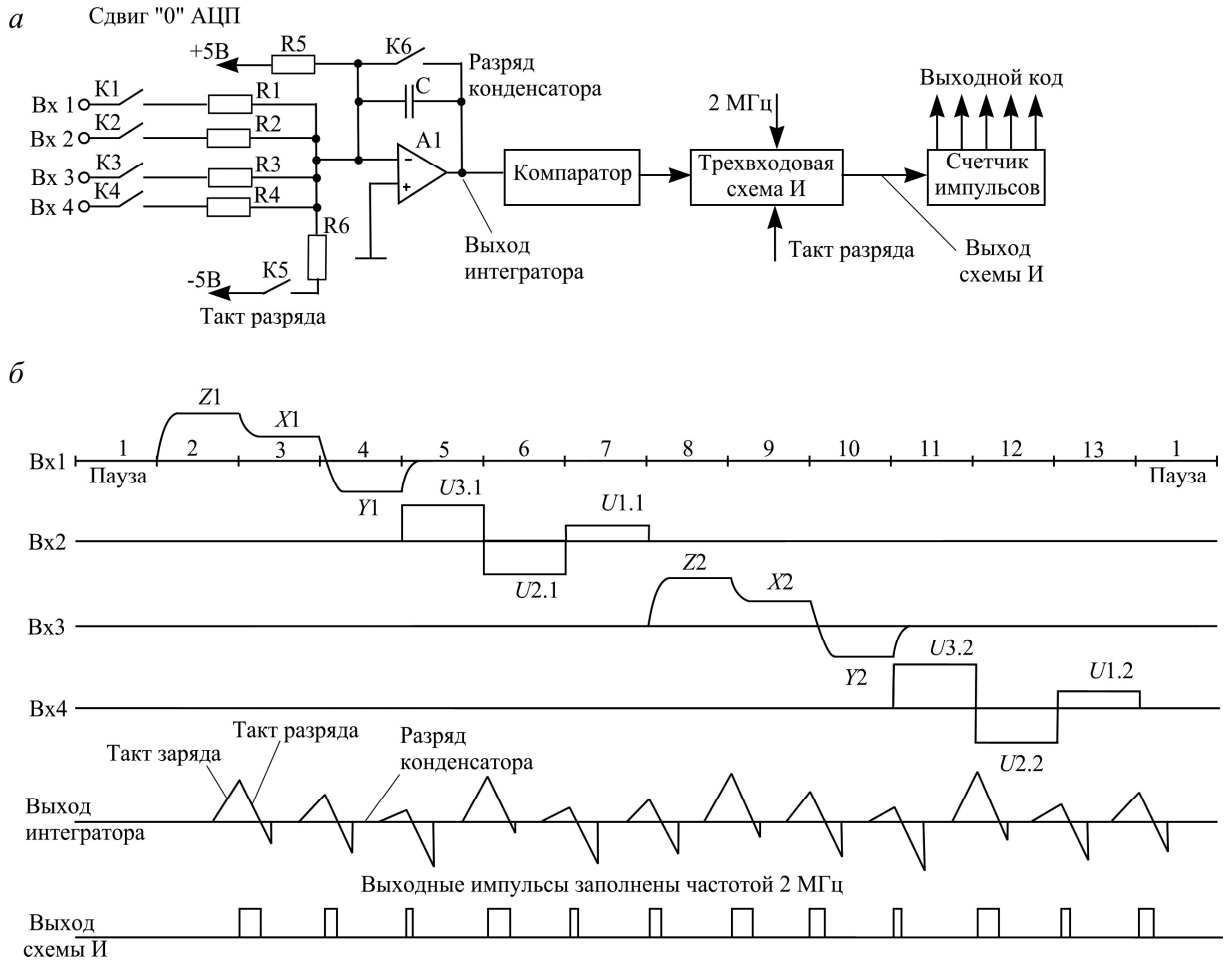


Рис. 3. Функциональная схема АЦП двухтактного интегрирования (*а*) и временные диаграммы систем первичных преобразователей и АЦП (*б*):

К1–К4 – входные ключи АЦП; К5 – ключ такта разряда интегратора; К6 – ключ нулевого разряда конденсатора; А1 – интегратор; Вх1, Вх3 – выходные сигналы схем магнитометров при переключении феррозондов *X*, *Y*, *Z*; Вх2, Вх4 – выходные сигналы блоков измерения гравитационных сигналов при переключении акселерометров *U*1, *U*2, *U*3

лов на половину диапазона. Вычисление параметров магнитного поля, измеряемых каждым магнитометром значений: *Z*, *X*, *Y*, *U*1, *U*2, U3, производится по известным формулам (Астраханцев, Белоглазова, 2012).

По результатам лабораторных испытаний и настройки в обсерватории «АРТИ» в условиях нормального магнитного поля с использованием 3-х осевого инклинометрического стола УКИ-2, определены следующие технические характеристики прибора:

Время одного измерения (4 отсчета), с……..5,2
Ёмкость памяти, измерений……...512
Время непрерывной работы
от аккумулятора, ч ……..не менее 5
Диапазон измерения каждой составляющей геомагнитного поля, нТл……...±90000
Собственный шум прибора
(измерения в экране), нТл ……..±2
Температура эксплуатации, °С….от -10 до +60
Абсолютная погрешность
измерений, нТл…….5–30.

Методика измерений

Как известно (Афанасьев и др., 1979), неоднородность магнитного поля характеризуется тензором, называемым также градиентом вектора магнитной индукции (в обозначениях, принятых для полевой магнитометрии):

$$\operatorname{grad}\mathbf{T} = \begin{Bmatrix} \frac{\partial Hx}{\partial x} & \frac{\partial Hy}{\partial x} & \frac{\partial Z}{\partial x} \\ \frac{\partial Hx}{\partial y} & \frac{\partial Hy}{\partial y} & \frac{\partial Z}{\partial y} \\ \frac{\partial Hx}{\partial z} & \frac{\partial Hy}{\partial z} & \frac{\partial Z}{\partial z} \end{Bmatrix}.$$

Так как по результатам измерений прибором МГП-01 вычисляются все составляющие модуля магнитной индукции, то может быть определен градиент модуля магнитной индукции:

$$\mathrm{grad}\,|\mathbf{T}| = \mathbf{x}^0 \frac{\partial T}{\partial x} + \mathbf{y}^0 \frac{\partial T}{\partial y} + \mathbf{z}^0 \frac{\partial T}{\partial z}.$$

Выше сказанное применимо как к суммарному геомагнитному полю, так и к локальному полю аномалиеобразующего объекта, выделенному из суммарного поля.

Методика измерений для получения всех элементов тензора включает в себя следующее: тренога устанавливается на пикете, штанга с измерительными системами выставляется субгоризонтально (±15º) с помощью уровня на площадке крепления. Предпочтительно выполнение следующих условий: 1) прямой профиль с выходом в нормальное поле; 2) ориентация прибора на всех пикетах на одну и ту же удаленную точку. При установке прибора производится измерение (4 отсчета), затем штанга ориентируется снова субгоризонтально, но перпендикулярно линии прицеливания первого измерения, и снова производится измерение, после этого штанга устанавливается субвертикально (5–15º), и снова производится измерение. Такое «тройное» измерение обрабатывается как одно измерение на точке.

Таким образом, в относительно небольшой области пространства, которую условно можно принять за точку, на основе полученных данных могут быть рассчитаны все градиенты полного поля (**T**) и все градиенты составляющих этого вектора в принятой для полевой магнитометрии декартовой системе координат (*Z, Hx, Hy*).

Исходя из этого, можно рассчитать и построить в пространстве вектор градиента полного поля (grad **T**), вектор градиента аномального поля (grad **T**a), а также, формально, скалярную величину div **T** и вектор rot **T** (Магниторазведка, 1980).

Упрощенные варианты измерений применяется тогда, когда измерения производятся либо только в горизонтальной плоскости, либо только в вертикальной, а полный вариант измерений по каким-то причинам невозможен или не нужен. Информативность полученных при этом результатов резко падает.

Нужно отметить, что погрешности очень сильно зависят от размера базы измерений. Это связано с температурными и механическими деформациями элементов конструкции, которую при значительных размерах трудно сделать достаточно жесткой, чтобы положение датчиков можно было считать неизменным, особенно при работе со штатива.

Полевые испытания

Для проверки работы аппаратуры и программного обеспечения были проведены полевые измерения магнитного поля объектов, положение которых в пространстве известно (легкового автомобиля и стальной трубы). Измерения проводились в районе обсерватории «Арти» по профилям. Расстояние между точками наблюдений равнялось 2,5 м. Работы на пикете выполнялись по полному варианту методики измерений.

Так как в одной точке измеряется и магнитная индукция и ее градиенты, то возможно локализовать объект в пространстве и определить некоторые его характеристики (полагая его сосредоточенным диполем) из одной точки наблюдения.

Вектор градиента аномального поля (grad **T**a) приближенно можно считать направлением на объект, т. к., если считать объект диполем, то этот вектор отклонится от объекта не более чем на 15° (Тамм, 1966).

Возможно, хотя и довольно грубо, определение величины модуля вектора магнитного момента (т. е. интенсивности источника поля) и его примерной ориентации в пространстве (по положению вектора rot **T**). Возможно, но тоже со значительной погрешностью, определение расстояния до объекта.

Первым источником аномального магнитного поля послужила металлическая труба, лежащая на поверхности. Измерения проводились как вокруг объекта, так и непосредственно над ним. Наблюдается

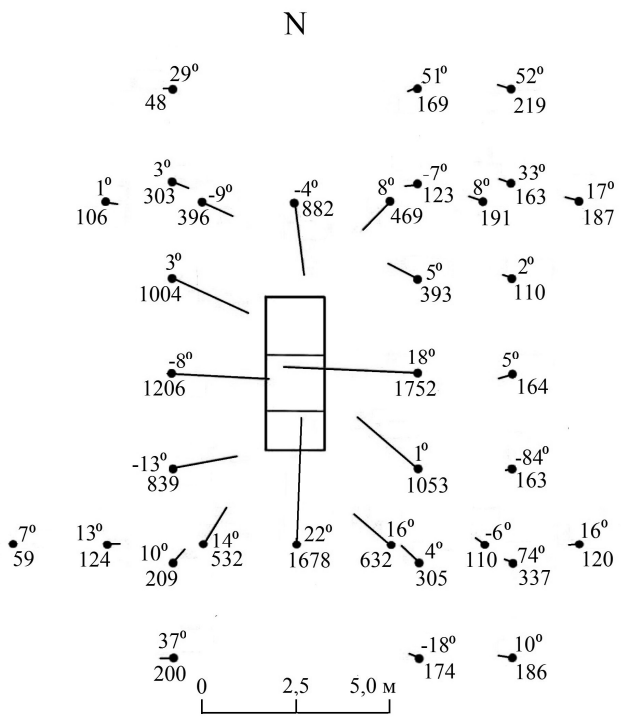


Рис. 4. Схема расположения векторов градиента аномального магнитного поля от аномалиеобразующего объекта:

• – пункт наблюдения; -13° – угол наклона вектора градиента относительно горизонтальной плоскости, знак минус – вектор направлен вверх; 839 – модуль вектора градиента (нТл/м); 1 см = 500 нТл

магнитное поле практически чистого диполя, магнитный момент которого горизонтален и направлен на север (модуль равен примерно 1 А·м^2).

В качестве примера приведены результаты измерений с прибором вокруг второго аномалиеобразующего объекта – легкового автомобиля.

Для машины аномальное магнитное поле более сложное и, возможно, на данном расстоянии проявляется несколько источников поля. Вектор магнитного момента расположен как-то субвертикально (модуль равен примерно 500–1000 А·м^2).

На рис. 4 представлен пример картины векторов градиента аномального поля (grad **T**a), направленных на объект.

На рис. 5 представлено вычисленное положение объекта и вычисленный модуль магнитного момента объекта с каждой точки наблюдения. Погрешности в определении расстояния до объекта и величины модуля магнитного момента, возможно, связаны с местным локальным трендом магнитного поля и погрешностями измерений. Для правильного расчета очень важен правильный выбор значений нормального поля.

Заключение

Развитие методов непосредственных измерений градиентов сдерживается тем, что предъявляются более высокие требования к точности измерений, чем при обычных измерениях магнитного поля. Поэтому данная проблема тесно связана с аппаратурными возможностями. Полевые испытания прибора МГП-01 показали возможность измерения на земной поверхности трех составляющих вектора геомагнитного поля и его градиентов в полевых условиях. Следует отметить, что на результаты измерений градиентов магнитного поля и, соответственно, всех величин связанных с ними, существенное влияние оказывают по-

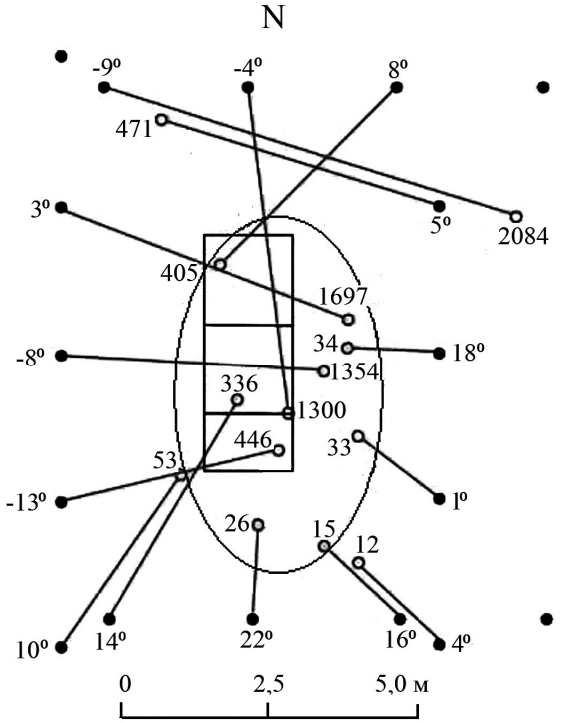


Рис. 5. Расстояние от пункта наблюдения до эквивалентного объекта и величина модуля магнитного момента:

• – пункт наблюдения; ○ – вычисленное положение эквивалентного объекта; -13° – угол наклона направления на эквивалентный объект; 405 – модуль магнитного момента объекта (А·м^2).

Прямоугольник – фактическое положение аномалиеобразующего объекта; Овал – вычисленное положение объекта

мехи, связанные с мелкими поверхностными неоднородностями магнитного поля.

Литература

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. Комплексная магнитометрическая аппаратура для исследования сверхглубоких и разведочных скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 120 с.

Астраханцев Ю.Г., Голиков Ю.В., Крылов С.А. Устройство для проведения каротажа в рудных скважинах. Патент РФ № 2456643. 2010.

Афанасьев Ю.В., Студенцов Н.В., Хореев В.Н., Чечурина Е.Н., Щелкин А.П. Средства измерений параметров магнитного поля. Л.: Энергия. Ленингр. отделение, 1979. 320 с.

Инструкция по магниторазведке: Министерство геологии СССР. Л.: Недра, 1981. 263 с.

Логачев А.А.Захаров В. Магниторазведка. Изд. 5-е, перераб. и доп. Л.: Недра, 1979. 351 с.

Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. М.: Недра, 1980. 367 с.

Тамм И.Е. Основы теории электричества. М.: Наука, 1966. 624 с.

Цифровой пешеходный двухкоординатный магнитометр-градиентометр с магниторезистивными датчиками HMC1022 // Лаборатория независимых исследований (сайт И.А. Мухина): Электроника и технологии. Измерительные приборы. 2007. [Электронный ресурс]. URL: http://imlab.narod.ru/M_Fields/Dig_Magn_Grad/Dig_Magn_Grad.htm (дата обращения: 03.10.2017).

УДК 550.8:553.08:53/54

ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ ИЗ ГУСЕВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бахтерев В.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Изучены образцы титаномагнетитовой руды Главного, Северного карьеров и Новой залежи Гусевогорского месторождения. Руды массивные и вкрапленные. Размер зерен магнетита вкрапленных руд колеблется от тысячных долей миллиметра до десятков миллиметров.

Получены температурные зависимости электрического сопротивления в интервале температур 20–800 ºС. Определены электрические параметры E_o и $\lg R_o$ исследованных образцов и установлен характер их распределения. Для каждой группы образцов установлена линейная связь между энергией активации (E_o) и коэффициентом электрического сопротивления ($\lg R_o$) вида $\lg R_o = a - bE_o$. Выявлены существенные различия электрических характеристик руд Главного, Северного карьеров и Новой залежи, а также руд с различной размерностью зерна.

Электрическое сопротивление, высокая температура, энергия активации, титаномагнетиты, типы руд.

PECULIARITIES OF ELECTRICAL CONDUCTIVITY AT HIGH TEMPERATURES OF TITANOMAGNETITES FROM THE GUSEVOGORSK DEPOSIT

Bakhterev V.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The article discusses the study of electrical conductivity of titanium-magnetite ores of Gusevogorsk deposit. Samples collected from of the Main and of the North pits, as well as from of the New deposit. The ore is massive and disseminated. The grain size of the magnetite disseminated ores varies from thousandths of a millimeter to tens of millimeters. Obtained temperature dependence of electrical resistivity in the temperature range 20–800 ºC. Identified E_o and $\lg R_o$ of the samples studied and the nature of their distribution. Established a linear relationship between E_o and $\lg R_o$ $\lg R_o = f(E_o)$. The differences in the electrical characteristics of ores from different horizons, and different grain sizes.

Electrical resistance, high temperature, activation energy, titanomagnetite, types of ore.

Введение

Месторождения Качканарской группы (собственно Качканарское и Гусевогорское) относятся к типу малотитанистых титаномагнетитовых руд, приуроченных к дунит-пироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала.

Для титаномагнетитовых руд месторождений характерны разные морфогенетические типы текстур – массивные, вкрапленные, пятнистые, пятнисто-вкрапленные, вкрапленно-полосчатые, полосчатые, с преобладанием вкрапленных. Вкрапленные руды обычно представляют собой агрегат зерен титаномагнетита самых разных размеров – от тысячных долей до первых десятков миллиметров. В соответствии с разработанной геологической службой комбината классификацией текстур руд, учитывающей количественное соотношение пяти фракций титаномагнетита, выделяются следующие типы: крупновкрапленные (крупность зерен >3 мм), средневкрапленные (1–3 мм), мелковкрапленные (0,2–1 мм), тонковкрапленные (0,074–0,2 мм) и дисперсновкрапленные (<0,074 мм) (Фоминых и др., 1967; Железорудная база России, 2007).

Наличие нескольких морфологических разновидностей вкрапленности титаномагнетита и широкий диапазон колебаний размеров зерен и агрегатов обусловливают текстурную неоднородность руд на месторождении и выступают в качестве одного из ведущих факторов, влияющих на эффективность обогащения. Легкообогатимые руды – крупно- и средневкрапленные; труднообогатимые руды по текстурным критериям соответствуют дисперсно- и тонковкрапленной разновидности (Пиро-

гов и др., 2013). «Для структур вкрапленных магматических титаномагнетитовых руд характерно определенное соотношение между силикатами и рудными минералами. Силикаты выделяются в форме хорошо образованных идиоморфных кристаллических зерен, а рудные минералы выполняют лишь интерстиции между ними, формируя типичные сидеронитовые структуры» (Пирогов и др., 2013, с. 47).

«По характеристикам минерального состава, текстурным и структурным особенностям вкрапленные титаномагнетитовые руды месторождения делятся на три технологических сорта: нормальнообогатимые (содержание железа в магнитной фракции – 62,5% и более), труднообогатимые, содержащие 62,5–60,0% железа и весьма труднообогатимые – верлиты и полностью серпенимнизированные оливиновые пироксениты, содержащие менее 60,0% железа» (Яковлев и др., 2014, с. 123).

Исследования состава и структуры ряда минералов показали, что большинство их свойств меняются при уменьшении размеров индивидов, особенно заметно с величины 0,1 мм (Конеев и др., 1994). На примере песчаника и известняка показано влияние микроструктуры горных пород на макроскопические теплофизические свойства, в частности, эффективную теплопроводность (Горбань и др., 2009). Это может позволить провести классификацию горных пород по литологической микроструктуре с различными типами насыщения и определить взаимосвязь между микроструктурой горной породы и ее теплофизическими свойствами.

Подобные «размерные модификации» рассматриваются как разновидность минерального вида – микроминералы. Они известны в физике «малые частицы», определяя их аномальные свойства (Петров, 1982). Выявлены уникальные физические свойства наноматериалов, в первую очередь магнитные и электрофизические: электропроводность, диэлектрическая проницаемость. На этом основано создание новых материалов с заданными свойствами. Так в зависимости от способа выращивания кристаллов, получают разную структуру. В результате меняется частотный спектр диэлектрических потерь в интервале частот 10^{-3}–10^{3} Гц (Нгуен и др., 2015).

Установлено, что «для всех типов пород (базальты, пироксениты, перидотиты), характеризующихся мелкодисперсным (пылевидным) выделением рудного минерала, отмечается весьма существенное завышение электропроводности по сравнению с породами, в которых эти выделения находятся в виде зерен крупных размеров» (Пархоменко, Бондаренко, 1972, с. 139).

Оценка технологических типов титаномагнетитовых руд важна на стадии разработки с целью селективной выемки. При этом электрические свойства, в том числе и при высоких температурах, горных пород как весьма чувствительные индикаторы вещественного их состава, структурных и текстурных особенностей являются важным источником информации.

Цель настоящей работы – исследовать температурную зависимость электрического сопротивления титаномагнетитовых руд; определить их электрические параметры $\lg R_o$, E_o, установить характер распределения в связи с их особенностями.

Методика исследований и образцы

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, Кузнецов, 2012). Образцы для исследований вырезали в форме кубика с ребром 0,02 м. Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20–800 °С. Скорость нагревания 0,066 град/с. Температуру в системе определяли платино-платинородиевой термопарой в 0,01 м от образца. Измерения электрического сопротивления осуществляли при постоянном напряжении. Прибор для измерения электрического сопротивления – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и пределами допустимой относительной погрешности измерений от ±2,5 до 4% в кон-

це диапазона.

Для определения энергии активации E_o и коэффициента электрического сопротивления $\lg R_o$ кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах $\lg R$, $1/T$. Энергия активации E_o определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая $\lg R = f(1/T)$ не искажена аномальными эффектами. Этому условию удовлетворяет окрестность температуры магнитного превращения (Бахтерев, Кузнецов, 2012). Кроме того, исследование электрических свойств в области точки Кюри представляет самостоятельный интерес. Электрические параметры могут быть использованы при оценке особенностей магнитных превращений в этого рода материалах (Белов, 1958). Коэффициент электрического сопротивления $\lg R_o$ определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ на оси ординат.

Образцы для исследований отобраны из Главного, Северного карьеров и Новой залежи.

Результаты и их обсуждение

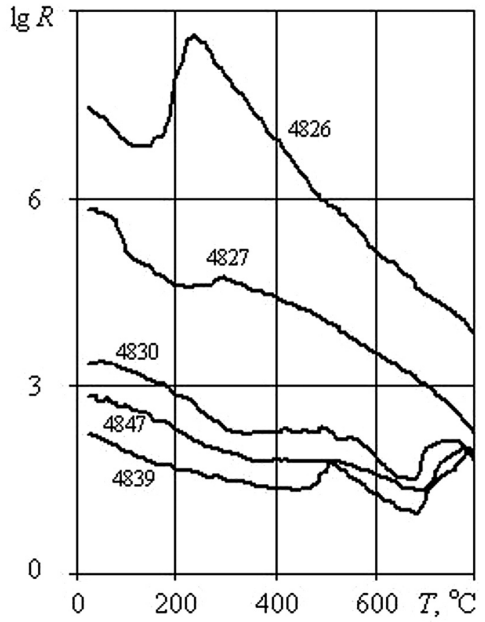


Рис. 1. Температурные зависимости электрического сопротивления титаномагнетитов. Цифры около кривых – номера образцов, описанных в тексте

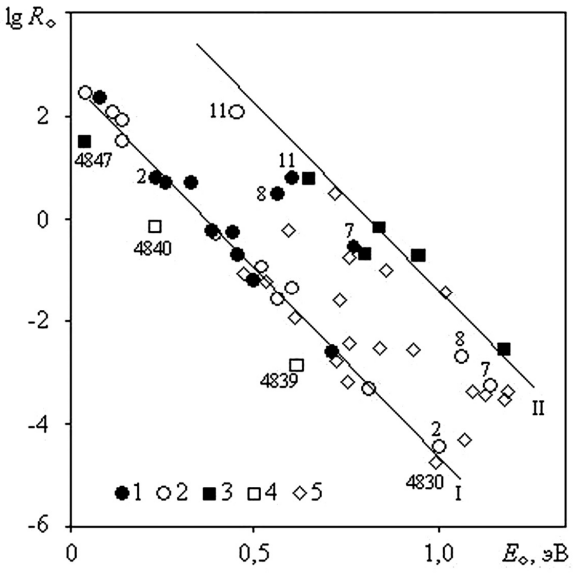


Рис. 2. Связь между E_o и $\lg R_o$ исследованных образцов титаномагнетитов.
Экспериментальные значения $\lg R_o = f(E_o)$:
1 – Новая залежь (температурная область 450–560 °С); 2 – Новая залежь (температурная область 560–670 °С); 3 – Северный карьер; 4 – труднообогатимые образцы из Северного карьера; 5 – Главный карьер.
Линии – прямые корреляции: I и II, соответственно, $\lg R_o = 2{,}77 - 7{,}33E_o$ и $\lg R_o = 6{,}03 - 7{,}33E_o$.
Цифры около некоторых точек – номера образцов, описанных в тексте

На рис. 1 в качестве примера приведены кривые $\lg R = f(T)$ некоторых образцов титаномагнетитовой руды (мелко-, средне-, крупновкрапленные руды: образцы 4830, 4826, 4827; тонкодисперсные руды – 4839, 4847). По величине электрического сопротивления при нормальной температуре исследованные образцы различаются на 5–6 порядков. При 800 °С различие сокращается до двух порядков. Во всем температурном интервале характер зависимости для отдельных образцов изменяется различным и сложным образом. Однако для всех образцов на кривых $\lg R = f(T)$ выделяется линейный участок в области температуры Кюри 450–560 °С. Его положение и протяженность на температурной кривой для отдельных образцов имеет разное значение. Для этой области 450–560 °С были определены параметры высокотемпературной электропроводности E_o и $\lg R_o$ всех исследованных образцов, а для образцов Новой залежи – еще и в области 560–670 °С.

Результаты приведены на рис. 2, где показана связь между E_o и $\lg R_o$. Графическое изображение этой связи в координатах E_o, $\lg R_o$ обнаруживает обширное поле распределения фигуративных точек, которое вбирает в себя результаты исследования образцов всех залежей. Для исследованных образцов E_o меняется от 0,04 до 1,2 эВ; $\lg R_o$ – от -4,76 до 2,45. Для всей совокупной выборки прослеживается связь между электрическими параметрами, которую можно выразить в виде $\lg R_o = a - bE_o$, где a и b – коэффициенты. На этом поле четко выделяются поля отдельных залежей, некоторые совпадают. Для Новой залежи и Северного карьева эта связь прослеживается отчетливо и имеет вид, соответственно, $\lg R_o = 2{,}77 - 7{,}33E_o$ и $\lg R_o = 6{,}03 - 7{,}33E_o$. Для Главного карьера – все фигуративные точки расположены в области, ограниченной прямыми $\lg R_o = 2{,}77 - 7{,}33E_o$ и $\lg R_o = 6{,}03 - 7{,}33E_o$ (см. рис. 2). При этом для образцов Новой залежи точки лежат в области, ограниченной E_o от 0,04 до 1 эВ, $\lg R_o$ от -4,46 до 2,45. Для Северного карьера – E_o от 0,65 до 1,18 эВ. $\lg R_o$ от -2,57 до 0,85. Для всей совокупной выборки, а также для частных выборок отдельных залежей коэффициент b в уравнении связи одинаков и равен 7,33. Коэффициент a для каждой залежи имеет свое значение и меняется от 2,77 до 6,03. Положение точек с координатами E_o, $\lg R_o$ в поле $\lg R_o = f(E_o)$ связано с различными генетическими условиями исследованных образцов титаномагнетитовой руды.

По электрическим параметрам установлен непрерывный переход от титаномагнетитов Северного карьера через Главный карьер к титаномагнетитам Новой залежи. В пределах отдельной залежи параметры образцов «выстраиваются» в одну прямую, формируя ее разные участки, положение которых на прямой зависят, вероятно, от степени изменчивости титаномагнетитов.

Выделим особые («аномальные») образцы:

1) Три образца из Новой залежи (№№ 7, 8, 11, см. рис. 2) выпадают из общей зависимости $\lg R_o = 2{,}77 - 7{,}33E_o$ и тяготеют по значениям параметров E_o, $\lg R_o$ к образцам Северного карьера. Характер температурных зависимостей электрического сопротивления этих образцов также отличается от образцов, параметры которых формируют зависимость $\lg R_o = 2{,}77 - 7{,}33E_o$ Новой залежи.

На рис. 3 сопоставлены температурные зависимости электрического сопротивления «нормального» (кривая 2) и «аномального» (кривая 7) образцов. На кривых температурных зависимостей электрического сопротивления образцов, формирующих зависимость $\lg R_o = 2{,}77 - 7{,}33E_o$, четко выделяются два линейных интервала 450–560 и 560–670 °С (в обоих интервалах определены параметры), а на кривых «аномальных» образцов почти на прямой 360–700 °С «намечаются» точки излома при 450, 570, 600, 630, 700 °С, связанные, вероятно, с различными фазовыми изменениями.

2) По электрическим параметрам некоторые образцы Северного карьера выпадают из общей зависимости $\lg R_o = 6{,}03 - 7{,}33E_o$ и формируют новую зависимость $\lg R_o = 1{,}80 - 7{,}33E_o$ (см. рис. 2). Эти образцы имеют самое низкое электрическое

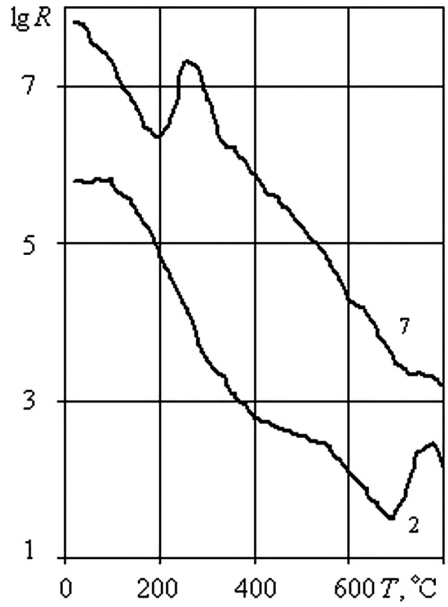


Рис. 3. Температурные зависимости электрического сопротивления титаномагнетитов. Цифры около кривых – номера образцов, описанных в тексте

сопротивление (см. рис. 1). По данным П.В. Лузянина руда, из которой отобраны образцы №№ 4839, 4840, тонкодисперсная и трудно поддается обогащению. Сюда же относится и образец № 4847. О трудности обогащения этой тонкодисперсной руды, из которой отобран образец, мы не знаем, но судя по параметрам, он аналогичен отмеченным образцам. В связи с эти сделаем смелое предположение, что электрические параметры (E_o, $\lg R_o$ и величина электрического сопротивления) могут дать дополнительную информацию о возможной обогатимости титаномагнетитовых руд. Конечно, для подтверждения этого высказывания требуются специальные исследования.

Полученные результаты не противоречат приведенным в работе (Яковлев и др., 2014) результатам исследования распределения титаномагнетитовых руд на основе их лабораторных и геофизических исследований химического состава. Авторы названной работы установили «существенные различия качественных характеристик руд и пород на Главном, Западном и Северном карьерах (в относительных величинах 38–50%)» (Яковлев и др., 2014, с. 127).

Поскольку исследованные образцы не имеют конкретной геологической привязки, выполненные исследования и приведенные результаты позволяют лишь качественно оценить экспериментально полученные связи между E_o и $\lg R_o$ и сопоставить их с минералого-петрографическим и структурно-текстурным разнообразием титаномагнетитовых руд.

Автор благодарен начальнику геологической службы С.В. Калугиной, главному геофизику геологической службы П.В. Лузянину (ООО «ЕВРАЗ КГОК»), кандидату геолого-минералогических наук В.С. Иванченко (Институт геофизики УрО РАН) за предоставленные образцы титаномагнетитовой руды для настоящих исследований.

Заключение

Исследована высокотемпературная электропроводность образцов титаномагнетитовых руд из Главного, Северного карьеров и Новой залежи Гусевогорского месторождения.

Получены температурные зависимости электрического сопротивления в интервале 20–800 °С различных типов руд. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности (энергия активации E_o и коэффициент электрического сопротивления $\lg R_o$). Для исследованных объектов выявлена линейная связь между E_o и $\lg R_o$ вида $\lg R_o = a - bE_o$. При этом коэффициент a меняется от 1,80 (для «аномальных» образцов Северного карьера) до 6,03 (для «нормальных» образцов Северного карьера). Коэффициент b практически одинаков и равен 7,33 для всех исследованных образцов.

Существенные различия электрических параметров титаномагнетитовых руд дают дополнительную информацию об их качестве и в комплексе с другими методами позволяют надеяться в перспективе на возможность использовать эти параметры при селективной выемке руд, требующих различных режимов обогащения.

Литература

Бахтерев В.В., Кузнецов А.Ж. Высокотемпературная электропроводность магнетитовых руд в связи с их генезисом и минеральным составом (*на примере Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения*) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 270–276.

Белов К.П. Ферромагнетики и антиферромагнетики вблизи точки Кюри // Успехи физических наук. 1958. Т. LXV. Вып. 2. С. 207–256.

Горбань И.А., Динариев О.Ю., Сафонов С.С. Исследование влияния микроструктуры горных пород на макроскопические теплофизические свойства // Труды 52-й научной конференции МФТИ «Современные проблемы фундаментальных и прикладных наук»: Часть III. Аэрофизика и космические исследования. М.: МФТИ, 2009. Т. 2. С. 24–27.

Железорудная база России. Изд. 2-е перераб. и доп. / Под ред. В.П. Орлова. М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 871 с.

Конеев Р.И., Кушмурадов О.К., Туресебеков А.Х. Микроминералогия – предмет, методы, применение. Ташкент: Изд. ТГУ,

1994. 89 с.

Нгуен Х.Т., Миловидова С.Д., Сидоркин А.С., Рогазинская О.В. Диэлектрические свойства композитов на основе нанокристаллической целлюлозы с триглицинсульфатом // Физика твердого тела. 2015. Т. 57. Вып. 3. С. 491–494.

Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М: Недра, 1972. 278 с.

Петров Ю.Ф. Физика малых частиц. М.: Наука, 1982. 359 с.

Пирогов Б.И., Броницкая Е.С., Астахова Ю.М., Волков Е.С. Особенности вещественного состава титаномагнетитовых руд магматического генезиса, определяющие их обогатимость // Разведка и охрана недр. 2013. № 2. С. 47–51.

Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Свердловск: ИГГ УФАН СССР, 1967. 84 с.

Яковлев В.Л., Лаптев Ю.В., Яковлев А.М. Геоинформационная оценка изменчивости качества титаномагнетитовых руд Гусевогорского месторождения // Литосфера. 2014. № 5. С. 122–128.

УДК 534.2:550.343

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ ОБРАЗЦА ГРАНИТА ПРИ МЕДЛЕННОМ ИЗМЕНЕНИИ НАГРУЗКИ

Беликов В.Т., Козлова И.А., Рывкин Д.Г., Юрков А.К. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В процессе одноосного нагружения образца гранита проведены наблюдения сигналов акустической эмиссии и временных вариаций объемной активности радона. Количественная интерпретация полученных данных позволила исследовать временные изменения структурных характеристик образца, а также особенности развития процесса его разрушения.

Акустическая эмиссия, временные вариации объемной активности радона, разрушение, пористость, удельная внутренняя поверхность.

FEATURES OF THE DEVELOPMENT OF THE PROCESS OF DESTRUCTION OF THE GRANITE SAMPLE DURING SLOW LOAD CHANGE

Belikov V.T., Kozlova I.A., Ryvkin D.G., Yurkov A.K. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. We have experimentally investigated the changes of acoustic emission characteristics and the emission of radon from a sample of granite during its uniaxial compression. The quantitative interpretation of the obtained data made it possible to study the temporal changes in the structural characteristics of the sample, as well as the features of the process of its destruction development.

Acoustic emission, temporal variations of volumetric activity of radon, destruction, porosity, specific internal surface.

Введение

Сведения об изменении структурных характеристик горных пород могут быть получены в результате количественной интерпретации экспериментальных данных по индикаторам процессов разрушения, одним из которых является акустическая эмиссия (АЭ) (Грешников, Дробот, 1976; Баранов, 1990). Результаты наблюдений АЭ в настоящее время широко применяются для диагностики и прогнозирования разрушения материалов. Обнаружено появление сигналов АЭ в горных породах (Рыкунов и др., 1979; Соболев, Пономарев, 2003) При изучении АЭ одной из важнейших является проблема количественной интерпретации результатов ее наблюдений. Такая задача может быть решена на основе уравнений, устанавливающих функциональные связи между параметрами сигналов АЭ и структурными характеристиками материала. Соответствующие соотношения и физико-математическая модель для описания процессов АЭ рассмотрены в (Алейников и др., 1993). Зависимость амплитудно-частотного (АЧ) спектра АЭ от структурных характеристик разрушающегося твердого тела была исследована в работе (Беликов, 2010). Обобщенная количественная физическая модель для описания АЭ, а также основные этапы процедуры восстановления структурных параметров среды по результатам ее наблюдений рассмотрены в (Беликов, Рывкин, 2015). Временные изменения структурных характеристик твердого тела по мере развития процессов разрушения можно исследовать, если провести количественную интерпретацию экспериментальных данных по АЧ спектрам АЭ, зарегистрированным в различные моменты времени. В работах (Niccolini et al., 2010; Schiavi et al., 2011) были проведены наблюдения АЭ при одноосном нагружении образца бетона, а также построено несколько ее АЧ спектров в процессе разрушения. По двум из них в работе (Беликов, Рывкин, 2016а), были восстановлены функции распределения (ФР) по характерным размерам составляющих трещиновато-пористого пространства (ТПП), а также построены соответствующие распределения пористости и удельной

внутренней поверхности (УВП) на моменты регистрации спектров. Сравнительный анализ указанных распределений позволил исследовать особенности временных изменений структурных характеристик образца. Так же как и АЭ, временные вариации объемной активности радона (ОАР) несут в себе информацию об изменении структурно-петрофизических характеристик горных пород в процессе разрушения (Гидрогеохимические … , 1985; Булашевич и др., 1996). В работе (Беликов, Рывкин, 2011) была предложена количественная физическая модель для описания миграции радона в разрушающейся трещиновато-пористой среде, на основании которой был разработан алгоритм количественной интерпретации экспериментальных данных по вариациям ОАР с целью изучения временных изменений структурных характеристик горной породы.

Для проверки разработанной модели и тестирования предложенного алгоритма в работах (Беликов и др., 2013; 2014) было проведено экспериментальное и теоретическое исследование процессов выделения радона при разрушении образцов горных пород. Наиболее полную информацию о характере изменения структурных параметров среды в процессе разрушения можно получить, если провести совместную интерпретацию экспериментальных данных по наблюдениям АЭ и временных вариаций ОАР. С этой точки зрения, представляется целесообразным поставить лабораторные эксперименты по разрушению образцов горных пород с одновременной регистрацией сигналов АЭ и временных вариаций ОАР, после чего проанализировать полученные результаты. Поэтому цель данной работы состояла в том, чтобы провести наблюдения сигналов АЭ и временных вариаций ОАР при одноосном нагружении образца гранита, а затем, с использованием полученных данных, исследовать характер временных изменений структурных параметров горной породы, а также особенности развития процесса ее разрушения.

Для проведения эксперимента была смонтирована лабораторная установка, состоящая из гидравлического пресса ZARZAD SPRETU NK18, радиометра радона AlphaGUARD, акустического двухканального регистратора РДА-4п, датчиков АЭ, насоса и герметичной камеры для образцов. Образец для исследования был приготовлен из среднезернистого биотитового гранита Шарташского массива с содержаниями плагиоклаза – 52%, кварца – 23%, микроклина – 14%, биотита – 6.4%, роговой обманки – 2,1%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, цирконом, эпидотом, ортитом, апатитом (Поленов и др., 2013). Образец гранита имел форму цилиндра (длина – 10 см, диаметр – 6 см) с параллельными торцевыми плоскостями. С помощью гидравлического пресса образец подвергался одноосному сжатию. Прилагаемая нагрузка менялась дискретно. Схема ее изменения представлена на рис. 1. АЭ регистрировалась датчиком, закрепленным на образце, в течение 1–2 часов после каждого увеличения нагрузки. Учет внешних акустических помех осуществлялся датчиком, закрепленным на корпусе гидравлического пресса. Для регистрации акустических сигналов использовалась аппаратура РДА-4п с заводскими датчиками Д13, разработанная в Институте геофизики УрО РАН. Чувствительность усилительного тракта была не хуже 0,5 мкВ. Полоса пропускания составляла 10–5000 Гц. Для наблюдения вариаций ОАР использовался радиометр радона AlphaGUARD. ОАР регистрировалась в непрерывном режиме, с применением циркуляционной схемы измерений. Для установления равновесия между радием и радоном образец предварительно выдерживался в камере в течение 28 дней. Наблюдаемые изменения ОАР в процессе нагружения образца гранита представлены на рис. 1. Данные результатов регистрации сигналов АЭ были использованы для построения ее АЧ спектров. На рис. 1 отмечены моменты времени t_i (i = 1, 2, 3, 4), для которых рассчитывались АЧ спектры АЭ.

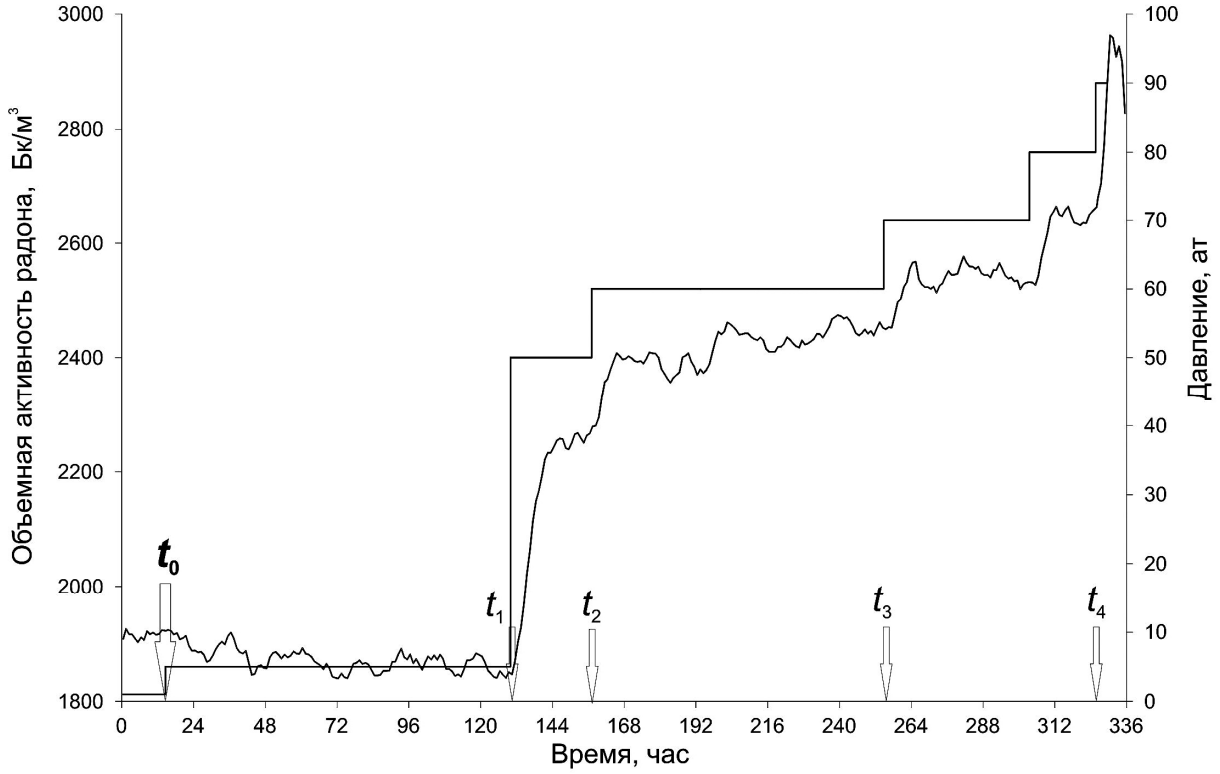


Рис. 1. Изменение ОАР и приложенной нагрузки (ломаная линия) при одноосном сжатии образца гранита. Стрелками отмечены моменты регистрации АЧ спектров АЭ t_1, t_2, t_3, t_4, а также время t_0, когда была приложена нагрузка 5 ат

Постановка задачи

Если считать разрушающееся твердое тело гетерогенным, то для изучения развития в пространстве и времени процесса его разрушения можно использовать модель и следующие из нее уравнения, описывающие явления тепломассопереноса в многофазной гетерогенной среде (Беликов, 1991; Алейников и др., 1993). Когда мы рассматриваем разрушающийся образец гранита, указанную выше модель необходимо конкретизировать. Как известно, горная порода представляет собой гетерогенную структуру, состоящую из совокупности минеральных фаз. Поэтому, строго говоря, генерировать сигналы АЭ могут не только поверхности пор и трещин, но и разделяющие зерна горной породы межфазные границы, выведенные из равновесия. Однако при разрушении образца гранита, основным источником АЭ будут являться поверхности трещин, возникающих как в минеральных зернах, так и при межзерновом растрескивании горной породы. Поэтому будем рассматривать материал образца гранита как двухфазную гетерогенную среду, состоящую из твердой фазы – «1», которую считаем гомогенной, и газообразной (трещинной) фазы – «2», представляющей собой пространство пор и трещин, заполненных газообразным флюидом. Уравнение баланса импульса единицы объема гетерогенной среды может быть получено суммированием соответствующих соотношений для каждой из фаз. Для двухфазного материала образца гранита в пренебрежении фазовыми переходами и диссипативными процессами осредненное уравнение баланса импульса будет иметь вид (Алейников и др., 1993; Беликов, Рывкин, 2016б)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho v_i) + \frac{\partial}{\partial x_k}(\rho v_i v_k - \sigma_{ik}) - \nu_{12}^2 \rho L^{(12)} e_i^{(12)} = 0. \quad (1)$$

Обозначения в (1) следующие:

$\rho = \rho_1 + \rho_2$ – плотность материала образца, ρ_1 и ρ_2 – осредненные плотности твердой и трещинной фазы, соответственно, ν_i – i-я

компонента осредненной среднемассовой скорости среды, определяемой из соотношения $\rho v_i = \rho_1 v_i^{(1)} + \rho_2 v_i^{(2)}$, где $v_i^{(1)}$ и $v_i^{(2)}$ – осредненные скорости твердой и трещинной фазы, $\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}\varphi_1 + \sigma_{ik}^{(2)}\varphi_2$ – тензор упругих напряжений в материале образца, $\sigma_{ik}^{(1)}$ и $\sigma_{ik}^{(2)}$ – осредненные тензоры упругих напряжений в фазах, $\varphi_1 = V_1/V$ и $\varphi_2 = V_2/V$ – доли объема, приходящиеся на каждую из фаз, для которых справедливо соотношение $\varphi_1 + \varphi_2 = 1$, V_1 и V_2 – объемы, занимаемые фазами в пределах объема осреднения V, $V = V_1 = V_2$ (Алейников и др., 1993; Беликов, 1991; Беликов, Рывкин, 2016б), $L^{(12)}$ – осредненная амплитуда колебаний межфазной поверхности S_{12} между твердой и трещинной фазами материала образца, $e_i^{(12)}$ – единичный вектор в направлении силы, действующей на единицу площади межфазной поверхности S_{12}. Величина ν_{12} – частота АЭ, соответствующая колебаниям межфазной поверхности S_{12}, определяемая так (Беликов, 2010; Беликов, Рывкин, 2015)

$$\nu_{12} = \sqrt{\frac{\Delta\sigma_{12}\Omega_{12}}{\rho L^{(12)}}}\ , \qquad (2)$$

где $\Omega_{12} = S_{12}/V$ – УВП; $\Delta\sigma_{12}$ – осредненная разность упругих напряжений на межфазной поверхности S_{12} (Беликов, Рывкин, 2015). Если пренебречь плотностью газообразной фазы по сравнению с плотностью твердого тела и считать ее покоящейся ($v_i^{(2)} = 0$), то $\rho = \rho_1$, а $v_i = v_i^{(1)}$. Пренебрегая давлением газа в порах и трещинах, получим, что $\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}\varphi_1$. Если при этом доля объема, занимаемая трещинной фазой $\varphi_2 << 1$, то $\varphi_1 \approx 1$ и тогда $\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}$.

Уравнение баланса полной (объемной и поверхностной) энергии единицы объема разрушающегося образца гранита, полученное суммированием соответствующих соотношений для каждой из фаз, а также уравнения для поверхностной энергии можно записать следующим образом (Беликов, Рывкин, 2016б)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho\varepsilon + E_\Omega) + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho v_i\varepsilon - \sigma_{ik}v_k + J_i) - \\ - \nu_{12}^2\rho L^{(12)} e_i^{(12)} v_i^{(1)} - \gamma_{12}\mu_{12}\Omega_{12} = 0, \qquad (3)$$

где ε – рассчитанная на единицу массы осредненная внутренняя и кинетическая энергия материала образца, определяемая так: $\rho\varepsilon = \rho_1\varepsilon_1 + \rho_2\varepsilon_2$, ε_1 и ε_2 – соответствующие энергии фаз, $J_i = J_i^{(1)} + J_i^{(2)}$ – кондуктивный поток тепла в образце, являющийся суммой соответствующих потоков в фазах, E_Ω – поверхностная энергия единицы объема образца, μ_{12} – коэффициент поверхностного натяжения на межфазной поверхности S_{12}, γ_{12} – структурный параметр, характеризующий скорость относительного изменения УВП Ω_{12} при движении межфазных границ (Беликов, Шестаков, 2008). Если пренебречь кондуктивной теплопроводностью и энергией газообразной фазы по сравнению с соответствующими величинами для твердой фазы, то в уравнении (3) $J_i = J_i^{(1)}$, $\varepsilon = \varepsilon_1$, а кроме того, как и в (1) $\rho = \rho_1$, $v_i = v_i^{(1)}$, $\sigma_{ik} = \sigma_{ik}^{(1)}$.

В квазистационарном случае уравнение баланса импульса (1) можно записать так

$$\frac{\partial\sigma_{ik}}{\partial x_k} + \nu_{12}^2\rho L^{(12)} e_i^{(12)} = 0, \qquad (4)$$

а уравнение для полной энергии (3) будет иметь вид (Беликов, Рывкин, 2016б)

$$v_k\frac{\partial\sigma_{ik}}{\partial x_i} + \sigma_{ik}\frac{\partial v_k}{\partial x_i} + C_{AE} + C_\Omega = 0, \qquad (5)$$

где $C_{AE} = \nu_{12}^2\rho L^{(12)} e_i^{(12)} v_i^{(1)}$ – энергия, излученная в единицу времени единичным объемом разрушающегося образца гранита, которую мы будем называть далее мощностью АЭ, $C_\Omega = \gamma_{12}\mu_{12}\Omega_{12}$ – скорость изменения поверхностной энергии единицы объема материала образца. С использованием (4) можно показать, что справедливо равенство (Беликов, Рывкин, 2016б)

$$v_k\frac{\partial\sigma_{ik}}{\partial x_i} + C_{AE} = 0. \qquad (6)$$

Подставляя (6) в (5) и учитывая симметрию тензора упругих напряжений, получим, что

$$\sigma_{ik}\nu_{ik} + C_\Omega = 0, \qquad (7)$$

где ν_{ik} – осредненный тензор скоростей деформации (Беликов, Шестаков, 2008). В зависимости от соотношения между пер-

вым и вторым слагаемыми слева в (5) режим развития процессов разрушения может быть различным (Беликов, Рывкин, 2016б). При выполнении условия (5) энергия внешнего воздействия расходуется как на акустическое излучение, так и на изменение поверхностной энергии разрушающегося образца гранита. Если первое слагаемое слева в (5) много больше второго, то есть процесс разрушения описывается соотношением (6), мощность упругих сил практически полностью расходуется на генерацию акустического излучения межфазной поверхностью S_{12}. Если первое слагаемое слева в (5) много меньше второго, справедливо соотношение (7) и разрушение происходит таким образом, что мощность упругих сил тратится только на изменение поверхностной энергии материала. В силу уравнений (6) и (7) рассмотренные выше режимы развития процессов разрушения образца гранита можно охарактеризовать и в зависимости от соотношения между мощностью АЭ C_{AE} и скоростью изменения поверхностной энергии C_Ω единицы объема образца. Если C_{AE} и C_Ω одного порядка, то развитие процессов разрушения будет описываться соотношением (5). Когда $C_{AE} >> C_\Omega$, характер развития процессов разрушения будет определяться условием (6). Если $C_\Omega >> C_{AE}$, режим развития процессов разрушения будет описываться уравнением (7) (Беликов, Рывкин, 2016б). Далее в работе использованы данные о C_{AE} и C_Ω, полученные в результате количественной интерпретации экспериментального материала по наблюдениям АЭ. Физико-математическая модель, на которой основана процедура интерпретации, подробно рассмотрена в работах (Беликов, Рывкин, 2015; 2016а). В соответствии с ней звуковое поле, возбуждаемое межфазной поверхностью S_{12}, находящейся в единичном объеме образца, мы заменяем суперпозицией полей акустически эквивалентного ТПП ансамбля излучающих сферических полостей (монополей (Исакович, 1973)), параметры которого должны удовлетворять определенным условиям (Беликов, Рывкин, 2015; 2016а). Для описания ансамбля монополей используется нормированная ФР сферических полостей по размерам (радиусам) $f(r)$, определяемая как относительное их количество в единице объема, приходящееся на единичный интервал радиусов (Беликов, Рывкин, 2015). Сферические полости с радиусами от r до $r + \Delta r$ будут соответствовать составляющим ТПП, эффективный размер которых изменяется в этих же пределах. Помимо функции $f(r)$, будем использовать ФР $\tilde{f}(r)$, которую назовем ненормированной, связанную с $f(r)$ соотношением $\tilde{f}(r) = Nf(r)$, где N – общее количество излучающих сферических полостей в единице объема с радиусами от $R_{\min}$ до $R_{\max}$ (минимальный и максимальный размеры, соответственно). Структурные характеристики материала, такие как пористость φ_2 и УВП Ω_{12}, могут быть определены через ФР $\tilde{f}(r)$ следующим образом (Беликов, 2010; Беликов, Рывкин, 2015)

$$\varphi_2 = \frac{4\pi}{3}\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^3 \tilde{f}(r)dr;\ \Omega_{12} = 4\pi\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^2 \tilde{f}(r)dr. \quad (8)$$

Выражение для C_{AE}^r – мощности акустического излучения, генерируемого сферическими полостями с радиусами в интервале от r до $r + \Delta r$, – может быть получено из общего соотношения, определяющего C_{AE}, и будет иметь вид (Беликов, Рывкин, 2016б)

$$C_{AE}^r = \nu_r^3 \rho L_r^2, \quad (9)$$

где ν_r и L_r – соответствующие полости радиуса r частота и амплитуда колебаний ее поверхности, соответственно. Полная энергия, генерируемая ансамблем сферических полостей, получается суммированием соотношений (9) по всем интервалам размеров монополей

$$C_{AE} = \sum_r C_{AE}^r = \sum_r \nu_r^3 \rho L_r^2. \quad (10)$$

Результаты интерпретации и обсуждение результатов

Решение обратной задачи о восстановлении структурных характеристик материала по АЧ спектру АЭ можно разделить на три основных этапа (Беликов, 2010; Беликов,

Рывкин, 2015). На первом должна быть проведена идентификация источников АЭ и установлена их физическая природа. На втором этапе следует определить интервал изменения характерных размеров составляющих ТПП, которые в процессе излучения формируют наблюдаемый спектр АЭ. На третьем этапе необходимо задать распределение осредненной разности упругих напряжений на поверхности полости $\Delta\sigma_{12}(r)$. Рассматривая первый этап, будем предполагать, что источником АЭ является колеблющаяся поверхность S_{12}, выведенная из равновесия процессами разрушения. Говоря о втором этапе, отметим, что интервал, в котором изменяются радиусы акустически эквивалентного ТПП ансамбля монополей, определяется в том числе и областью частот наблюдаемого акустического излучения. В данной работе регистрировались сигналы АЭ в интервале от 10 Гц до 5 кГц. Установить непосредственно соответствующий этой области частот интервал характерных размеров ТПП не удается. Однако существуют данные, согласно которым минимальные регистрируемые амплитуды АЭ соответствуют размеру трещин порядка 80 мкм (Ponomarev et al., 1997). С другой стороны, в работе (Moor, Lockner, 1995) показано, что в окрестности будущего разрыва преобладают трещины, характерный размер которых составляет 100–200 мкм. При образовании макроразрыва размеры трещин увеличиваются по крайней мере на порядок (Reches, Lockner, 1994). В силу того что мы исследуем процесс разрушения образца гранита от начала нагружения до разделения его на части, интервал изменения размеров ансамбля монополей был взят от 1 до 1000 мкм. Рассматривая третий этап, допустим, что межфазная поверхность S_{12} слабо отклоняется от ее равновесного положения; в этом случае незначительно будет меняться и ее кривизна. Для полостей, совершающих малые сферически-симметричные колебания, это допущение эквивалентно предположению о том, что в процессе излучения слабо меняется их радиус. В этом случае $\Delta\sigma_{12}(r)$ можно принять равным его минимальному значению (Беликов, Рывкин, 2015), для которого (считая твердую фазу изотропной) в соответствии с формулой Лапласа можно записать выражение

$$\Delta\sigma_{12}(r) = K/r, \qquad (11)$$

где $K = 2\mu_{12}$ (Ландау, Лифшиц, 1964; 1986). Методика расчета поинтервальных значений ненормированной ФР, УВП и пористости с использованием соотношений (2, 8, 11) подробно рассмотрена в (Беликов, Рывкин, 2015). В первом приближении коэффициент K считался постоянным во всем промежутке изменения радиусов ансамбля монополей и определялся по данным поинтервальных значений размеров полостей, а также частот и амплитуд в АЧ спектре АЭ. При проведении расчетов во втором приближении предполагалось, что коэффициент K может принимать различные значения в каждом из интервалов разбиения шкалы радиусов. Для определения его поинтервальных значений была использована процедура, сводящаяся к поиску минимума УВП Ω_{12} при неизменном объеме фаз (Беликов, Рывкин, 2015). В качестве истинного выбирался вариант, при котором Ω_{12} была минимальной, а пористость отличалась от принятого нами ее значения $\varphi_2 = 0{,}04$ не более чем на десять процентов. Предложенная выше методика количественной интерпретации результатов наблюдений АЭ была применена для каждого из четырех АЧ спектров АЭ, зафиксированных через промежутки времени t_1 = 115 час 17,32 мин, t_2 = 142 час 24,52 мин, t_3 = = 240 час 01 мин, t_4 = 311 час 03,4 мин, отсчитываемые от момента повышения нагрузки до 5 ат (обозначен t_0 на рис. 1). Времена регистрации спектров указаны на рис. 1. На рис. 2 (цветная вкладка) представлены соответствующие каждому из АЧ спектров нормированные ФР второго приближения, а на рис. 3 (цветная вкладка) – распределения относительных (по отношению к Ω_{12}) значений излучающей УВП. Сравнение построенных на моменты времени t_1 и t_2 графиков ФР приводит к следующим результатам. Если при $t = t_1$ в ма-

териале образца присутствуют трещины (составляющие ТПП) с характерными размерами 181, 340, 389, 505 и 575 мкм, при которых наблюдаются локальные максимумы ФР, то в момент времени t_2, составляющие ТПП с размерами 181, 340, 505 и 575 мкм исчезают и появляются, соответствующие локальному максимуму ФР трещины размера 144 мкм. При этом, максимум ФР в момент времени t_1, отвечающий характерному размеру 389 мкм, при $t = t_2$ смещается к 386 мкм, практически сохраняя такую же амплитуду. Таким образом, к моменту времени t_2 перестают излучать трещины с характерными размерами 181, 340, 505 и 575 мкм и продолжается излучение составляющими ТПП в окрестности максимума ФР при 386 мкм. Кроме того, в момент времени t_2 начинают генерировать сигналы АЭ трещины размером 144 мкм. С другой стороны, сравнительный анализ распределений относительных значений УВП при $t = t_1$ и $t = t_2$, представленных на рис. 3, показывает следующее. Если в момент времени t_1, в основном, излучают участки межфазной поверхности, соответствующие составляющим ТПП с характерными размерами 340, 389, 505 и 575 мкм, то при $t = t_2$ главный вклад в акустическое излучение дают фрагменты УВП вблизи характерного размера 386 мкм, и в меньшей степени, размеров 461 и 564 мкм. Отметим, что наличие максимума ФР при 181 мкм в момент времени t_1, а также максимума при 144 мкм в момент времени t_2 практически не отражается на морфологии соответствующих распределений УВП в силу относительно малого вклада трещин небольших размеров в Ω_{12} (Беликов, Рывкин, 2015). Таким образом, сравнительный анализ морфологии ФР, а также распределений относительных значений УВП показывает, что по мере разрушения образца за период времени $t_2 - t_1$ перестают излучать трещины с относительно большими характерными размерами (505 и 575 мкм), а основной вклад в процесс генерации сигналов АЭ к моменту времени t_2 начинают давать трещины с размерами порядка 386 мкм. Этот вывод подтверждается и характером распределений по размерам относительных C_{AE}^{r} / C_{AE} значений мощности АЭ, рассчитанных в соответствии с формулами (9–10). Анализ приведенных на рис. 4 (цветная вкладка) графиков C_{AE}^{r} / C_{AE} показывает, что если в момент времени t_1 основная часть энергии излучается составляющими ТПП в окрестности характерного размера 505 мкм и частично размеров 340, 389 и 575 мкм, то в момент времени t_2 подавляющую часть акустического излучения генерируют трещины с характерным размером 386 мкм. Таким образом, возникающие (а возможно, уже существовавшие) на первоначальном этапе разрушения трещины, имеющие размер порядка 505 мкм и являющиеся основным источником АЭ при $t = t_1$, в момент времени t_2 не излучают. Объяснить это можно двумя причинами. Либо эти трещины к моменту времени t_2 уже не растут и поэтому перестают излучать; либо акустический импульс, генерируемый трещинами в окрестности размеров 144 и 386 мкм, соответствующих максимумам ФР при $t = t_2$, недостаточен для того, чтобы вывести из равновесия поверхности трещин размером 505 мкм. В пользу второго варианта объяснения отчасти говорит тот факт, что C_{AE} в момент времени t_2 падает по сравнению с ее значением при $t = t_1$ более чем на порядок. Анализ графиков ФР в моменты времени t_2 и t_3 показывает, что присутствующие при $t = t_2$ максимумы ФР, соответствующие составляющим ТПП с характерными размерами 144 и 386 мкм, в момент времени t_3 исчезают. Вместе с тем, к моменту времени t_3 в материале образца появляются соответствующие локальным максимумам ФР трещины с размерами 179, 351, 437 и 488 мкм. Сравнивая представленные на рис. 3 (цветная вкладка) графики распределений относительных значений УВП на эти же моменты времени, также можно отметить, что при $t = t_3$ количество локальных максимумов увеличивается по сравнению с аналогичным распределением при $t = t_2$. В частности, в момент времени t_3 начинают излучать участки межфазной поверхности, соответствующие локальным

максимумам в распределении УВП при 359, 437 и 488 мкм, которые ранее не излучали. Это означает, что в течение промежутка времени $t_3 - t_2$ процессы разрушения образца гранита распространяются на более широкий спектр характерных размеров трещин. Тот факт, что при $t = t_3$ в процесс генерации сигналов АЭ вовлекается большее количество отдельных составляющих ТПП, подтверждается и сравнительным анализом распределений относительных значений мощности АЭ в моменты времени t_2 и t_3, представленных на рис. 4 (цветная вкладка). В самом деле, если в момент времени t_2 основная часть энергии АЭ излучается трещинами вблизи характерного размера 386 мкм, то при $t = t_3$ большая часть акустического излучения генерируется составляющими ТПП в окрестности характерных размеров 351, 386, 437 и 488 мкм. В основном, появление этих составляющих связано с вновь возникающими в процессе разрушения трещинами в результате объединения более мелких микротрещин. Например, появление трещин, соответствующих на графике ФР в момент времени t_3 максимумам при 437 и 488 мкм и дающих в соответствии с морфологией распределений относительных значений УВП и мощности АЭ на эту же дату существенный вклад в акустическое излучение, могло быть обусловлено объединением и слиянием микротрещин меньших размеров. Анализируя графики ФР, а также соответствующих распределений относительных значений УВП и мощности АЭ на момент времени t_4 по сравнению с аналогичными графиками в момент времени t_3, прежде всего отметим, что при $t > t_4$ происходит разрушение образца гранита. С этой точки зрения, данные при $t = t_4$ несут информацию о структуре образца перед его разрушением. Сравнительный анализ морфологии ФР на моменты времени t_3 и t_4 показывает следующее. Если в момент времени t_3 в процессе излучения участвуют составляющие ТПП из промежутка характерных размеров от 179 до 488 мкм, в котором наблюдается четыре максимума ФР при 179, 351, 437 и 488 мкм, то в момент времени t_4 трещины компактно группируются в интервалах 119–160 мкм и 303–354 мкм, а также в окрестности характерного размера 464 мкм. Сравнительный анализ распределений УВП при $t = t_3$ и $t = t_4$ также показывает, что уменьшается количество составляющих ТПП, участвующих в процессе излучения, и происходит их группировка в более узких интервалах размеров. Действительно, если при $t = t_3$ сигналы АЭ генерируют участки межфазной поверхности из промежутка характерных размеров от 359 до 488 мкм, то в момент времени t_4 в основном излучают ее фрагменты, соответствующие составляющим ТПП в окрестности всего лишь двух характерных размеров – 354 и 464 мкм. Вывод об уменьшении к моменту времени t_4 количества составляющих ТПП, участвующих в процессе излучения, подтверждается и сравнительным анализом графиков распределений относительных значений мощности АЭ, построенных на моменты времени t_3 и t_4. Из морфологии этих распределений, представленных на рис. 4 (цветная вкладка), видно, что если в момент времени t_3 АЭ обусловлена составляющими ТПП из интервала характерных размеров от 351 до 488 мкм, то при $t = t_4$ основная часть энергии излучается трещинами в окрестности размеров 354 и 464 мкм.

Временные изменения ОАР связаны с процессами разрушения и поэтому также несут в себе информацию об их развитии. Физическая модель, объясняющая механизм образования аномалий ОАР, была предложена в работах (Беликов, Рывкин, 2011; Беликов и др., 2013; 2014). Согласно положениям кинетической теории прочности (Регель и др., 1974), в процессе разрушения сначала возникают микроскопические трещины, которые затем в результате роста и слияния образуют трещины макроскопических размеров. Вместе с тем образуются области проницаемого или открытого ТПП, так называемые открытые поры (Беликов, Рывкин, 2011), сообщающиеся с указанными макроскопическими трещинами. В этих областях в ТПП будет посту-

пать радон из изолированных до разрушения отдельных пор и трещин, равновесная концентрация радиогенного газа в которых может значительно превышать ее величину для открытых пор. В результате в проницаемом ТПП содержание радона возрастет по сравнению с тем его значением, которое было до начала процессов разрушения. При образовании и росте макроскопических трещин давление в них в течение некоторого промежутка времени будет меньше, чем в проницаемом пространстве указанных областей. Поэтому под действием возникшего градиента давления в направлении этих трещин будет происходить конвективное движение газообразного флюида вместе с содержащимся в нем радоном. В результате его количество в макроскопических трещинах значительно возрастет. Таким образом, макроскопические трещины аккумулируют из горной породы выделившийся в результате процессов разрушения радон посредством его конвективного сбора по проницаемым участкам ТПП. Если эти трещины сообщаются с измерительной камерой, происходит рост ОАР, наблюдающийся в эксперименте. Как видно из рис. 1, наиболее быстрое увеличение ОАР происходит в течение временных интервалов $t_2 - t_1$ и $t_4 - t_3$. Повышение концентрации радона в течение промежутка времени $t_2 - t_1$ обусловлено тем, что в процессе своего роста некоторые из макроскопических трещин могут выйти на поверхность образца, в результате чего аккумулированный в них радон поступает в камеру регистрации. В самом деле, как видно из рис. 2 (цветная вкладка), у ФР при $t = t_1$ присутствуют составляющие ТПП с характерными размерами 505 и 575 мкм. Рост трещин таких относительно больших размеров и может привести к образованию магистральных трещин, сообщающихся с измерительной камерой. Более того, некоторые из возникших магистральных трещин могут вызвать частичное разрушение образца, сопровождающееся залповым выбросом радона. И в том, и в другом случае будет существенно увеличиваться ОАР. Такое явление действительно наблюдалось нами в течение промежутка времени $t_2 - t_1$, когда при повышении нагрузки от 5 до 50 ат произошло отделение небольшого фрагмента от образца. Более медленный рост ОАР за время $t_3 - t_2$ объясняется, по-видимому, тем, что образование макроскопических трещин в этом временном интервале происходит менее интенсивно и, в основном, внутри объема образца, без выхода их на его поверхность. Это может касаться, в частности, трещин с размерами 437 и 488 мкм, соответствующих максимумам ФР при $t = t_3$. Рост ОАР за время $t_4 - t_3$ в течение которого дважды повышалась нагрузка от 70 до 80 ат и от 80 до 90 ат, может быть обусловлен следующими причинами. Несмотря на то, что трещины с характерными размерами 505 и 575 мкм, как видно из графиков ФР при $t = t_3$ и $t = t_4$ практически не участвуют в генерации сигналов АЭ, они присутствуют в материале образца. По мере увеличения нагрузки в окрестности тех из них, которые сообщаются с измерительной камерой, будут продолжаться процессы разрушения, сопровождающиеся ростом этих трещин в глубину образца, в результате чего к ним будут подключаться новые изолированные до разрушения поры и трещины вместе с содержавшимся в них радоном. Это будет способствовать его поступлению в камеру регистрации и, как следствие, возрастанию ОАР в течение промежутка времени $t_4 - t_3$.

Рассмотрим вопрос о характере изменения УВП образца в процессе разрушения. Для этого обозначим ее значения в моменты времени t_1, t_2, t_3 и t_4 соответственно через $\Omega_{12}(t_1)$, $\Omega_{12}(t_2)$, $\Omega_{12}(t_3)$ и $\Omega_{12}(t_4)$. Результаты интерпретации данных по АЧ спектрам АЭ приводят к следующим соотношениям: $\Omega_{12}(t_2)/\Omega_{12}(t_1) = 1{,}14$, $\Omega_{12}(t_3)/\Omega_{12}(t_2) = 0{,}95$, $\Omega_{12}(t_4)/\Omega_{12}(t_3) = 1{,}1$, откуда следует, что $\Omega_{12}(t_2) = 1{,}14\ \Omega_{12}(t_1)$, $\Omega_{12}(t_3) = 1{,}08\ \Omega_{12}(t_1)$, $\Omega_{12}(t_4) = 1{,}19\ \Omega_{12}(t_1)$. Таким образом, в процессе разрушения наблюдается слабое немонотонное возрастание УВП образца к моменту времени t_4 по отношению к ее значению при $t = t_1$. Выявленный характер изменения УВП говорит о том, что в течение временного интервала $t_4 - t_1$ превали-

руют процессы образования новых трещин, не очень значительно увеличивающие общую УВП Ω_{12}. Процессы слияния и укрупнения трещин, способствующие уменьшению УВП, проявляются слабо и, скорее всего, наступают при $t > t_4$, когда происходит образование магистральной трещины, приводящей к разрушению образца. Такой характер изменения УВП связан прежде всего с растянутым во времени режимом развития процесса разрушения, обусловленным в свою очередь медленным возрастанием нагрузки на образец.

Исследуем особенности изменения C_{AE} в процессе разрушения образца. Обозначим генерируемую всеми составляющими ТПП мощность АЭ в моменты времени t_1, t_2, t_3 и t_4 через $C_{AE}(t_1)$, $C_{AE}(t_2)$, $C_{AE}(t_3)$ и $C_{AE}(t_4)$. Расчеты показывают, что $C_{AE}(t_2)/C_{AE}(t_1) = 0{,}094$; $C_{AE}(t_3)/C_{AE}(t_2) = 0{,}038$; $C_{AE}(t_4)/C_{AE}(t_3) = 26{,}28$, откуда следуют соотношения $C_{AE}(t_2) = 0{,}094\ C_{AE}(t_1)$; $C_{AE}(t_3) = 0{,}004\ C_{AE}(t_1)$; $C_{AE}(t_4) = 0{,}094\ C_{AE}(t_1)$. Таким образом, в течение промежутка времени $t_4 - t_1$ значение $C_{AE}(t_3)$ является минимальным, а $C_{AE}(t_4)$ практически совпадает с $C_{AE}(t_2)$. Данные об изменении УВП Ω_{12} и мощности АЭ C_{AE} дают возможность исследовать характер развития процесса разрушения, а также проанализировать закономерности наступления какого-либо из его этапов (Беликов, Рывкин, 2016б). Для этого воспользуемся соотношениями (5), (6) и (7). Прежде всего отметим, что если предположить постоянство коэффициентов μ_{12} и γ_{12}, то отношения C_Ω в различные моменты времени совпадают с отношениями соответствующих значений Ω_{12}. Проследить эволюцию во времени уравнения энергетического баланса (3) в общем случае не представляется возможным. Однако, учитывая медленный характер изменения нагрузки, будем предполагать, что процесс разрушения образца гранита представляет собой последовательность квазистационарных состояний, в каждом из которых выполняется соотношение (5). По мере развития процесса разрушения к моменту времени t_1 может реализоваться такой его этап, который характеризуется как общим уравнением (5), так и соотношениями (6) или (7), являющимися его частными случаями. Непосредственная информация о том, на каком этапе развития находятся процессы разрушения в момент времени t_1, отсутствует. Однако известно, что t_1 – это время регистрации АЧ спектра АЭ, произошедшей через несколько минут после значительного увеличения нагрузки от 5 до 50 ат. Будем считать, что при 5 ат процессы разрушения в образце практически не происходят. Тогда можно предположить, что момент времени t_1 соответствует начальному этапу их развития, описываемому общим соотношением (5). Исследуем характер развития процесса разрушения в течение промежутка времени $t_2 - t_1$, привлекая для этого полученные нами выше данные о величине отношений $C_{AE}(t_2)/C_{AE}(t_1)$ и $C_\Omega(t_2)/C_\Omega(t_1)$. Итак, пусть в момент времени t_1 выполняется условие (5). Это означает, что все слагаемые в этом уравнении одного порядка и оба механизма перекачки энергии внешнего воздействия в акустическое излучение и изменение поверхностной энергии единицы объема образца гранита, сопоставимы. Тогда, учитывая величину отношений $C_\Omega(t_2)/C_\Omega(t_1) = \Omega_{12}(t_2)/\Omega_{12}(t_1) = 1{,}14$ и $C_{AE}(t_2)/C_{AE}(t_1) = 0{,}094$, приходим к выводу, что скорость изменения поверхностной энергии единицы объема образца C_Ω практически не изменилась, а мощность АЭ C_{AE} упала более чем на порядок. Это означает, что режим развития процессов разрушения к моменту времени t_2 будет носить эволюционный характер, описываемый соотношением (7). Точно так же из соотношений $C_\Omega(t_3)/C_\Omega(t_2) = \Omega_{12}(t_3)/\ \Omega_{12}(t_2) = 0{,}95$, $C_{AE}(t_3)/C_{AE}(t_2) = 0{,}038$ следует, что C_Ω за время $t_3 - t_2$ практически не меняется, а C_{AE} к моменту времени t_3 уменьшается по сравнению с ее значением при $t = t_2$ более чем на порядок. Таким образом, и в течение промежутка времени $t_3 - t_2$ процесс разрушения будет проходить эволюционный этап, описываемый уравнением (7). Для моментов времени t_3 и t_4 аналогичные оценки отношений C_Ω и C_{AE} приводят к следующему результату $C_\Omega(t_4)/C_\Omega(t_3) = \Omega_{12}(t_4)/\Omega_{12}(t_3) = 1{,}11$ и $C_{AE}(t_4)/C_{AE}(t_3) = 26{,}28$.

Отсюда следует, что C_Ω за время $t_4 - t_3$ практически постоянно, а C_{AE} в момент времени t_4 увеличивается по сравнению с ее значением при $t = t_3$ более чем на порядок. Однако, несмотря на то, что в течение промежутка времени $t_4 - t_3$ произошло существенное (более чем в 26 раз) увеличение C_{AE}, его значение при $t = t_4$ $C_{AE}(t_4)$, как мы сказали выше, практически совпадает с $C_{AE}(t_2)$. В тоже время имеем $C_\Omega(t_4)/C_\Omega(t_2) = \Omega_{12}(t_4)/\Omega_{12}(t_2) = 1{,}04$, откуда следует, что $C_\Omega(t_4)$ и $C_\Omega(t_2)$ приблизительно равны. Поэтому если $C_\Omega(t_2)$ превосходила $C_{AE}(t_2)$ минимум на порядок, то и $C_\Omega(t_4)$ будет на порядок превосходить $C_{AE}(t_4)$. Это означает, что в течение промежутка времени $t_4 - t_3$ режим развития процессов разрушения также носит эволюционный характер, описываемый соотношением (7). Таким образом, на протяжении всего рассматриваемого временного интервала $t_4 - t_1$ процессы разрушения в образце гранита развиваются в эволюционном режиме, при котором энергия внешнего воздействия практически полностью расходуется на увеличение, хотя и не очень значительное, поверхностной энергии материала. Такой характер развития процессов разрушения связан, прежде всего, с выбранным медленным режимом изменения нагрузки на образец.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 15-18-5-19, № 15-2-5-32.

Литература

Алейников А.Л., Беликов В.Т., Немзоров Н.И. Акустическая эмиссия в гетерогенных средах // Дефектоскопия. 1993. № 3. С. 31–36.

Баранов В.М. Акустические измерения в ядерной энергетике. М.: Энергоатомиздат, 1990. 320 с.

Беликов В.Т. Количественное описание процессов тепломассопереноса в литосфере // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 3–9.

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

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

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Изучение изменений структурных и динамических характеристик разрушающегося массива горных пород с использованием вариаций концентрации радона // Дефектоскопия. 2011. № 5. С. 67–78.

Беликов В.Т., Уткин В.И., Козлова И.А., Рывкин Д.Г., Юрков А.К. Экспериментальное и теоретическое исследование процессов выделения радона при разрушении образцов горных пород // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 222–223.

Беликов В.Т., Козлова И. А., Рывкин Д.Г., Юрков А. К. Исследование процессов образования аномалий объемной активности радона при разрушении образцов горных пород // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 10. С. 1537–1542.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Использование результатов наблюдений акустической эмиссии для изучения структурных характеристик твердого тела // Акустический журнал. 2015. Т. 61. № 5. С. 622–630.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Изучение изменений структурных характеристик твердого тела с использованием амплитудно-частотных спектров акустической эмиссии // Физическая мезомеханика. 2016а. Т. 19. № 3. С. 103–109.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Изучение характера развития процессов разрушения твердого тела с использованием результатов наблюдений акустической эмиссии // Уральский геофизический вестник. 2016б. № 1. С. 17–28.

Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В. Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 1. С. 245–248.

Гидро-геохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. 286 с.

Грешников В.А., Дробот Ю.Б. Акустическая эмиссия. М.: Изд-во стандартов, 1976. 272 с.

Исакович М.А. Общая акустика. М.: Наука, 1973. 496 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука, 1986. 736 с.

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

Поленов Ю.А. Огородников В.Н. Бабенко В.В. К вопросу о парагенетической связи Березовского золоторудного месторождения с адамеллитами Шарташского массива // Известия Уральского государственного горного университета. № 4(32), 2013. С. 17–27.

Регель В.Р., Слуцкер А.Н., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1974. 569 с.

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Физика Земли. 1979. № 11. С. 72–77.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

Griffith A.A. The phenomenon of rupture and flow in solids // Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A. 1920. 221. P. 163–198.

Moor D., Lockner D. The role of micro cracking in shear-fracture propagation in granite // J. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. P. 95–114.

Niccolini G., Schiavi A., Tarizzo P., Carpinteri A., Lacidogna G., Manuello A. Scaling in temporal occurrence of quasi-rigid body vibration pulses due to macro-fractures // Phys. Rev. E. 2010. V. 82. No. 4. P. 046115 (1–5).

Ponomarev A.V., Zavyalov A.D., Smirnov V.B., Lockner D.A. Physical modelling of the formation and evolution of seismically active fault zones // Tectonophys. Vol. 277. 1997. P. 57–81.

Reches Z., Lockner D. Nucleation and growth of faults in brittle rocks // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 18159–18173.

Schiavi A., Niccolini G., Tarizzo P., Carpinteri A., Lacidogna G., Manuello A. Acoustic emissions at high and low frequencies during compression tests in brittle materials // Strain. 2011. V. 47. No. 2. P. 105–110.

УДК550.838

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ МОНИТОРИНГА ВОЗДЕЙСТВИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СРЕДУ

Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Федосов М.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье приведены результаты опробования методики мониторинга параметров геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в пределах большого индустриального города. Было показано, что сравнение измерений, проведенных в скважине и на поверхности, дает возможность оценить степень влияния техногенных шумов индустриального города на геологическую среду.

Геоакустическая эмиссия, электромагнитное излучение, скважина, геодинамическое состояние, деформационные процессы.

THE METHODOLOGY OF MONITORING THE IMPACT OF ANTHROPOGENIC PROCESSES ON THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT

Beloglazova N.A., Bazhenova E.A., Vdovin A.G., Fedosov M.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The article presents the results of sampling methods for monitoring parameters of geoacoustic emission and electromagnetic radiation within a large industrial city. It was shown that the comparison of measurements taken in the borehole and on the surface, gives an opportunity to assess the degree of influence of anthropogenic noise industrial city on the geological environment.

Geoacoustic emission, electromagnetic radiation, well, geodynamic state, deformation processes.

Введение

Сфера практических приложений геофизических методов и круг связанных с ними научных задач существенно расширяется. К их числу относится и актуальная сегодня задача развития научных основ для построения нового вида мониторинговых систем и, соответственно, лежащих в их основе методов оперативного контроля физико-механических свойств и напряженно-деформированного состояния массивов горных пород на принципах обратной связи. Это связь механических процессов разрушения горных пород с динамико-кинематическими характеристиками индуцируемых при этом деформационных и акустических полей. Так возникает потребность в разработке новых мониторинговых систем, предоставляющих информацию о физико-механических свойствах массива и его неоднородностях в процессе механического воздействия породоразрушающих устройств.

В настоящее время для изучения строения, состава и свойств массива горных пород и изучения процессов перераспределения напряжений, деформирования, разрушения и упрочнения участков массива горных пород в земной коре достаточно широко применяются геофизические методы (Соболев, Пономарев, 2003). Среди их большого многообразия особое место занимают электромагнитные методы. Это связано с тем, что электромагнитные сигналы (ЭМС) достаточно просто регистрировать с помощью современных цифровых приборов, и в настоящее время созданы эффективные и мощные компьютерные средства обработки и анализа ЭМС. Наиболее перспективным методом исследования напряженно-деформированного состояния массива горных пород, является метод регистрации естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ), особенно на стадиях трещинообразования и разрушения. Основой метода ЕЭМИ являются механо-электромагнитные преобразования (МЭП) в массиве горных пород, происходящие вследствие изменений напряженно-деформированного состояния. Наиболее

активно МЭП проходят при образовании трещин, смещениях блоков горных пород относительно друг друга. В методе ЕЭМИ измеряются параметры электромагнитного излучения, зависящие от физико-механических свойств пород, структурно-текстурных особенностей и интенсивности изменений напряженно-деформированного состояния под влиянием природных и техногенных факторов (Безродный и др., 2011).

Исследования микроколебаний грунта в районах индустриальных городов показывают, что основными факторами, определяющими параметры промышленных шумов, является направленность сейсмического (акустического) излучения энергоемких установок и геолого-геофизические параметры среды (Дергачев и др., 1984).

Аппаратура и методика измерений

При проведении эксперимента использовался комплексный скважинный прибор МЭШ-42, разработанный в лаборатории скважинной геофизики Института геофизики УрО РАН. Прибор позволяет осуществлять одновременную регистрацию сигналов естественной геоакустической эмиссии (ГАЭ) и электромагнитного излучения (ЭМИ) (Астраханцев и др., 2013) и может работать как в режиме каротажа, так и мониторинга. Регистрация сигналов электромагнитного излучения производится на трех частотах. Геоакустические сигналы регистрируются тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами (что позволяет фиксировать сигналы с трех направлений) в разных полосах частот в единицах регистрируемого ускорения (мм/с^2).

Методические приемы измерений и обработки полученных данных отрабатывались при исследованиях скважин на геодинамических полигонах Камчатки и Урала (от Полярного до Южного).

Программный модуль, разработанный в Институте геофизики УрО РАН, позволяет одновременно фиксировать следующие сигналы, поступающие со скважинного прибора:

1. ГАЭ с трех взаимоортогональных датчиков (*X, Y, Z*) в трех частотных диапазонах:

100–500 Гц	$X1$, $Y1$, $Z1$,
500–5000 Гц	$X2$, $Y2$, $Z2$,
2500–5000 Гц	$X4$, $Y4$, $Z4$;

2. ЭМИ на трех частотах:

45 кГц	$F1$,
80 кГц	$F2$,
120 кГц	$F3$.

Геоакустические сигналы, измеряемые горизонтальными датчиками, программным способом преобразуются в горизонтальные составляющие геоакустических сигналов *H*, для каждого диапазона частот: $H1$, $H2$, $H4$:

$$H_n = \sqrt{X_n^2 + Y_n^2}.$$

При обработке полученных данных рассчитываются дополнительные информативные параметры:

1. Отношение амплитуд высокочастотных сигналов ГАЭ (500–5000 Гц) к низкочастотным (100–500 Гц) *Nx, Ny, Nz*. Данный параметр позволяет определить вклад сигналов в разных частотных диапазонах, а так же отбраковать ложные аномалии.

2. Отношение амплитуды сигналов ГАЭ с вертикального датчика *Zn* к амплитуде сигналов с горизонтальных датчиков *Xn, Yn* в разных частотных диапазонах. Эти параметры позволяют определить преобладающее направление сигналов ГАЭ в разных частотных диапазонах (Троянов, Белоглазова, 2003).

Результаты каротажа представляются в виде диаграмм измеренных и расчетных параметров геоакустических сигналов.

Результаты долговременных измерений представляются в виде временных диаграмм измеренных и расчетных параметров.

Интерпретация результатов комплексных исследований естественного электромагнитного излучения и геоакустических сигналов основана на анализе величин измеренных и расчетных параметров.

Измерения по стволу скважины

Проводятся с целью расчленения гео-

логического разреза по динамическому состоянию горных пород. При каротаже скважин информация в цифровом виде выводится на монитор и одновременно записывается на жесткий диск персонального компьютера. Шаг измерений определяется условиями поставленной задачи и варьирует в широких пределах. В однородной среде измерения проводятся через 10–20 м, для выделения тонких пластов шаг измерений сгущается до 0,5 м. Время записи на точке зависит от времени успокоения скважинного прибора при остановке на заданной глубине, которое визуально контролируется по монитору ПК. Цикл опроса всех датчиков составляет 2 с. На каждой точке проводятся 10 циклов записи всего массива данных. Общее время нахождения прибора на каждой точке измерений составляет порядка 30 с.

После исследования всего интервала производится запись полученной информации в текстовый файл. После чего производится расчет измеренных параметров с учетом калибровочных коэффициентов измерительных датчиков и осреднения 10 циклов измерений. Выходная информация представляется в виде *LAS*-файлов, которые отражают записанную информацию по каждому из физических полей.

На основе полученных каротажных диаграмм ГАЭ, ЭМИ и уже имеющейся геологической и геофизической информации, проводится расчленение разреза по геодинамическому состоянию горных пород.

Режимные наблюдения

Большой объем информации о геодинамическом состоянии района и динамике его развития можно получить на основе записи вариаций сигналов разных геофизических полей (ГАЭ и ЭМИ) и определении их взаимосвязи. Наиболее интересными для режимных наблюдений можно считать точки, где при каротаже отмечались аномальные значения одного или нескольких измеряемых геофизических полей. Анализ амплитудно-частотных спектров, ГАЭ и ЭМИ в скважинах позволит выделить скрытую периодичность в регистрируемых сигналах ГАЭ и ЭМИ и оценить ее связь с известными деформационными процессами. Проведение мониторинга сейсмоакустической и электромагнитной эмиссий в скважине одновременно в разных частотных диапазонах позволит получить новую информацию о динамике зарождения и развития структурного разрушения пород. Выделение динамически активных зон является актуальной задачей, имеющей практическое значение, как при бурении скважин, так и изучении тектоники месторождений.

Цель и методика исследований

Целью эксперимента являлось опробование методики мониторинга влияния техногенных воздействий индустриального города на геологическую среду.

Измерения проводились на территории Института геофизики. В 200-х метрах от установки приборов проложена оживленная автомобильная дорога, в 700-х метров была разбита строительная площадка многоэтажного дома. В самом здании, где располагается скважина, и в соседних институтах находились различные станки и промышленные установки.

По разработанной методике исследований с комплексным прибором МЭШ-42 были проведены последовательные режимные измерения геоакустических сигналов и естественной электромагнитной эмиссии в скважине в течение 15-ти суток на заданной глубине и на поверхности около устья в течение 5-ти суток. Для выбора глубины установки прибора в скважине был проведен каротаж этим же методом с шагом 2 м.

Результаты исследований и их обсуждение

Скважина «Пономаревская», в которой проводились исследования, пробурена в толще габбро Широкореченского массива. Геологический разрез представлен переслаиванием габбро различной структуры от тонкозернистой до крупнозернистой. Местами встречаются прослои амфиболитов, туфолавов, перидотитов и кварцевых жил небольшой мощности. Глубина обсадки скважины 45 м.

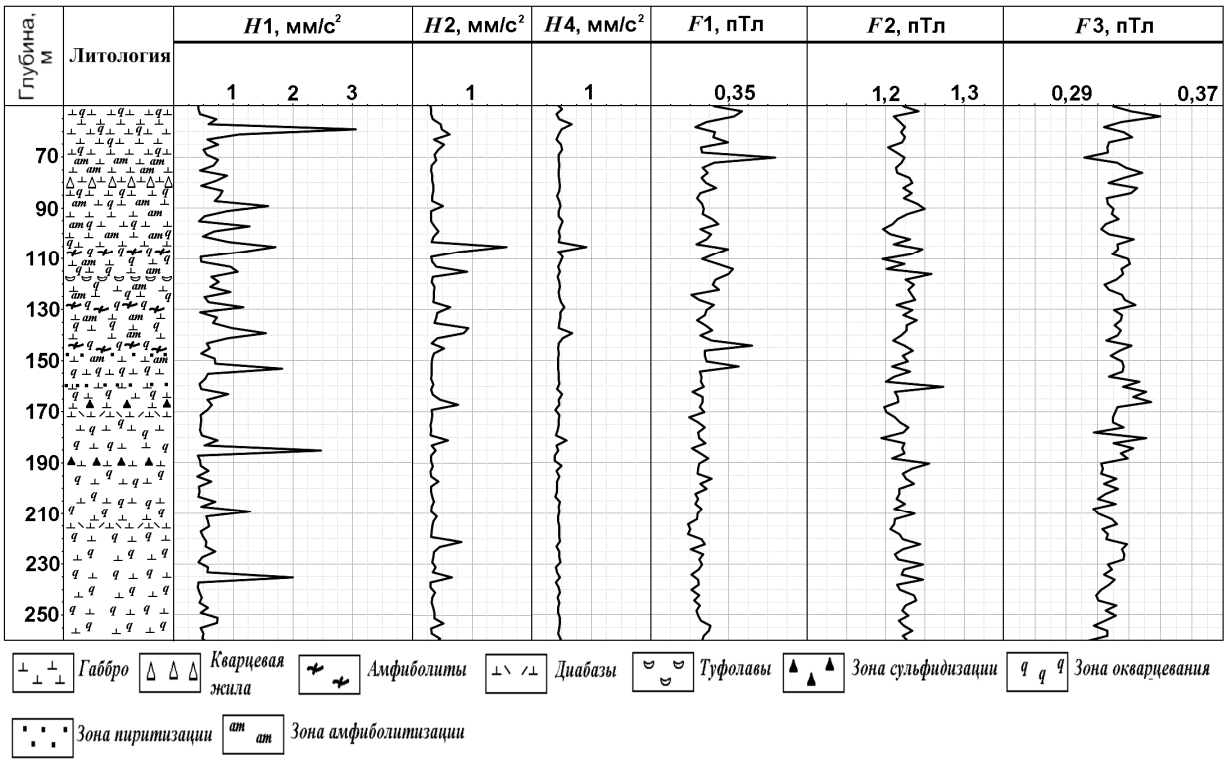


Рис. 1. Результаты исследований сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения по стволу скважины «Пономаревская», Екатеринбург

Результаты каротажа представлены на рис. 1. По всему разрезу скважины встречаются небольшие локальные аномалии параметров ГАЭ и ЭМИ, которые связаны с контактами пород и зонами трещиноватости. До глубины 160 м зона амфиболитизации отмечается повышенной дифференцированностью кривых ГАЭ (*H*1) и ЭМИ (*F*1) низкочастотного диапазона, что свидетельствует о наличии в околоскважинном пространстве множества контактов различных пород и зон трещиноватости. Кривые частотных диапазонов 500–5000 Гц (*H*2) и 2500–5000 Гц (*H*4), в отличие от первого частотного диапазона, менее дифференцированы и имеют лишь несколько локальных аномалий в приконтактовых зонах, особенно выделяется зона интенсивной амфиболитизации на глубине 95 м. По параметру электромагнитного излучения на частоте 45 кГц (*F*1) на глубине 70 м выделяется небольшая аномалия, которая пространственно совпадает с контактом окварцованного и амфиболизированного габбро. Следующая локальная аномалия выделяется на глубине 145 м и обусловлена контактом амфиболизированного габбро и окварцованных амфиболитов. Ниже, на глубине 150–155 м, отбивается зона трещиноватости в окварцованном габбро. Локальная аномалия небольшой интенсивности параметра *F*2 на глубине 160 м совпадает с зоной пиритизации.

Для проведения долгосрочного мониторинга была выбрана глубина 260 м (забой скважины) в зоне наиболее плотных пород, представленных окварцованными габбро. Как видно из результатов каротажа (см. рис. 1), в точке установки прибора отмечаются практически фоновые значения параметров ГАЭ и ЭМИ.

На рис. 2 представлены результаты непрерывных измерений в скважине в течение 15-ти суток. Как видно из рисунка, геоакустические сигналы за весь период наблюдений практически не отклонялись от фоновых значений, которые были зафиксированы на этой глубине в момент проведения каротажа. Наиболее чувствительными параметрами, как и следовало ожидать, оказались горизонтальная (*H*1) и вертикальная (*Z*1) составляющие низкочастотного

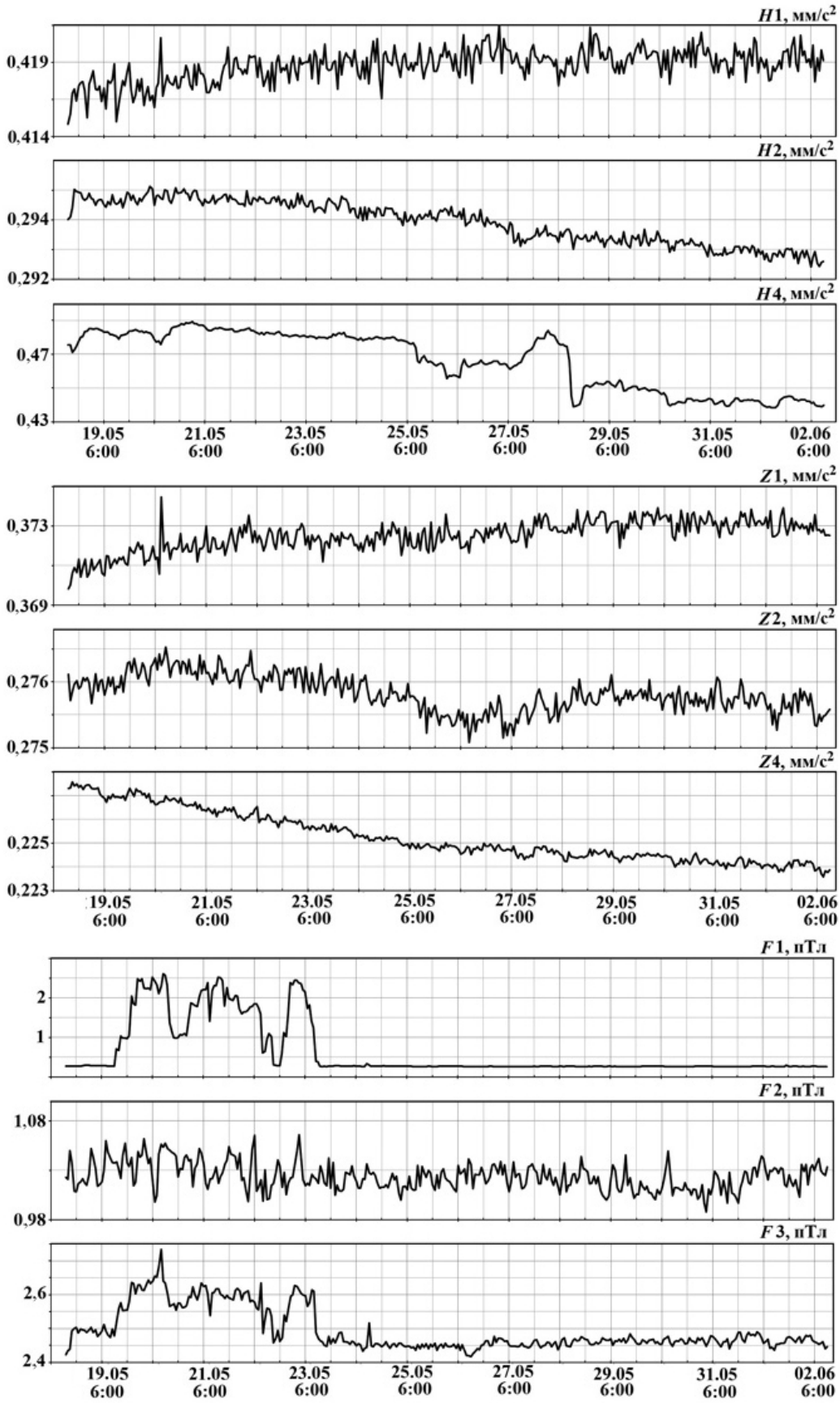


Рис. 2. Временные диаграммы параметров ГАЭ и ЭМИ в скважине «Пономаревская». Глубина установки 260 м

диапазона. На протяжении всей записи наблюдается очень слабый, до 0,005 мм/с^2, положительный тренд этих параметров. Составляющие ГАЭ высоких частот, напротив, имеют тенденцию к некоторому уменьшению, но так же, как и низкочастотные параметры, изменяются ничтожно мало.

Совершенно по-другому ведут себя параметры ЭМИ: почти через сутки после установки прибора наблюдается увеличение уровня *F*1 (45 кГц) с 0,3 до 2,8 пТл и *F*3 (120 кГц) с 2,4 до 2,7 пТл. Параметр *F*2 (80 кГц) при этом мало отличается от фонового значения. Данная аномалия отмечается в течение 4-х суток. Причем, визуально выделяются суточные аномалии, с максимальными значениями в 6:00 часов местного времени и резким спадом в 18:00 часов в течение одних суток в начале и последних в конце зафиксированной аномалии. Начиная с шестых суток и до конца записи, никаких аномалий больше не наблюдалось. В момент окончания мониторинга все измеряемые параметры были равны фоновым значениям.

После скважинных измерений были проведены измерения на дневной поверхности в течение 5-ти суток. Прибор был жестко закреплен в горизонтальном положении на расстоянии 1 м от устья скважины. На рис. 3 представлены результаты регистрации параметров ГАЭ и ЭМИ.

Измерения были начаты в пятницу в 13:00 часов по местному времени. Из рисунка видно, что на записях четко выделяются суточные вариации сигналов ГАЭ, пик которых приходится на рабочее время, когда работают различные промышленные установки и происходит интенсивное движение транспорта. Самыми чувствительными параметрами к сигналам техногенного происхождения, так же как и в скважине, явились параметры ГАЭ низкочастотного диапазона (*H*1 и *Z*1). При этом фоновые значения этих параметров на дневной поверхности возросли в два раза по отношению к измеренным в скважине. Фоновые значения высокочастотных параметров ГАЭ остались практически на прежнем уровне. Наиболее интенсивная аномалия до 9 мм/с^2 по *H*1 и *Z*1 наблюдается в дневное время понедельника (05.06), при относительном затишье до 1,5 мм/с^2 в выходные дни (03.06–04.06) и практически полной тишине в течение всей записи в ночные часы. На высокочастотных параметрах ГАЭ так же отчетливо выделяются суточные вариации, но гораздо меньшей интенсивности, до 1,8 мм/с^2. На диаграммах ЭМИ суточных вариаций не наблюдается. Самым чувствительным параметром, как и ожидалось, явился параметр *F*1, частота регистрации которого 45 кГц. Интенсивность аномальных отклонений параметров ЭМИ составила порядка 40 пТл по *F*1, 3 пТл – по *F*2 и 1,6 пТл – по *F*3. Эта аномалия наблюдалась непрерывно в течение 30 часов до окончания записи (06.06–07.06) и вызвана, скорее всего, непрерывной работой какой-то установки поблизости с мощным электромагнитным излучением. Подобная аномалия наблюдалась и во время скважинных измерений.

Заключение

По результатам исследований в скважине на территории Института геофизики были получены диаграммы распределения параметров геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения как по стволу скважины, так и во времени. По данным каротажа скважины выделены зоны трещиноватости, контактов пород с различными физическими свойствами и пиритизации. Сравнение результатов мониторинга геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине и на поверхности подтвердило эффективность разрабатываемой методики проведения мониторинга воздействия техногенных процессов на геологическую среду.

Работа выполнена при поддержке проекта 15-2-5-25.

Литература

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Троянов А.К., Глухих И.И., Вдовин А.Г. Скважинные исследования динамического состояния горных пород с использованием новой аппаратуры // Уральский геофизический

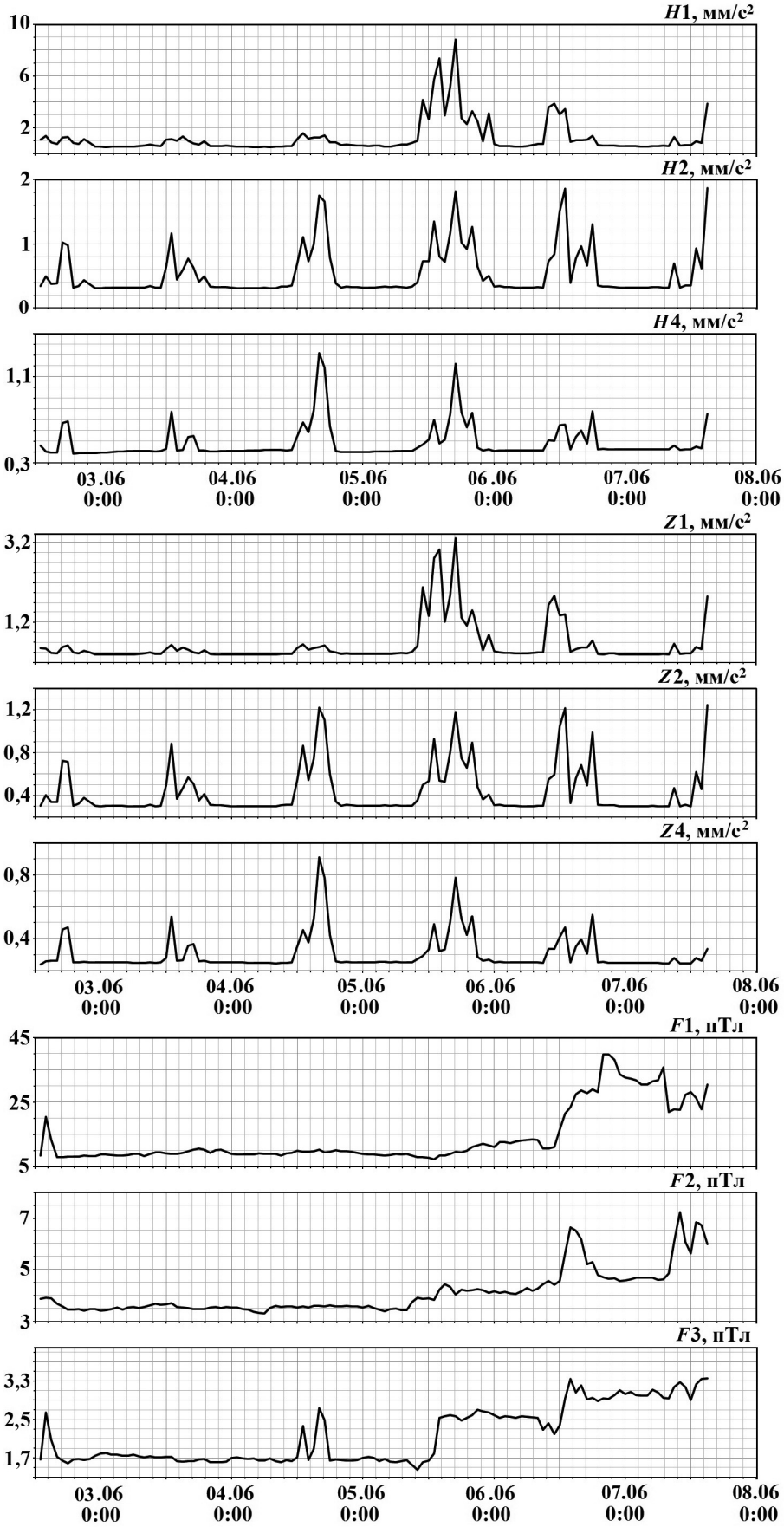


Рис. 3. Результаты регистрации параметров ГАЭ
и ЭМИ комплексным прибором МЭШ-42 около устья скважины «Пономаревская»

вестник. 2013. № 2. С. 4–12.
Безродный К.П., Басов А.Д., Романевич К.В. Контроль напряженно-деформированного состояния массива горных пород при строительстве тоннелей методом ЕЭМИ // Известия ТулГУ. Науки о Земле. 2011. № 1. С. 227–234.
Дергачев А.А., Данциг Л.Г., Бортников П.Г. Сейсмические шумы в районе Новосибирска. Геология и геофизика. 1984. № 1. С 77–83.
Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
Троянов А.К., Белоглазова Н.А. Оптимизация комплекса информативных параметров геоакустических шумов при решении задач в нефтегазовых скважинах // Сборник трудов XIII сессии Российского геоакустического общества. М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. С. 163–166.

УДК 550.837

КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ МЕТОДА ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ БЛУЖДАЮЩИМИ ТОКАМИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАМЕТРАХ МОДЕЛИ ИСТОЧНИКА

Вишнев В.С. – Институт геофизики УрО РАН

Аннотация. Выполнены расчеты значений кажущегося сопротивления при различных параметрах модели источника полезного сигнала, выделяемого из помех от тяговой сети электрической железной дороги. Установлены участки земной поверхности, благоприятные для трансформации этих сигналов в кривые кажущегося сопротивления.

Железная дорога, помехи, полезный сигнал, модель, кривые кажущегося сопротивления, параметры.

THE CURVES OF APPARENT RESISTANCE BY METHOD OF ELECTRICAL EXPLORATION BY STRAY CURRENT OF ELECTRICAL RAILWAY FOR DIFFERENT PARAMETERS OF SOURCE NODEL

Vishnev V.S. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The calculations of apparent resistance for different parameters of model the useful source signal, allocated from the interference of traction net of electrical railway are produced. The profiles of research appropriated for transformation this signals in considered curves are established.

The railways, noise, friendly signal, model, the apparent resistance curves, parameters.

Введение

В качестве модели источника в методе электроразведки, основанной на использовании техногенного поля электрической железной дороги (МЭПЖД), как известно, хорошо подходит обособленная, бесконечно длинная железнодорожная ветка с одним неподвижным, но многократно изменяющим свой режим энергопотребления, локомотивом, питаемым одной (при односторонней) или одновременно двумя соседними (при двухсторонней схеме энергоснабжения электровозов) тяговыми подстанциями. Модель предельно проста и, если принять, что соответствующий участок рельсового пути прямолинейный, неветвящийся и равномерно заземленный, а поле установившееся, легко поддается алгоритмизации. Использование этой модели позволяет преобразовывать полезные сигналы, выделяемые из помех от ЭЖД, в кривые кажущегося сопротивления $\rho_{к,тс}$ (тс – тяговая сеть) и интерпретировать их как на качественном, так и на количественном уровне (Вишнев, 2012).

Представление полевых материалов в виде кривых $\rho_к$, например в методе ВЭЗ или МТЗ, весьма полезно. Они имеют точки перегиба, экстремумы и асимптоты, по которым можно визуально определять некоторые характеристики геологического разреза. То же, очевидно в какой-то степени, присуще и профильным распределениям параметра $\rho_{к,тс}$. Однако источник полезных сигналов, применяемых в МЭПЖД, имеет существенные отличия от источников методов ВЭЗ и МТЗ. Он сильно вытянут примерно в одном направлении и, чтобы получать пригодные для количественной интерпретации кривые $\rho_{к,тс}$, наблюдение поля ЭЖД желательно осуществлять по перпендикулярным к рельсовому пути профилям. Но между тяговыми подстанциями, питающими электровозы, инициирующие соответствующие полезные сигналы, можно расположить не один, а несколько таких профилей. Кроме того, координаты пунктов вынужденного изменения тяговой нагрузки локомотивов (l_0), входящие в формулу расчета $\rho_{к,тс}$, при тех или иных обстоятельствах (как и удаления друг от друга (L) подстанций, а также параметр k, равный корню квадратному из отношения погонного сопротивления рельсов к погонному сопротивлению перехода рельс–земля), могут быть различными. В

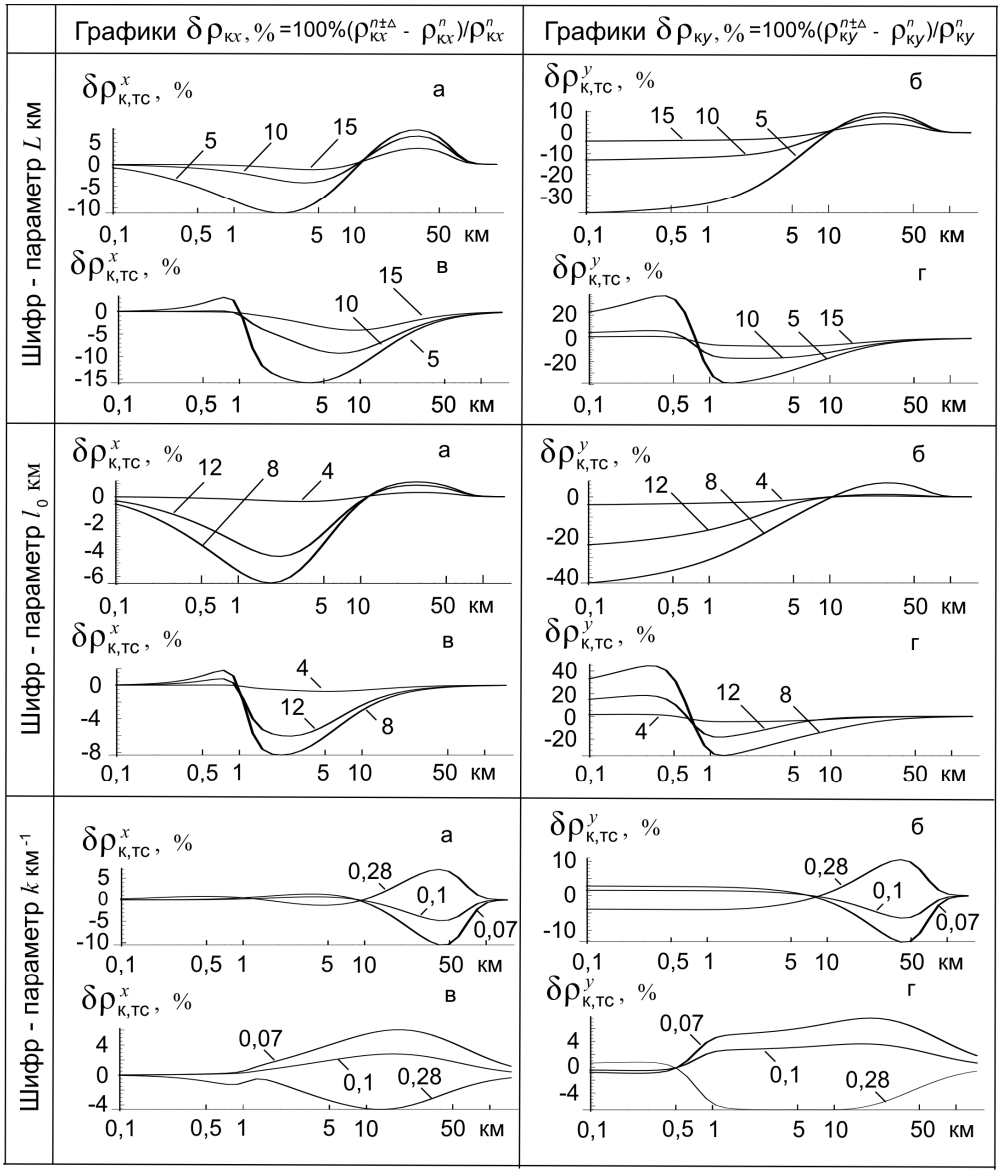


Рис. 1. Графики отклонений ($\delta\rho_{к,тс}$, %) кривых $\rho_{к,тс}$ с различными значениями параметров L, l_0, k от кривых (соответственно) под шифрами L = 20 км (при l_0 = 4 км, k = 0,14 км$^{-1}$, y = 2,5 км); l_0 = 15 км (при L = 20 км, k = 0,14 км$^{-1}$, y = 9,5 км); k = 0,14 км$^{-1}$ (при L = 20 км. l_0 = 12 км, y = 9,5 км); n – шифры исходных, n+Δn (или n–Δn) – отклоняющихся кривых; **а**, **б** – геоэлектрический разрез типа K (ρ_1 = 1 Ом·м, h_1 = 0,2 км, ρ_2 = 1000 Ом·м, h_2 = 0,5 км, ρ_3 = 1 Ом·м, h_3 = ∞), **в**, **г** – типа H (ρ_1 = = 1 Ом·м, h_1 = 0,2 км, ρ_2 = 0,001 Ом·м, h_2 = 0,5 км, ρ_3 = 1 Ом·м, h_3 = ∞)

этой связи важно знать отличаются ли и как сильно кривые $\rho_{к,тс}$ на профилях с координатами y_i и y_{i+1} (ось y – вдоль преимущественного направления дороги), если модельные параметры источника полезного сигнала, выделяемого из помех от ЭЖД, по тем или иным причинам изменяются или корректируются.

Статья посвящена анализу нормальных кривых $\rho_{к,тс}$, рассчитанных при различных сочетаниях величин l_0, L, y_i, k в присутствии ряда трехслойных геоэлектрических разрезов.

Ее результаты могут быть использованы в процессе проектирования и организации электроразведочных работ на участках, прилегающих к электрической железной дороге.

Кривые $\rho_{к,тс}$ при различных значениях параметров l_0, L, k

Примеры расчета взаимных отклонений кривых $\rho_{к,тс}$ в случаях изменения параметров l_0, L, k изображены на рис. 1. Оказывается, что при разных значениях того

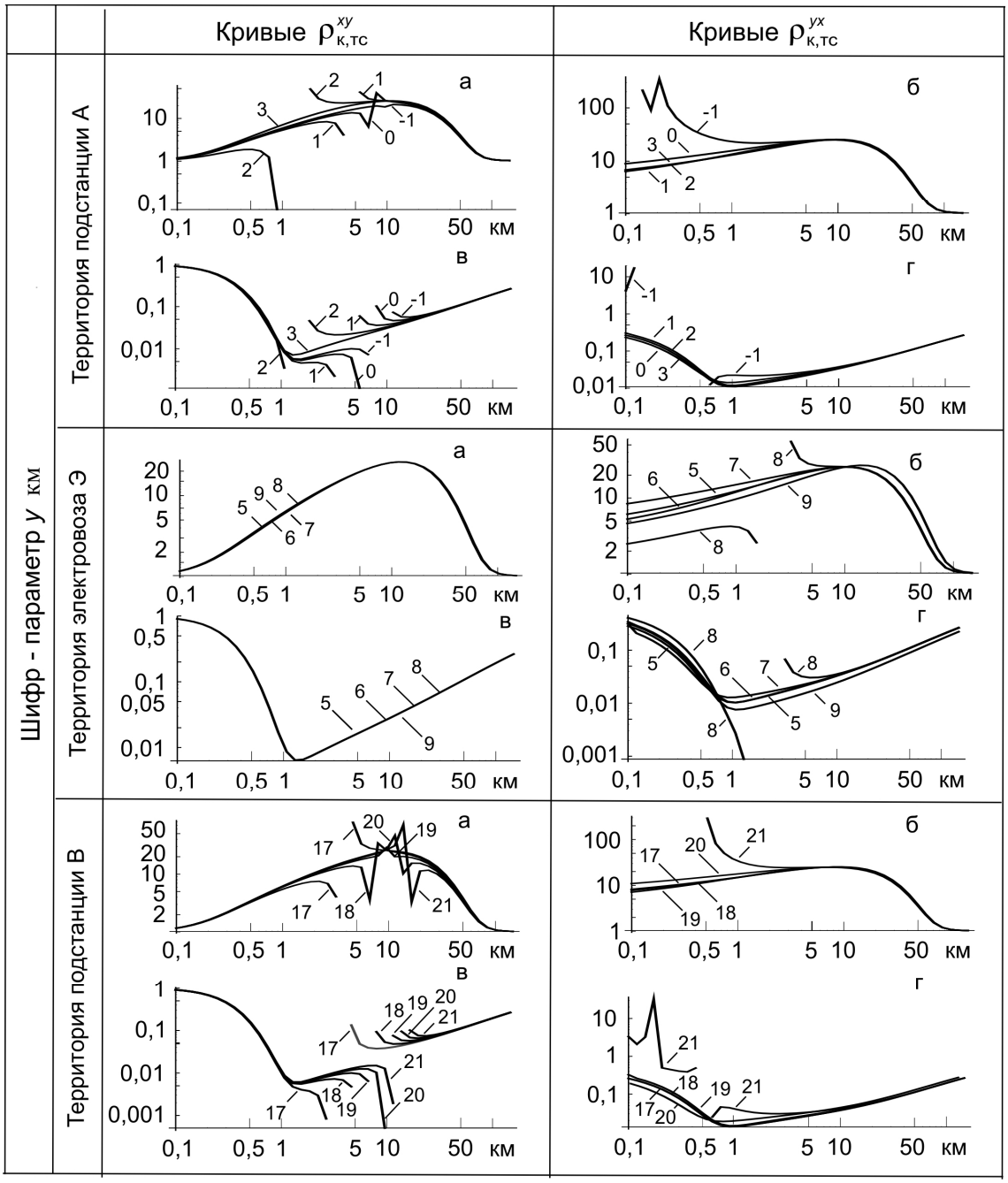


Рис. 2. Кривые $\rho_{к,тс}$ при различных величинах координаты y = constant расчетного профиля. Шифр – значение y (при L = 20 км, k = 0,14 км$^{-1}$, l_0 = 7,0 км); **а**, **б**, **в**, **г** – параметры геоэлектрических разрезов те же, что и на рис. 1

или иного модельного параметра, общий вид кривых (рис. 2), как правило, остается одинаковым, но на каких-то участках появляются расхождения.

Иногда несовпадения значений $\rho_{к,тс}$ достигают 40 и более процентов (см. рис. 1, кривые 8 б, г шифр l_0). Это свидетельствует о том, что при каждом конкретном сочетании параметров l_0, L, k есть области земной поверхности благоприятные для представления данных измерения помех от ЭЖД в виде кривых $\rho_{к,тс}$ и неблагоприятные. Из общих соображений следует: к благоприятным областям относятся, вероятно, те из них, которые соответствуют экстремальным значениям используемых при расчетах $\rho_{к,тс}$ декартовых составляющих E_i, H_j ($i = x, y$, $j = y, x$) поля ЭЖД, к особо неблагоприятным – те, которые соответствуют промежуткам между упомя-

нутыми экстремумами. Там рассматриваемые составляющие меняют арифметический знак, их величины (из-за стремления к 0) рассчитываются и измеряются с большими погрешностями, координаты точек перехода через нуль у той или иной пары составляющих могут не совпадать, и профильные распределения $\rho_{к,тс}$, построенные в двойном логарифмическом масштабе, должны претерпевать разрыв. Проверим эти предположения путем расчетов.

Кривые $\rho_{к,тс}$ на разных участках наблюдения поля токов ЭЖД

В случае двухсторонней схемы питания электровозов, как известно (Вишнев, 2007), экстремальные значения составляющих E_x и H_y поля ЭЖД сосредоточены на площадях, прилегающих к тяговым подстанциям и к выбранному месту изменения режима энергопотребления электровозов, а E_y и H_x – между данными площадями.

Результаты расчета (см. рис. 2) показывают, что не все три области экстремальных значений составляющих E_x и H_y являются благоприятными для получения кривых $\rho^x_{к,тс}$, а только одна из них (кривые под шифрами y_i = 5–9 км), которая соответствует положению места изменения тяговой нагрузки электровоза. Благоприятными же для построения кривых $\rho^y_{к,тс}$ являются территории между электровозом и той или другой тяговой подстанцией, питающей электровоз, если профили y_i = constant пролегают примерно на равных расстояниях от электровоза и подстанции (кривые 1–3 и 17–20). Как следует из рассмотрения рис. 3, их общий ход одинаков для одного и того же типа разреза, но отклонения от кривой профиля, взятого за основу, по мере удаления от него постепенно нарастают.

В этой связи важно оценить размеры участков земной поверхности, где погрешности определения значений $\rho_{к,тс}$ не превышают (согласно требованиям инструкция по проведению полевых электроразведочных работ) 5–10%. Особенно это актуально при площадных работах.

Из расчетов вытекает, если измерения вести в области экстремальных значений составляющих поля E_x, H_y (или E_y, H_x), то с точностью 5–10%, используя один и тот же пункт вынужденного изменения тяговой нагрузки электровозов, кривые $\rho^x_{к,тс}$ ($\rho^y_{к,тс}$) можно получать на площади со стороной Δy не менее сотни метров – первые единицы километров, рис. 3. Причем конкретная величина Δy в первую очередь зависит от значения параметра L. Чем больше L (при прочих равных условиях), тем больше Δy. Такая же зависимость наблюдается и от параметра l_0, если l_0 находится в первой половине отрезка L (во второй половине зависимость обратная). Кроме того, величина Δy зависит и от значений параметра k и значений параметров геоэлектрического разреза, но эти зависимости более высоких порядков малости и ими при ее оценке можно пренебречь.

Следовательно, пункт вынужденного изменения тяговой нагрузки электровозов (координата l_0), инициирующих используемые импульсы поля-помех при постановке метода ЭПЖД, должен быть выбран так, чтобы упомянутые разрывы кривых $\rho_{к,тс}$ оказались вне участка полевых электроразведочных работ. Если это проблематично и не выбран другой отрезок ЭЖД, где электровозы вынуждены изменять свою тяговую нагрузку, то вместо кривых $\rho^x_{к,тс}$, $\rho^y_{к,тс}$ можно использовать кривые $\rho^г_{к,тс}$, где г – символ проекции векторов E и H на горизонтальную плоскость. Величины $E_г = (E_x^2 + E_y^2)^{1/2}$ и $H_г = (H_x^2 + H_y^2)^{1/2}$ точек перехода через 0 не имеют, и кривые $\rho^г_{к,тс}$ нигде не терпят разрыв, однако информативность данных метода ЭПЖД в рассматриваемом случае заметно ухудшается.

Выводы

Представление данных измерения поля ЭЖД в виде площадных и профильных распределений параметра $\rho_{к,тс}$ является полезным и продуктивным методическим приемом, но может оказаться, что при одном и том же выбранном месте вынужденного изменения режима энергопотребления электровозов не все площади участка полевых электроразведочных работ будут подходящими для применения обсуждаемой процедуры. В таких случаях лучше

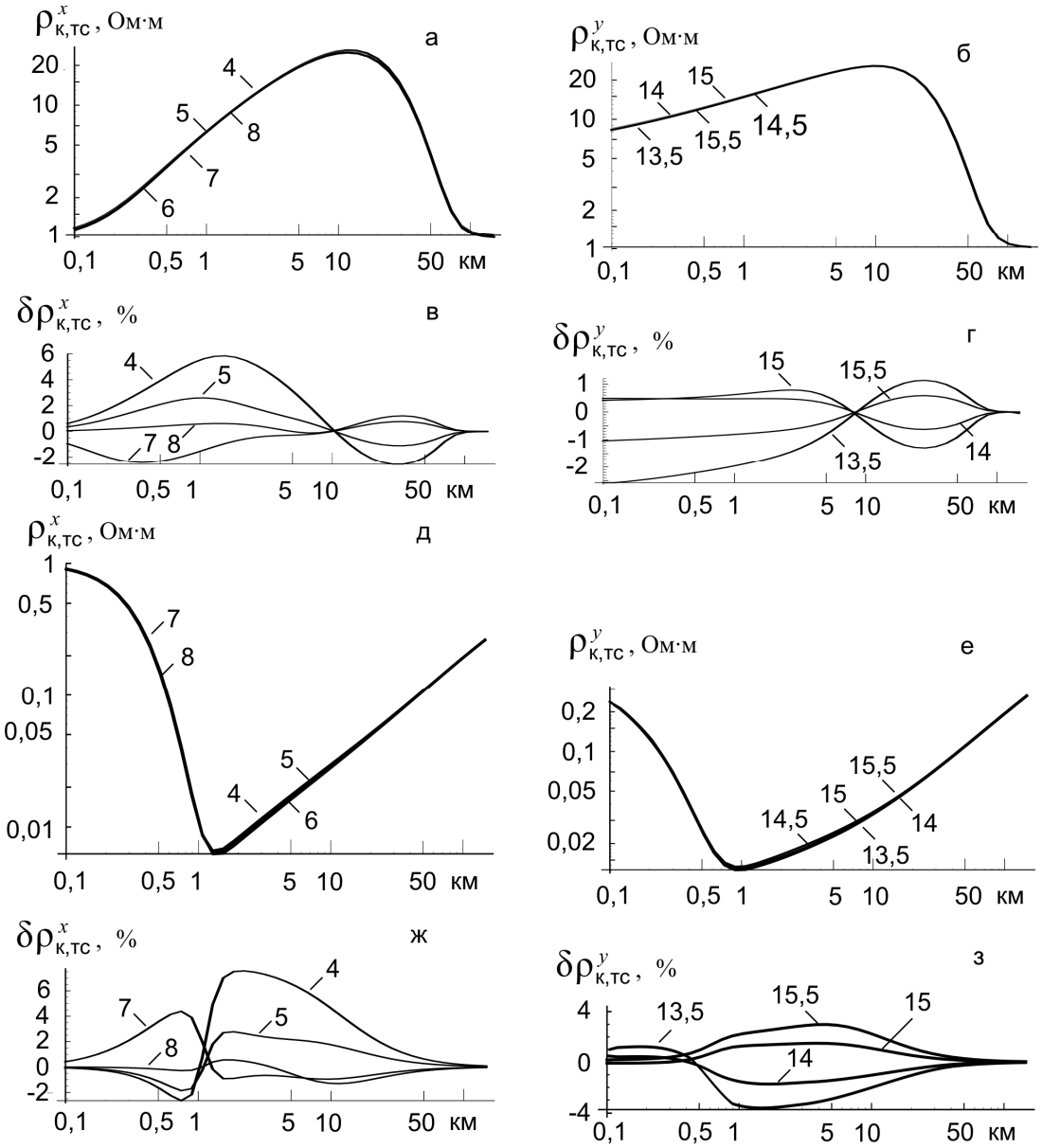


Рис. 3. Кривые кажущегося сопротивления (**а**, **б**, **д**, **е**) и графики их отклонений от кривых под шифрами: **в**, **ж** – y = 6 км, **г**, **з** – y = 14,5 км (при L = 20 км, k = 0,14 км$^{-1}$, l_0 = 7,0 км). Параметры геоэлектрических разрезов те же, что на рис. 1

всего использовать не одно, а несколько мест вынужденного изменения тяговой нагрузки электровозов.

Работа выполнена (*частично*) *при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №7 (№ 15-18-5-54).*

Литература

Вишнев В.С. Приемы полевых и камеральных работ в методе электроразведки блуждающими токами тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2012. № 2 (20). С. 14–30.

Вишнев В.С. Результаты математического моделирования электроразведочного сигнала, выделяемого из импульсных помех от тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2007. №. 2–3 (11–12). С. 35–47.

УДК 553.461: 550.837

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТА ЧАСТОТНОЙ ДИСПЕРСИИ НА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ХРОМИТОНОСНЫХ МАССИВАХ УРАЛА

Давыдов В.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены материалы по изучению поляризационно-частотных свойств хромитовых руд и вмещающих их ультрамафитов в естественном залегании с помощью различных электроразведочных установок. Исследования проводились на трех ультраосновных массивах Урала офиолитовой ассоциации: Рай-Из, Верх-Нейвинском и Ключевском. Получены обнадеживающие результаты по аномальному поведению частотной дисперсии электрического сопротивления в рудных зонах с использованием установок индукционного типа.

Электромагнитные исследования, вызванная поляризация, хромитовые руды, индукционные дистанционно-частотные измерения.

RESEARCH OF A FREQUENCY DISPERSION ON THE ULTRABASIC CHROMITE-BEARING MASSIFS OF URALS MOUNTAINS

Davydov V.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Materials on studying of polarization frequency properties chromite ores and containing them ultramafic rocks in natural occurrence by means of various electrical probes are resulted. Researches were spent on three ultrabasic massifs of Urals Mountains ophiolite associations: Rai-Iz, Verkh-Neyvinsky and Kljuchevsky. Encouraging results on abnormal behaviour of resistivity frequency dispersion in ore zones with use of induction type probes are received.

Electromagnetic researches, induced polarization, chromite ores, induction offset-frequency measurements.

Введение

Месторождения хромитов складчатых областей, к каковым относится Урал, локализуются в ультраосновных массивах офиолитовой ассоциации, иначе называемых альпинотипными. Многие массивы перекрыты рыхлыми отложениями, что затрудняет их непосредственное геологическое изучение с поверхности. В вопросе поиска месторождений под осадочным чехлом помогают геофизические методы, однако физические свойства хромитов и вмещающих их пород (дунитов) бывают очень близкими, за исключением плотности. Сплошные руды хромитов обладают высокой плотностью (более 4 г/см^3), низкой магнитной восприимчивостью (50–150·10^{-5} ед. СИ) и высоким удельным электрическим сопротивлением (2000–5000 Ом·м). Вкрапленные руды характеризуются очень широким диапазоном изменения физических свойств, в зависимости от содержания в руде хромшпинелида, характера силикатного цемента, пористости и трещиноватости. Неизмененные дуниты и гарцбургиты высокоомны и слабомагнитны, имеют плотность от 2,7 до 3,3 г/см^3, однако серпентинизация ультрамафитов приводит к резкому увеличению магнитной восприимчивости, снижению плотности и электрического сопротивления. Традиционно используемым методом поиска и разведки хромитовых месторождений является комплексирование гравиметрии и магнитометрии (Пахомов, Баторин, 2006). Данный комплекс хорошо зарекомендовал себя на крупных месторождениях хромитов стратиформного типа, однако на альпинотипных месторождениях Урала эффективность этих методов оказалась под вопросом. Серпентинизация, тектонический характер рудоконтролирующих структур и жилообразная форма хромитовых залежей сильно усложняют общую картину физических полей. Поэтому нахождение дополнительных геофизических параметров, по которым можно бы было идентифицировать рудные тела, является актуальной задачей. Электроразведка при поисках хромитов применяется только как вспомогательный метод, т. к. по

проводящим свойствам отличить руду от вмещающих пород не удается. Метод вызванной поляризации (ВП) вообще считается не правомерным, поскольку хромит не является электронным проводником. Однако стоит вспомнить, что серпентинизированные ультрабазиты содержат значительное количество магнетита, а в рудных зонах может присутствовать вкрапленность сульфидов. Положительные примеры применения метода ВП имеются на Шоржинском месторождении в Армении (Газарян, 1965), при поисках хромитов в Швеции (Parasnis, 1964), разведочных работах в Турции (Bayrak, 2002) и в других местах. Так как теоретически и экспериментально доказано единство природы эффектов вызванной поляризации и частотной дисперсии (ЧД) электрического сопротивления (Кормильцев, Мезенцев, 1989), предпринята попытка исследовать эффект ЧД на хромитоносных массивах Урала.

Цель работы заключалась в изучении поляризационных свойств хромовых руд и вмещающих их ультраосновных пород офиолитовой серии. Основными задачами исследований являлись электрометрические измерения на переменном токе с применением гальванических и индуктивных установок по выявлению частотной дисперсии среды.

Методика работ

Гальваническое возбуждение. Исследовательские работы проводились установкой дипольно-осевого профилирования (ДОП) в традиционном виде и в варианте измерений импеданса. В первом случае применялась стандартная установка A10B15M10N с заземляемыми питающими (*AB*) и приемными (*MN*) линиями. Расстояние между центрами генераторного и приемного диполей составляло 25 м, использовался комплект электроразведочной аппаратуры ЭРА-МАКС (НПП ЭРА, г. Санкт-Петербург) на частотах 4,88 и 625 Гц. В случае импедансных измерений в качестве приемного устройства подключалась двухканальная измерительная аппаратура ОМАР-2м (Давыдов, 2015а) с датчиками электромагнитного поля. К одному каналу приемника подключалась незаземленная 20-метровая стелющаяся линия, измеряющая электрическую компоненту E_r вдоль профиля, ко второму каналу – индукционный датчик АМД-50 (Давыдов, 2014), измеряющий поперечную магнитную составляющую H_φ. Геометрический коэффициент эквивалентной электрической дипольно-осевой установки при этом такой же, таким образом проводилось постоянное согласование приемных устройств между собой. Так как аппаратура ОМАР-2м имеет широкую частотную полосу регистрации, производилась запись не только несущей частоты, но и прочих гармоник сигнала. Для расчета кажущегося удельного электрического сопротивления (УЭС) при работе со стандартной установкой ДОП использовалась известная формула (Якубовский, 1980):

$$\rho_к = k \cdot U_{MN} / I_{AB},$$

где U_{MN} – разность потенциалов между приемными электродами (мВ);

I_{AB} – ток в питающей линии (мА);

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}\right) - \left(\frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN}\right) + \left(\frac{1}{BN}\right)} \; -$$

геометрический коэффициент установки (м).

Другой параметр, рассчитываемый в результате проведения данных работ, – это входное сопротивление среды или импеданс, равный отношению ортогональных компонент электрического и магнитного полей: $Z = E_r / H_\varphi$. В общем случае для определения импеданса используется следующая формула (Электроразведка, 1989):

$$Z = (U_e / U_m) \cdot (g / h_l),$$

где U_e – напряжение на концах электрической линии, мВ;

U_m – напряжение на выходе магнитного датчика, мВ;

g – чувствительность магнитного датчика, В/(А/м);

h_l – действующая длина электрической приемной линии, м.

Для вычисления кажущегося сопротивления (КС) применялась формула, предназначенная для импедансных измере-

ний в ближней зоне горизонтального электрического источника (Журавлева, Самоделкина, 1992):

$$\rho_к = Z \cdot r / 2,$$

где r – расстояние между центрами питающих и приемных диполей, м.

Основным интересуемым электрометрическим параметром была частотная дисперсия, связанная с поляризационными свойствами среды. Она характеризует разницу в электрическом сопротивлении на разных частотах. В нашем случае определялся коэффициент частотной дисперсии (КЧД) на двух несущих частотах (4,88 и 625 Гц) и на четырех нечетных гармониках частоты 625 Гц. При вычислениях КЧД использована формула, полученная нашими предшественниками по эмпирическим данным (Астраханцев, Улитин, 1968):

$$К_f = (\rho_к^{НЧ} - \rho_к^{ВЧ})/(\rho_к^{НЧ} \times \lg (f^{ВЧ} / f^{НЧ})),$$

где $\rho_к^{НЧ}$ – кажущееся сопротивление на низкой частоте;

$\rho_к^{ВЧ}$ – кажущееся сопротивление на высокой частоте;

$f^{НЧ}$ – низкая частота;

$f^{ВЧ}$ – высокая частота.

Индуктивное возбуждение. Работы выполнялись методом дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП) и дистанционного индукционного зондирования (ДИЗ) на двух частотах. Применяемые частоты находились в диапазоне от 8 до 128 кГц и отличались друг от друга в 4–8 раз. Аппаратура исследований представляет из себя ранний прототип мелкосерийной индукционной аппаратуры МЧЗ-8 (Байдиков, Человечков, 2011) без микропроцессорного управления. При профилировании расстояние (r) между генератором и приемником равнялось 20 м, при зондировании – от 5 до 40 м. Точка записи отнесена к месту расположения приемника, эффективная глубина исследований принимается равной четверти разноса ($h = r/4$). Первичное электромагнитное поле генерировалось с помощью вертикального магнитного диполя. Технология измерений заключались в последовательной регистрации двух взаимно перпендикулярных компонент переменного магнитного поля (H_z и H_r) на рабочих частотах. Кажущееся сопротивление рассчитывалось по упрощенной формуле для низкочастотной асимптотики (Журавлева и др., 1994):

$$r_к = 2r^2 f\, |H_z|/|H_r|,$$

где r – расстояние генератор-приемник (в км);

f – частота генератора (в Гц);

H_z – вертикальная компонента магнитного поля;

H_r – горизонтальная (осевая) компонента поля.

Коэффициент частотной дисперсии для различных пар частот рассчитывался по модифицированной формуле с логарифмической нормализацией значений:

$$К_f = (\rho_к^{ВЧ} - \rho_к^{НЧ})/(\rho_к^{НЧ} \times \ln (f^{ВЧ} / f^{НЧ})).$$

Дело в том, что используемые индукционные установки работают в высокочастотном диапазоне поляризации электроосматического или миграционного типа, характеризующейся отрицательным знаком (Задорожная, 2011). Чтобы аномалии ЧД выглядели стандартным образом, т. е. положительными, были взаимно изменены положения компонентов числителя формулы. Кроме того, новые исследования дисперсии электросопротивления на индуктивных установках показали частотную зависимость, близкую к натуральному логарифму, что также отражено в формуле.

По результатам измерений и расчетов строились графики или качественные разрезы кажущихся сопротивлений и КЧД. Данные построения позволяют определить тенденции изменения электрических свойств разреза и выделить локальные поляризующиеся объекты.

Результаты исследований

Для уральских месторождений хрома следует выделить два основных момента: малая мощность рудных тел и слабое отличие физических свойств руд и вмещающих пород друг от друга. В результате этого, аномальный эффект от рудного объекта невысокий, а малые тела просто пропускаются. Чтобы уверенно идентифицировать рудопроявления требуется соблюдать не-

обходимую детальность съемки (аномалия должна прослеживаться не менее чем в трех точках). В приведенных примерах шаг геофизических наблюдений составлял не менее 5 м.

Массив Рай-Из. Хромитоносный гипербазитовый массив Рай-Из на Полярном Урале входит в число крупнейших в мире. Массив сложен дунитами и гарцбургитами, окаймленными по периферии пироксенитами. Породы в разной степени серпентенизированы, в меньшей степени амфиболитизированы и отальковано. Массив разбит разрывными нарушениями на отдельные блоки с образованием зон рассланцевания и смятия. Четвертичные отложения исследуемого участка представлены элювиально-делювиальными крупноглыбовыми отложениями с щебнем и небольшим количеством суглинистого заполнителя. Мощность рыхлых отложений варьирует от 0,5 до 2–4 м. С дунит-гарцбургитовым комплексом пространственно и генетически связано хромитовое оруденение. Месторождения хромитов содержат многочисленные уплощенно-линзовидные рудные тела, залегающие кулисообразно вдоль хромитоносной зоны. Размеры отдельных рудных тел достигают по длине 300–500 м, по мощности – от 0,5 до 14 м. Преобладающими являются сплошные и густовкрапленные хромовые руды, в краевых частях развиты более бедные вкрапленные руды (Перевозчиков и др., 2005).

Для нахождения корреляционных геолого-геофизических зависимостей хромового оруденения были проведены комплексные опытно-методические работы с изучением частотной дисперсии на участках трех рудопроявлений. На одном из них рудное тело хромитов мощностью более десяти метров было вскрыто траншеей, эталонный профиль был размечен через его центральную часть. Работы на эталонном профиле выполнены методом дипольно-осевого профилирования на нескольких частотах. Как оказалось, частотная дисперсия проявляется по-разному на разных типах установок. При гальваническом возбуждении и приеме дисперсия практически отсутствует на всех изученных частотах, точнее отсутствуют аномалии над рудными объектами. В случае импедансных измерений получены уверенные аномалии КЧД на всех гармониках. Достоверность данных подтверждает тот факт, что значения коэффициентов K_f при различных вариантах пересчета пяти используемых гармоник сигнала имеют подобную форму графиков вдоль профиля, отличаясь только смещением по амплитуде. Таким образом, подтверждается высказанное ранее предположение, что эффекты ВП можно разделить за счет разной реакции на поляризацию тела по наблюдениям электрических и магнитных компонент поля (Светов и др., 2011).

По результатам ДОП над рудным телом наблюдаются повышенные значения сопротивлений (около 5000 Ом·м), при «нормальном» уровне 1000–2000 Ом·м. Коэффициент частотной дисперсии, вычисленный по импедансным данным на первой (625 Гц) и третьей гармонике (1875 Гц), отразился над рудой четкой аномалией шириной более 50 м (рис. 1).

Следует отметить, что аномалия силы тяжести менее выделяема на фоне геологических помех и сосредоточена над хромовой рудой в пределах расчистки. Более широкая аномалия ЧД свидетельствует о том, что поляризуется не только тело хромитов, но и область околорудных изменений. Это дает дополнительное преимущество при поиске небольших рудных тел.

Характер поведения других геофизических полей на проявлениях хромита довольно изменчивый. В рудных зонах могут наблюдаться ожидаемые изменения гравитационного и магнитного полей, однако если руда не выходит на поверхность – значимые аномалии отсутствуют. Сейсмическими исследованиями отмечена закономерность размещения оруденения в куполообразных структурах повышенных значений упругих параметров (скоростей сейсмических волн, коэффициента Пуассона), вблизи градиентных участков изменения свойств (Давыдов, 2015б). Аудиомагнитотеллурические зондирования на Рай-

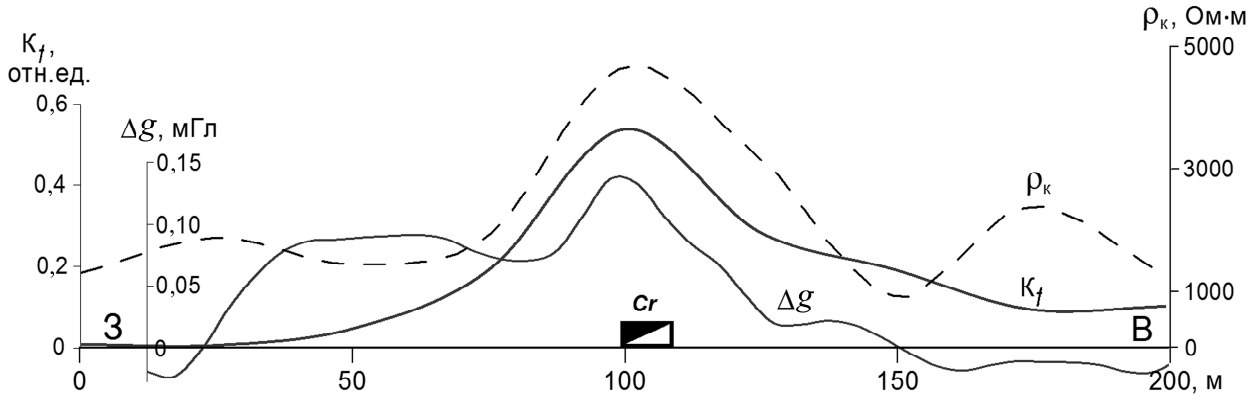


Рис. 1. Графики кажущегося сопротивления ($\rho_к$), коэффициента частотной дисперсии (K_f) и аномального гравитационного поля (Δg) над хромитовым рудопроявлением (массив Рай-Из, Полярный Урал)

Изе выявили преимущественную локализацию рудных тел в высокоомных блоках, в обрамлении зон пониженных УЭС, выделяющих рудоконтролирующие разломы (Давыдов, 2016). Проведенные электроразведочные работы подтвердили данную особенность поведения электрического сопротивления, а измерения на трех известных рудопроявлениях массива показали во всех случаях уверенные положительные аномалии частотной дисперсии над рудными объектами. Изучение железистости хромовых шпинелей показало, что рудные хромититы могут соответствовать составу субферрихромитов, а акцессорные шпинели околорудных ультрамафитов достигать состава феррихромита и хроммагнетита (Ширяев, Вахрушева, 2016). Электронная проводимость последних может объяснить наличие поляризационно-частотного эффекта в зонах оруденения.

Верх-Нейвинский массив расположен на стыке Тагильского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия, приурочен к Серовско-Маукскому глубинному разлому. Массив сложен породами серовского дунит-гарцбургитового комплекса и габброидами тагило-кытлымского комплекса. Контакты массива с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями зюзельской, кировградской и кунгурковской свит тектонические, с падением на восток под углами 55–80º. Северная часть состоит в основном из дунитов, которые контактируют на севере и востоке с габброидным массивом. Вдоль контакта развита мощная зона клинопироксенитов и верлитов. Южная часть массива также представлена дунитовым телом, зажатым между клинопироксенитами (Alekseev, 2017). Ультраосновные породы Верх-Нейвинского массива интенсивно серпентинизированы, с аподунитовыми серпентинитами связаны многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения хромитовых руд. Хромитовое оруденение объединяется в два рудных поля: Лешачьи лога и Жужинские горы. Оба рудных поля расположены в краевых дунитовых телах среди дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Участок работ располагался в Жужинских горах, где рудные тела меньше по размерам, с преобладанием вкрапленных руд.

Профиль для исследований размечен в центральной части небольшого месторождения, выработанного открытым способом. Размеры карьера 50×20 м, глубина около 15 м. Простирание отработанного рудного тела субмеридианальное, с падением на восток под углом 80º. На дне карьера сохранилась жила сплошного хромита мощностью полметра, в окружении вкрапленников. Профиль проходит по южному краю карьера, через пробуренную рядом разведочную скважину С-5, подсекшую остатки руды на глубине 20 м. Электроразведочные работы проводились методом ДЭМП на частотах 10 и 80 кГц. Как показали недавние опытные работы по согласованию результатов измерений на постоян-

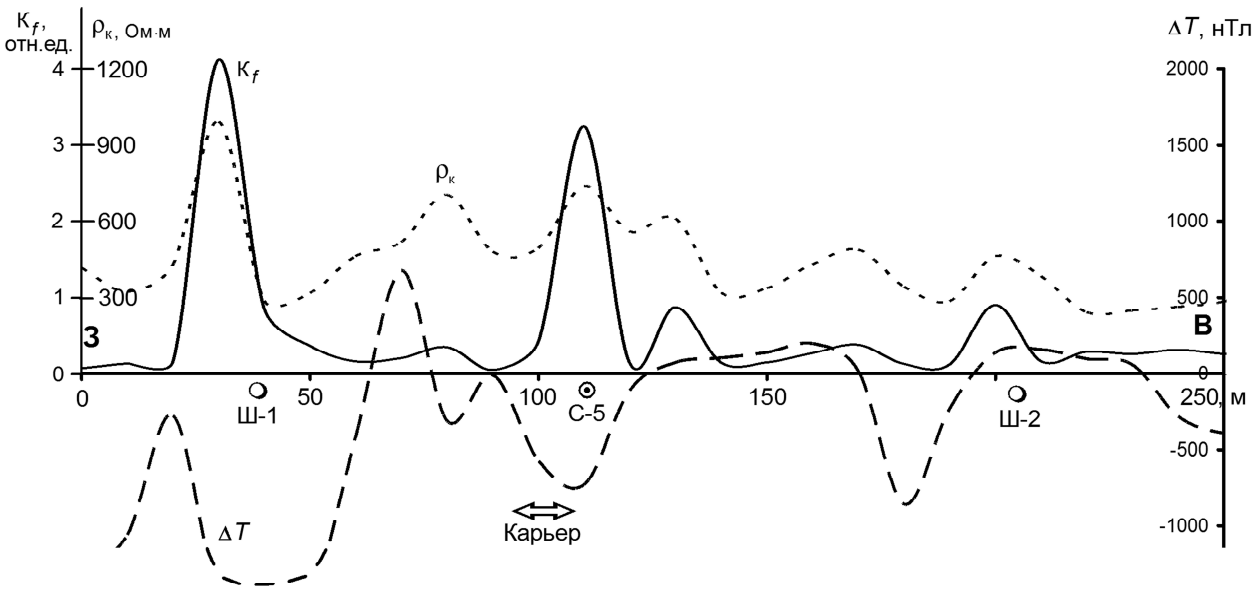


Рис. 2. Графики кажущегося сопротивления ($\rho_к$), коэффициента частотной дисперсии (K_f) и аномального магнитного поля (ΔT) в районе старых выработок хромитов (Верх-Нейвинский массив, Средний Урал)

ном и переменном токе, более точные значения кажущихся сопротивлений при электромагнитном профилировании получаются на высоких частотах (40–80 кГц) (Давыдов и др., 2017). Кажущиеся УЭС (при f = 80 кГц) на выбранном профиле изменяются в широком диапазоне (250–1000 Ом·м) и не имеют ярко выраженной связи с положением старых выработок, которая отмечается на графике коэффициента частотной дисперсии (рис. 2).

Аномалии частотной дисперсии наблюдается у скважины С-5 в районе карьера, а также рядом с шурфами Ш-1 и Ш-2, причем шурф Ш-1, по своей капитальности крепления стенок, больше похож на вертикальный ствол старой шахты. Дополнительным подтверждением связи ЧД с рудой могут служить результаты магниторазведки, которые показали вблизи выделенных зон характерные для хромитов отрицательные аномалии магнитного поля от 600 до 1200 нТл (см. рис. 2). Следует отметить, что абсолютная амплитуда КЧД в индуктивном варианте измерений превосходит значения, полученные при гальваническом возбуждении.

Ключевской массив. Следующий участок опытно-методических работ находится на Ключевском офиолитовом массиве, в 40 км к юго-востоку от Екатеринбурга, в окрестностях г. Двуреченска. Массив приурочен южному обрамлению Мурзинско-Адуйского гранитоидного блока, его положение контролируется Мурзинским и Восточно-Ключевским разломами. С запада, Ключевской массив по зоне тектонических нарушений соприкасается с вулканогенно-осадочной тощей (D_3), с юга и востока – с колюткинской карбонатно-терригенной толщей (S_{1-2}). На площади массива известно около 200 мелких хромитовых месторождений и рудопроявлений. Наиболее крупные из них приурочены к дунит-верлит-клинопироксенитового комплексу и представляют собой крутопадающие рудные тела жилообразной формы, залегающие в серпентинизированных дунитах (Пушкарев, 2006).

Геофизический профиль был разбит в 20 м от края старого хромитового карьера Ревдинско-Первомайской группы месторождений, размером 30×10 м и глубиной до 10 м. Направление профиля задано в крест простирания линзы вкрапленных руд, обнаруженной в карьере среди серпентинитов. Сделана попытка определить поляризационные свойства хромовых руд на основе изучения частотной дисперсии в варианте дистанционно-частотных измере-

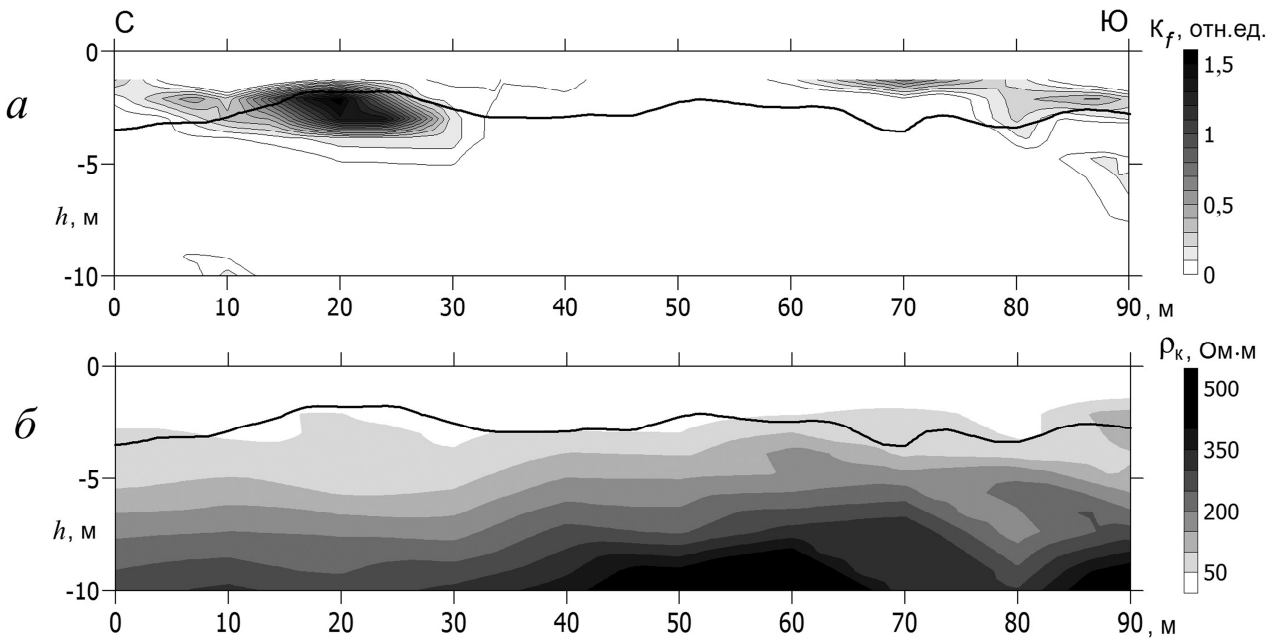


Рис. 3. Результаты индукционных зондирований на Ключевском массиве (Средний Урал):
а) разрез коэффициента частотной дисперсии;
б) разрез кажущихся сопротивлений на частоте 32 кГц.

ний (многочастотных индукционных зондирований). Для этого были проведены ДИЗ на частотах 8, 32 и 128 кГц. Наиболее интересные результаты получены при рассмотрении разрезов кажущихся удельных электрических сопротивлений и поляризационно-частотного эффекта на частотах 8 и 32 кГц (рис. 3).

На разрезах наблюдается выраженная аномалия электросопротивления и частотной дисперсии в месте ожидаемого пересечения профиля с рудной жилой (интервал 15–30 м, глубина 2–4 м). Правильность привязки рудного тела подтверждается отрицательной аномалией магнитного поля в 200 нТл на 20-метровой отметке. О том, что аномальная зона находится в коренных породах, свидетельствует положение преломляющей границы, полученной с помощью сейсморазведки методом преломленных волн. Таким образом, можно констатировать присутствие поляризации во вкрапленных хромитовых рудах Ключевского массива. Аномалии КЧД отмечаются в том же месте на всех измеренных парах частот (8–128 кГц, 32–128 кГц), но имеют меньшую амплитуду. Видимо, существует оптимальный частотный диапазон, в котором поляризационный эффект в рудных зонах проявляется в максимальной степени. Для его определения необходимы более трудоемкие измерения по детальной сетке частот аппаратуры МЧЗ-8 (4, 8, 16, 32, 64, 128 кГц).

На полученном разрезе КС в конце профиля (интервал 70–80 м, глубина 6–10 м) замечена аномалия пониженных сопротивлений в коренных породах. По геологическим данным она может быть связана с тектоническим нарушением. Повышенные значения КЧД в рыхлых отложениях над ней могут свидетельствовать о присутствии эпигенетического пирита над зоной разлома.

Заключение

Изучение поляризационно-частотных свойств хромитовых руд и вмещающих их ультрамафитов в естественном залегании с помощью различных электроразведочных установок находится пока в стадии развития. Выполненные работы с использованием традиционных электрических установок на низких частотах не выявили значимых поляризационных эффектов. Тем не менее, получены обнадеживающие результаты по аномальному поведению частотной дисперсии электрического сопротивления в рудных зонах с помощью высокочастот-

ных установок с индуктивным приемом. Наиболее перспективным при исследованиях эффектов вызванной поляризации на хромитоносных офиолитовых массивах следует признать применение индукционных дистанционно-частотных измерений.

Автор признателен своим коллегам: Алексееву А.В. (ИГГ УрО РАН), Байдикову С.В., Вдовину А.Г., Понамареву В.В. и Сарвартинову А.И. (ИГФ УрО РАН) за проведение совместных полевых работ на Верх-Нейвинском массиве, а также особо благодарит Вахрушеву Н.В. (ИГГ УрО РАН) за организацию работ на массивах Рай-Из и Ключевском.

Литература

Астраханцев Г.В., Улитин Р.В. Комплексная электропроводность горных пород на звуковых частотах и способы ее изучения в полевых условиях // Электрометрия при поисках сульфидных месторождений. Сборник № 8. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 41–47.

Байдиков С.В., Человечков А.И. Аппаратура для высокочастотных индукционных зондирований МЧЗ-8 // Уральский геофизический вестник. 2011. № 1. С. 4–8.

Газарян Г.О. Результаты применения метода вызванной поляризации на хромитовом месторождении // Методика и техника разведки. 1965. № 49. С. 123–128.

Давыдов В.А. Измерительная аппаратура ОМАР-2 для электромагнитных методов исследований // Уральский геофизический вестник. 2015а. № 1 (25). С. 37–41.

Давыдов В.А. Спектральный анализ данных микросейсмических зондирований // Геофизика. 2015б. № 1. С. 72–77.

Давыдов В.А. Эквивалентные схемы и основные характеристики различных датчиков электромагнитных сигналов в широкой полосе частот // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1 (23). С. 46–54.

Давыдов В.А. Способ преобразования аудиомагнитотеллурических данных с учетом априорной информации // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 4. С. 57–66.

Давыдов В.А., Байдиков С.В., Арзамасцев Е.В. Альтернативные методы электропрофилирования на линейных объектах // Инженерные изыскания. 2017. № 1. С. 62–67.

Журавлева Р.Б., Самоделкина С.А. К решению обратной задачи дистанционных и частотных зондирований с гальваническим и индукционным возбуждением поля // Теория и практика электромагнитных методов геофизических исследований: Сб. науч. трудов. Екатеринбург: Наука. Урал. отделение, 1992. С. 6–18.

Журавлева Р.Б., Самоделкина С.А., Бакаев В.П. К выбору интерпретационных параметров при дистанционном зондировании и профилировании с аппаратурой ДЭМП–СЧ // Российский геофизический журнал. 1994. № 2–4. С. 67–70.

Задорожная В.Ю. Поляризационные свойства осадочных горных пород и руд: физические процессы, математическое моделирование и лабораторные измерения // Материалы Пятой всероссийской школы-семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли – ЭМЗ-2011. В двух книгах. Кн. 2. СПб: СПбГУ, 2011. С. 256–259.

Кормильцев В.В., Мезенцев А.Н. Электроразведка в поляризующихся средах. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 128 с.

Пахомов М.И., Баторин В.Б. Геологические основы и геофизические методы поисков хромитов. М.: РИЦ ВИМС, 2006. 67 с.

Перевозчиков Б.В., Кениг В.В., Лукин А.А., Овечкин А.М. Хромиты массива Рай-Из на Полярном Урале (Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. №. 3. С. 230–248.

Пушкарев Е.В. Ключевской офиолитовый массив на Среднем Урале // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 334–345.

Светов Б.С., Агеев В.В., Агеева О.А., Каринский С.Д. О связи феноменологического описания вызванной поляризации среды с происходящими в ней физическими процессами. Постановка вопроса // Геофизика. 2011. № 4. С. 25–29.

Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В. Оливин-хромшпинелевое равновесие в хромити-

тах и ультрамафитах массива Рай-Из, Полярный Урал // Литосфера. 2016. № 2. С. 107–110.
Электроразведка. Справочник геофизика. В двух книгах / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. М.: Недра, 1989. 438 с.
Якубовский Ю.В. Электроразведка: Учебник для вузов. М.: Недра, 1980. 384 с.
Alekseev A.V. The study of the ore bodies zonality by composition of olivine in the chromite deposit no. 219 of the Verkh-Neyvinsky massif (Middle Urals) // Известия Уральского государственного горного университета. 2017. Вып. 3 (47). С. 34–38.
Bayrak M. Exploration of chrome ore in Southwestern Turkey by VLF-EM // Journal of the Balkan geophysical society. 2002. Vol. 5. No 2. P. 35–46.
Parasnis D. Some aspects of geophysical prospecting for chromite // Methods of Prospection for Chromite. Paris, 1964. T. 16. P. 225–231.

УДК 550.834.3(571.1)

О РОЛИ ИМПАКТНЫХ СОБЫТИЙ В СОЗДАНИИ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ)

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрены локальные особенности геофизических полей, геологии, гидрогеологии, тектонического районирования консолидированной коры, расположенные в полосе предполагаемых импактных событий. Обоснована гипотеза о возможном влиянии внешних источников, огромных по массе и энергии объектов (геоблем), на геодинамическую активность верхней части литосферы. Импактные воздействия приводят к возникновению крупных плотностных неоднородностей и последующему этапу геодинамических преобразований за счет ротационного механизма, связанного с вращением Земли.

Глубинное строение земной коры и верхов верхней мантии, импактное событие, гипотеза о геодинамическом развитии геологической коры, Карская астроблема.

ON ROLE OF IMPACT EVENTS IN THE CREATION OF MODERN TECTONIC STRUCTURE OF THE CONSOLIDATED CRUST (ON EXAMPLE OF THE KARA ASTROBLEM AREA)

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Local features of geophysical fields, geology, hydrogeology, tectonic zoning of the consolidated crust located in the zone of supposed impact events are considered. The hypothesis on possible influence of external sources, huge by mass and energy of objects (geoblem), on geodynamic activity of the upper part of the lithosphere is substantiated. Impact actions lead to appearance of large density inhomogeneities and the subsequent stage of geodynamic transformations due to rotational mechanism associated with the rotation of the Earth.

The deep structure of the earth's crust and upper mantle, the impact event, the hypothesis of the geodynamic development of the geological crust, the Karsky astroblema.

Введение

По результатам глубинных исследований установлено сложное современное строение консолидированной коры северо-западной части Западно-Сибирской геосинеклизы. В частности, оно проявляется в значительных отклонениях (до 250 км) контуров основных подразделений земной коры и верхов верхней мантии от преобладающих южнее субмеридиональных направлений структур Уральской складчатой системы (УСС) и в присутствии глубинных субширотных дислокаций, сопровождающих подобные смещения (Дружинин, Осипов, 2016). В гравитационном и геомагнитном полях наблюдается неупорядоченная («пестрая») картина региональных аномалий. Рельеф поверхности консолидированного фундамента (отражающий горизонт *А*), представленный в сейсмических разрезах ОГТ и структурно-тектонических картах, имеет сложный характер. На это также указывают геоморфологические особенности территории. В такой ситуации выяснение механизма геодинамических преобразований крайне затруднительно, что приводит к существованию различных гипотез по этой проблеме.

В монографии С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозова, А.А. Кременицкого (Костюченко и др., 2012) рассмотрена гипотеза с позиции коллизии Тимано-Урало-Пайхойской области – микроконтинентов (террейнов) с корой континентального типа. Предполагается, что под действием горизонтальных сил различной направленности в результате поэтапного развития территории (от рифея до среднего палеозоя-начала мезозоя) (рис. 1–3) террейны перемещаются в пространстве и занимают в итоге со-

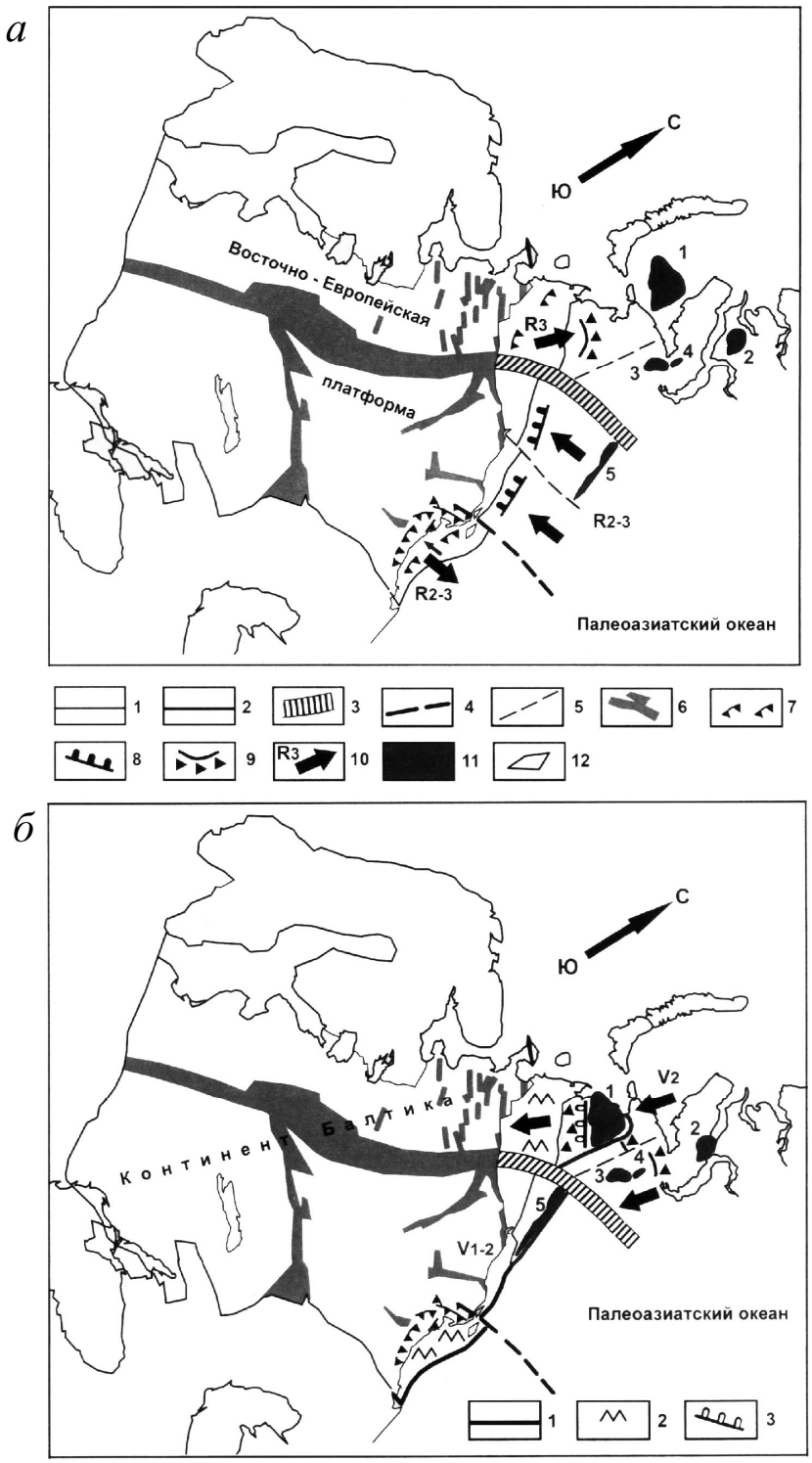


Рис. 1. Геодинамические обстановки формирования Тиман-Урало-Пайхойской области в рифее (*а*), в венде (*б*) (Костюченко и др., 2012):

а: *1* – современная граница Восточно-Европейской платформы; *2* – предполагаемая восточная граница области распространения коры континентального типа; *3* – межплитный шов; *4* – региональный трансформный разлом; *5* – прочие разломы; *6–9* – структурно-тектонические элементы: *6*, *7* – эпиконтинентальные рифты (*6* – внутрикратонные, *7* – перикратонные, ограниченные листрическими разломами); *8* – зоны субдукции (указано направление), *9* – островные дуги; *10* – направление движения литосферных плит с указанием времени; *11* – микроконтиненты (террейны) с корой континентального типа (1 – Хорейверский, 2 – Харбейский, 3 – Няртинский, 4 – Неркаюский, 5 – Ляпинско-Исовский); *12* – «осколки» коры континентального типа).

б: *1* – граница континента Балтика, *2* – дислоцированные и покровно-складчатые комплексы, *3* – поддвиг корневых частей островной дуги (указано направление). Остальные обозначения см. рис. 1, *а*

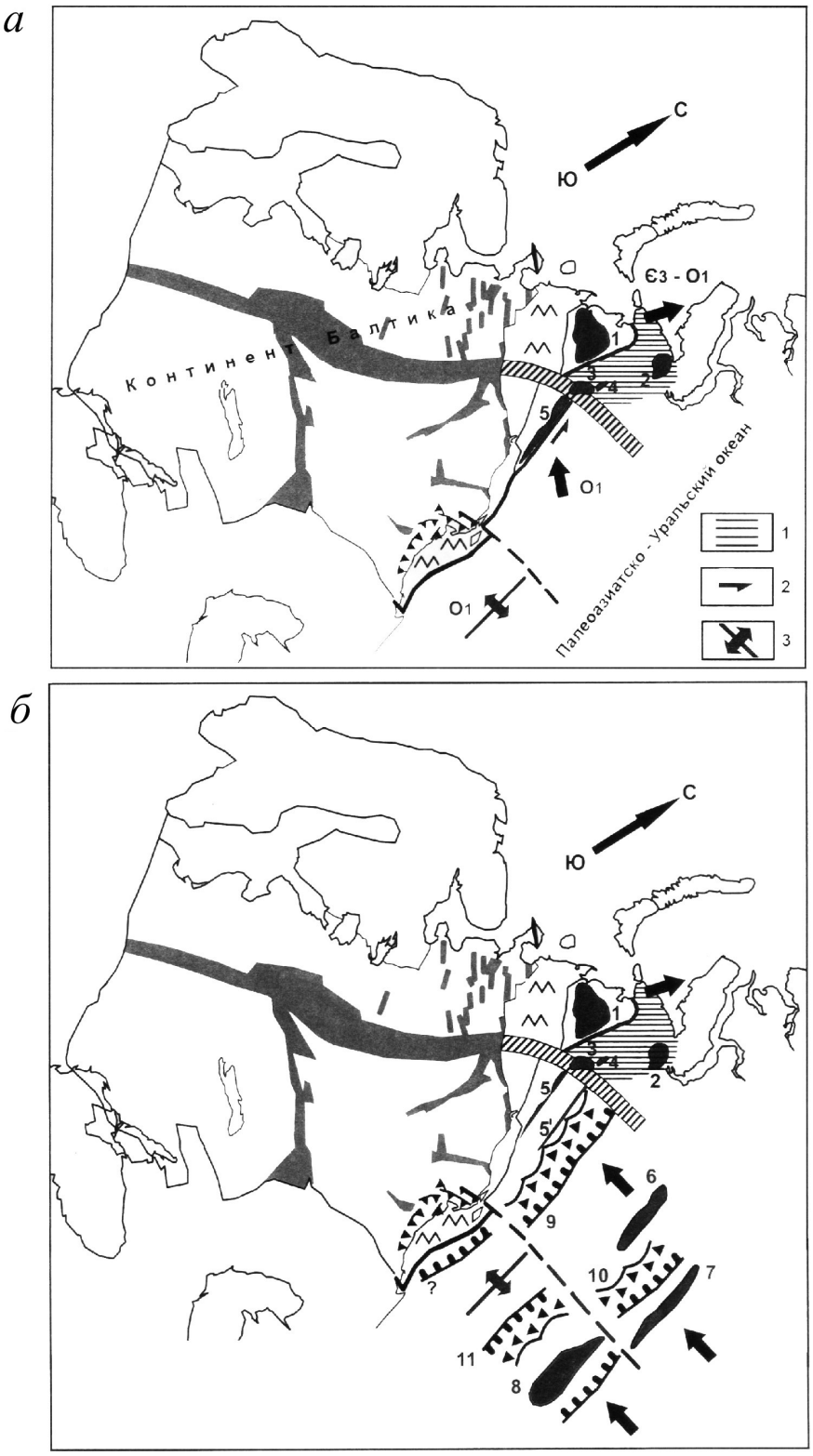


Рис. 2. Геодинамические обстановки формирования Тиман-Урало-Пайхойской области в ордовике (*а*), в силуре-девоне (*б*) (Костюченко и др., 2012):

***а*:** 1 – область аккрецированных и тектонически совмещенных элементов океанических обстановок; *2* – сдвиговые деформа-ции; 3 – ось спрединга. Остальные обозначения см. рис. 1, *а*, *б*.

***б*:** Цифры на схеме – террейны (микроконтиненты) с корой континентального типа: 5, 5' – Ляпинско-Исовский расщепленный (5 – западный и 5' – восточный фрагменты); 6 – Салдинский; 7 – Мурзянско-Адуевский; 8 – Мугоджарский; островные дуги, в т. ч. внутриокеанические: 9 – Тагильская; 10 – Петрокаменская; 11 – Магнитогорская. Остальные обозначения см. рис. 1, *а*, *б*, рис. 2, *а*

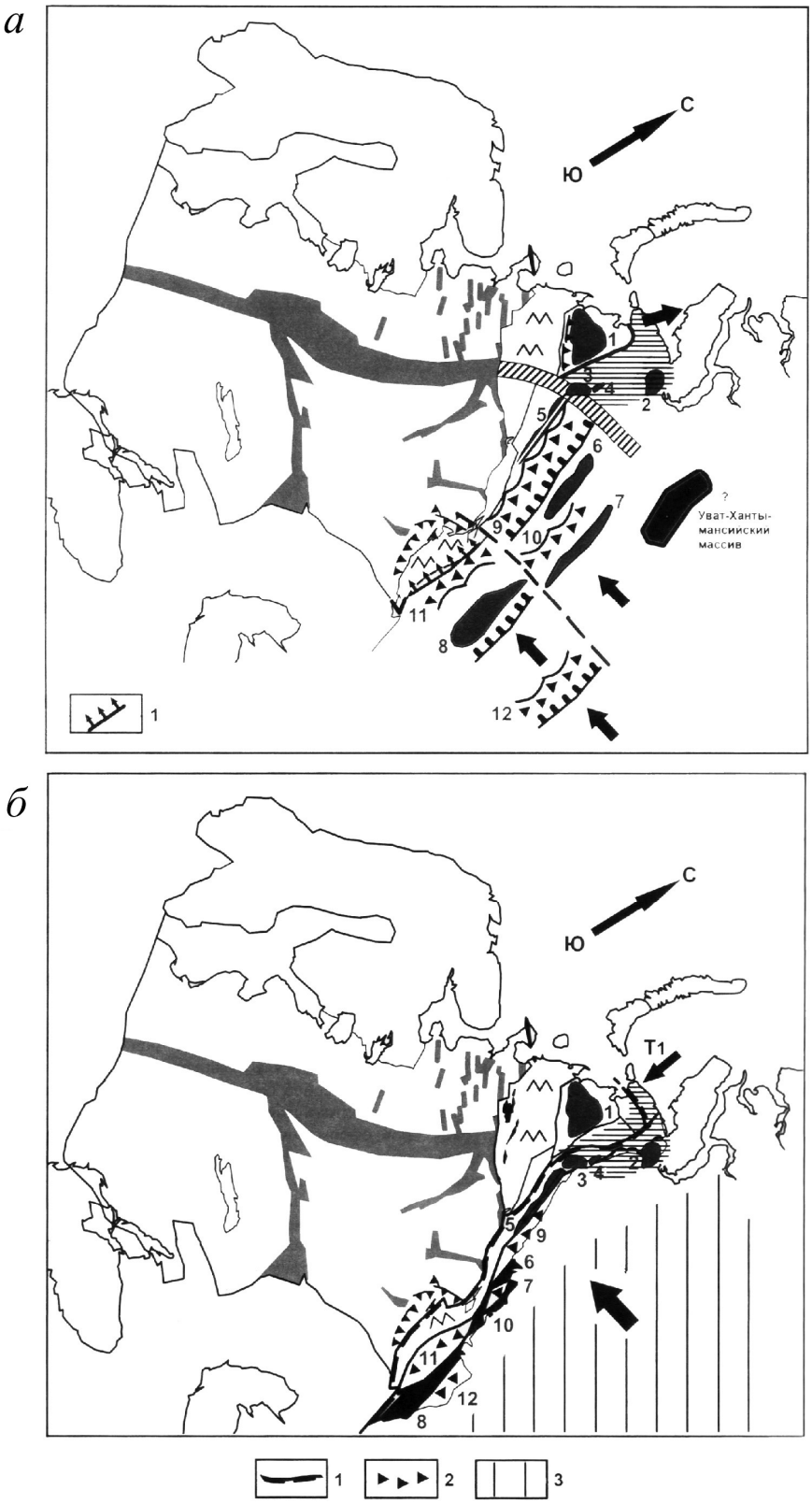


Рис. 3. Геодинамические обстановки формирования Тиман-Урало-Пайхойской области в среднем палеозое (средний девон-раннекаменноугольное время) (*а*), в среднем палеозое – начале мезозоя (*б*) (Костюченко и др., 2012):

***а*:** *1* – надвиг комплексов океанической коры на континентальную окраину. Остальные обозначения см. рис. 1, *а*, *б*, рис. 2, *а*, *б*. Цифры на схеме: 12 – Валерьяновская островная дуга, остальные см. рис. 2, *б*.

***б*:** *1* – Главный Уральский надвиг, *2* – реликты островных дуг; *3* – кора Западно-Сибирской плиты нерасчлененная. Остальные обозначения см. рис. 1, *а*, *б*, рис. 2, *а*, *б*, рис. 3, *а*

временное положение. Так наиболее крупный Хорейверский террейн смещается в юго-западном направлении от Карского моря в рифее до северо-восточной части Тимано-Печорской плиты в венде. В последующие этапы развития микроконтинент не меняет своего положения. Изменения происходят только к востоку от него с образованием секкрецированных и тектонически совмещенных элементов океанической обстановки (Костюченко и др., 2012), что создает сложный характер строения геологической среды. В соответствии с гипотезой смещение террейнов относительно современной геоморфологии достигает 500 км.

Согласно тектонической карте России, составленной под редакцией Е.Е. Милановского (Тектоническая карта России…, 2007), основание осадочного слоя полуострова Ямал и прилегающих к нему территорий, исходя из плиттектонических построений, представлено системой рифтов преимущественно северо-северо-западного направления.

Главным недостатком составленных схем и карт является игнорирование многочисленных конкретных геологических данных о консолидированном фундаменте по глубоким параметрическим и разведочным скважинам и информации о строении земной коры и верхней мантии. Первое положение о несостоятельности глобальной плитной теории рассмотрено в статьях В.С. Бочкарева, А.М. Брехунцова, Б.И. Чувашова (Бочкарев и др., 2010а,б; 2013; Бочкарев, Чувашов, 2014) и состоит в доказательстве существования древнего консолидированного, а не океанического фундамента, в ограниченности тафрогенных процессов и локального проявления базальтового магматизма триаса. Показано, что отрицательные структуры представлены преимущественно грабенами, авлакогенами и впадинами (Бочкарев и др., 2010а). Второе положение представлено в статьях В.С. Дружинина и др. и свидетельствует о наличии связи приповерхностных структур со спецификой современного строения верхней части литосферы (ВЧЛ) (Дружинин и др., 2014; 2015; 2017). Важным практическим выводом из этого является необходимость учета, наряду с традиционными признаками, тектонического фактора (глубинных разломов) и типа строения консолидированной коры при региональной оценке нефтегазоперспективности территории (Дружинин и др., 2014; Wladimir S. Druzhinin et al., 2017).

В данной статье сделана попытка объяснить значительные тектонические перестройки, проявленные в современной модели консолидированной коры и приповерхностных структур, с позиции ударно-взрывной гипотезы (Кузовков, 1998) на примере района Карской астроблемы. Термин «астроблема» предложен в 1960 г. американским геологом Р.С. Дицем для названия геологической структуры древнего метеоритного кратера. В монографии В.Л. Масайтиса, А.Н. Данилина, М.С. Мащака и др. отмечается важность изучения астроблем: «… представления о структуре и составе земной коры, истории ее развития были бы неполными без рассмотрения геологии импактных кратеров, являющихся одним из зримых результатов взаимодействия Земли и космоса» (Масайтис и др., 1980, с. 8).

В настоящее время на территории современной России открыто 15 достоверных крупных метеоритных кратеров с диаметром кратера от 3 до 100 км. Карский кратер – второй по величине (диаметр 65 км), расположен в тундре между Пай-Хоем и побережьем Байдарацкой губы Карского моря (69º06' с. ш., 64º09' в. д.). Возраст образования Карского кратера, определенный различными методами абсолютной датировки, находится в интервале 65–75 млн лет, что позволяет предположить о его связи с Великим мезозойским вымиранием (Бадюков, 2002). Карский кратер входит в Карскую кратерную структуру, которая включает еще один кратер – Усть-Карский (диаметр 22 км), частично покрытой морем. По мнению Д.Д. Бадюкова (Бадюков, 2002): «… имеется ряд фактов, которые позволяют предположить, что Карский кратер имел диаметр 110–120 ки-

лометров, а Усть-Карского кратера не существует». На рисунках они показаны раздельно. Характеристика Карской астроблемы приведена на рис. 4–5 (цветная вкладка).

Содержание и результаты исследований

Для решения поставленной задачи был выполнен анализ имеющейся геолого-геофизической, геоморфологической и глубинной информации для широкого коридора, который на западе начинается с района Карской астроблемы, а на востоке ограничен средней частью Обской губы. Выбор восточно-северо-восточного направления произведен с учетом расположения двух составных частей астроблемы, локальных аномальных объектов потенциальных полей и структурно-тектонических особенностей рельефа консолидированного фундамента. Ширина коридора около 170 км. На рис. 6 (цветная вкладка) представлена схема расположения Карской астроблемы и характер геофизической и геоморфологической информации в окружающем ее районе.

Рассмотрим геодинамическую обстановку формирования территории, предложенную в рамках плиттектоники в монографии (Костюченко и др., 2012) и представленную на рис. 1–3. Направление горизонтального движения для северо-западной части Западно-Сибирской геосинекзизы (ЗСГС) показано как преимущественно западно-северо-западное или восточно-северо-восточное на разных этапах развития, что согласуется с выбранным направлением субширотного коридора. Согласно С.Л. Костюченко и др., этому сегменту соответствует горизонтальные перемещения террейнов меньших размеров – Хорейверского, Нартинского, Неркаюского. Из анализа предложенных схем геодинамических преобразований следует, что величина и направление горизонтальных перемещений террейнов соответствует канонам плиттектоники и происходит под влиянием процессов, происходящих в океанической литосфере. На схемах показан Палеоазиатско-Уральский океан, без указания других источников, оказывающих западно-юго-западное давление на террейны. Весьма странным в представленной картине динамических преобразований является сохранность места расположения геоморфологических структур на всех этапах развития. Правильнее считать, что эти структуры, как и строение земной коры, соответствуют современному состоянию, что предполагает изменение положения водных масс при постоянном развитии расположенных ниже крупных элементов верхней части литосферы.

Район, рассмотренный в монографии (Костюченко и др., 2012), совпадает с пограничной субширотной зоной консолидированной коры. Карская астроблема расположена на окраине ее, находясь на участке значительного выступа западной границы ЦУМЗ в сторону Западно-Уральской мегазоны.

Предложенная С.Л. Костюченко и др. картина геодинамических преобразований вызывает возражения по следующим моментам:

- Присутствие Палеоазиатско-Уральского океана на территории Западно-Сибирской геосинеклизы, включая рассматриваемую ее северо-западную часть, весьма сомнительно.
- Согласно составленной схеме тектонического районирования консолидированной коры до широты 68º с. ш. преобладает восточно-северо-восточное направление расположения глубинных структур и западно-северо-западное в более северных широтах (рис. 7, цветная вкладка).
- Имеющиеся данные глубокого параметрического бурения, проанализированные В.С. Бочкаревым и др. и опубликованные в многочисленных статьях, указывают на то, что фундамент осадочного MZ-KZ чехла ЗСГС, включая и рассматриваемую территорию, представлен *метаморфическими комплексами* допалеозойского возраста и подобен породам древних поднятий Зауралья.
- В отрицательных структурах (прогибы, грабены, рифты, авлакогены) фундамент перекрыт складчатым осадочно-вулканогенным комплексом возраста D-T

мощностью 1–5 км. Молодые базальты триаса *не имеют регионального распространения* (в виде систем рифтов) и представлены многочисленными локальными объектами (Нестеров и др., 2013). Объединить их в одну систему затруднительно, что подтверждает скважинная информация и анализ глубинной тектонической ситуации для Приуральской области ЗГСЗ (Дружинин и др., 2017). Большинство глубоких разведочных скважин при малой глубине (до 0,5–1,0 км) дают превратные представления о древнем фундаменте. Наглядный пример – Янги-Юганская скважина, расположенная в 70 км от Салехарда, которая на первом этапе бурения на глубине 1000 м (кровля фундамента) вскрыла вулканогенно-осадочные отложения C_1–C_2, а на втором этапе на глубине 3800 м – метаморфизованные породы, типичные для поднятий Зауралья (Бочкарев и др., 2010а; Бочкарев, Чувашов, 2014; Горбачев и др., 2013). Данные ГСЗ и глубинного ОГТ для окраинных морей Северного Ледовитого океана указывают на повсеместное присутствие древнего фундамента ЗСГС, особенно если его рассматривать в диапазоне архей-нижний протерозой.

- Строение земной коры территории *не соответствует* принятой модели океанической коры. Она отличается как по мощности 35–45 против 10–12 км в океанах, так и по составу консолидированной коры, которая в океанах практически отсутствует. В ЗСГС консолидированная кора составляет 20–35 км, и выше находятся осадочные отложения MZ-KZ и складчатые осадочно-вулканогенные комплексы D-T, суммарной мощностью до 10–12 км.
- Предложенная концепция плавных геодинамических преобразований под воздействием разнонаправленных *горизонтальных сил* не объясняет смещение в одном направлении огромных масс геосферы.

Исходя из понятия нелинейной геодинамики, необходимы другие источники и механизмы развития. В этом отношении интерес представляет вышедшая в 1998 г. монография Г.Н. Кузовкова (Кузовков, 1998), в которой рассмотрена гипотеза ударно-взрывной тектоники применительно к Уралу.

В основу предложенной нами гипотезы положены внешние воздействия со стороны космоса – импактные воздействия огромной энергии (геоблемы), которые нарушают квазиустойчивое равновесие динамической системы внешней оболочки Земли. Последующая реакция на эти воздействия со стороны внутренних сил (эндогенная активизация) создает иное, чем было ранее, распределение плотностных неоднородностей ВЧЛ. Затем, за счет постоянно действующих ротационных сил (Тяпкин, 2012), происходит перемещение масс, в результате которых система вновь приходит к квазиустойчивому состоянию. Значительные перемещения масс возможны, если импактные глобальные события происходят неоднократно в одном, например, субширотно ориентированном коридоре.

С этой позиции рассмотрен район Карской астроблемы, где, возможно, в прошлом периодически случались такие события, и сделана попытка выявить в потенциальных полях, геоморфологии и положении консолидированного фундамента свидетельства этих явлений. Положение астроблемы приведено на рис. 6 (цветная вкладка).

Возможные отражения палеоактивных событий в современной картине строения геологической среды:

- Геоморфологические особенности. Существенные изломы контуров Байдарацкой губы на границе с полуостровом Ямал. Острова Нгонярца, Литке. Полосы озер в пределах Ямала. На возможном восточном продолжении (за пределами площади исследований) находятся субширотные звенья Тазовской и Обской губ.
- Геологические особенности. Локальные молодые отложения возраста K_2, P_{1-2} имеют преимущественно круглую форму. В обнаженной части Урала находится крупная Байдарацкая впадина, заполненная пермскими отложениями, нетипичными для восточной части Центрально-Уральского поднятия. С юга она ограничена широтным контактом по границе с раз-

нообразными геосинклинальными породами палеозоя, образующими сложный тектонический ансамбль.

- Гравитационное и геомагнитное поля представлены изолированными локальными аномалиями преимущественно изометрической формы.
- Формы рельефа поверхности консолидированной коры (отражающий горизонт *А*) имеют значительные искажения, которые подчеркиваются региональными изолиниями глубин и наличием локальных структур изометричной формы.
- Для современной схемы тектонического районирования консолидированной коры характерны резкие изменения форм и размеров пограничных структур. Карская астроблема расположена на западной границе Центрально-Уральская мегазоны (ЦУМЗ).

Несколько южнее принятой для анализа полосы восточная граница ЦУМЗ отклоняется на восток до 70º в. д. По отношению к меридиану 64º в. д. это составляет около 200 км. По данным глубинных исследований (Дружинин и др., 2017) здесь расположен древний Инта-Воркутинский блок доуралид основного состава, имеющий восточно-северо-восточное направление. Динамику, тектонику и энергетику фанерозоя, по-видимому, нельзя рассматривать без учета такого крупного аномального объекта геологической среды. Пограничная структура по восточной границе уралид (ПШ) вдвое увеличивается в горизонтальном размере по сравнению с соседними участками ПШ. Выбранная для анализа субширотная полоса разделяет северо-западную часть ЗСГС на два сегмента, отличных по строению консолидированной коры.

Наличие подобного древнего интрузивного мегамассива основного состава, вероятно, оказало влияние на специфику последующих геодинамических преобразований, создавших современную модель верхней части литосферы. Не исключено, что повышенный энергетический пояс, созданный геоблемами прошлого, существуют и по сей день: он как бы «притягивает» к себе космические тела и за счет них частично пополняет энергетический потенциал глубинной зоны.

Выводы по результатам исследований

- Преобразования верхней части литосферы полярного сектора северо-западного сегмента ЗСГС на разных этапах развития, возможно, происходило под влиянием внешних источников, а именно: импактного воздействия огромной геоблемы, которая «запускала» механизм эндогенных процессов в верхней мантии, создающий плотностные неоднородности в верхней части литосферы. В результате постоянно существующего планетарного ротационного механизма происходило упорядоченное перемещение блоков ВЧЛ и осуществлялся постепенный переход системы в квазиупорядоченное состояние до следующего мощного энергетического воздействия.
- На примере Карской астроблемы и анализе геолого-геофизической, геоморфологической информации по субширотной полосе, расположенной восточнее астроблемы, показано, что она, возможно, является *незначительным* отголоском, своеобразным афтершоком прошлых земных катастроф, создаваемых геоблемами. Не исключено, что в посленижнепротерозойский период развития (преимущественно в фанерозое) геоблемы сохранили господствующее восточно-северо-восточное направление, занимая в современном облике планеты Земля субширотную полосу, примерно соответствующую указанной на наших схемах.
- Предложенная гипотеза основана на современных сведениях о разломно-блоковой модели ВЧЛ, формирующейся в течение послеархейского периода развития по законам нелинейной геодинамики под влиянием внешних и внутренних источников при «руководящей» роли, как это и должно быть, *космоса*. В качестве наземного полигона использован Уральский регион, более других регионов изученный глубинными сейсмическими исследованиями, которые обобщены и проанализированы с учетом результатов бурения. В

результате создана геолого-геофизическая модель верхней части литосферы, отражающая современное состояние геологической среды.

- В качестве одного из вероятных источников геодинамических преобразований ВЧЛ следует рассматривать *импактное воздействие* огромной силы на Землю со стороны космоса. Периодичность появления подобных угроз должна решать специальная наука «космогеология» с учетом выявленных стратиграфических циклов, периодов интенсивного развития, приуроченных к глубинной активизации верхней мантии, особенностей движения небесных тел и значительных по массе объектов.

Заключение

На основе составленной тектонической модели консолидированной коры, анализа совокупных геолого-геофизических, геоморфологических данных по северо-западной части ЗСГС с привлечением информации по Карской астроблеме, рассмотрена гипотеза о возможном влиянии внешних источников в виде импактных воздействий со стороны космических объектов. Огромные по массе и энергии эти объекты (геоблемы), возможно, нарушали квазиустойчивое состояние земных недр и являлись причиной всплеска геодинамической активности верхней мантии и последующего этапа геодинамических преобразований, включая магматизм, метаморфизм, горизонтальные, преимущественно сдвиговые, перемещения блоков по глубинным разломам и распределением по глубине поверхностей раздела между сейсмогеологическими этажами. Основным источником во временном промежутке внешнего воздействия геоблем является ротационный механизм, связанный с вращением Земли. С его помощью происходило упорядочивание возникающих плотностных неоднородностей и приведение системы вновь в квазистабильное состояние. Такая схема соответствует планетарной геодинамике, иерархической разломно-блоковой среде, а также установленной в региональном плане связи приповерхностных структур и минерагении со спецификой глубинного строения. Развитие наук о Земле должно происходить в иной плоскости, чем существующая теория плиттектоники, с учетом накопленных данных, которые не укладываются в эту концепцию.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта фундаментальных научных исследований УрО РАН 15-18-5-33 (№ 0394-2015-0021).

Литература

Бадюков Д.Д. Метеоритные кратеры на территории России, 2002. [Электронный ресурс]. URL:http://www.meteorites.ru/menu/encyclopaedia/ruscraters_full.html (дата обращения 25.07.2017).

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.А., Лукомская К.Г. Типизация пермско-триасовых вулкано-тектонических депрессий и грабенов Западной Сибири // Горные ведомости. 2010а. № 5. С. 6–32.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Складчатый фундамент полуострова «Ямал» // Горные ведомости. 2010б. № 8. С. 6–35.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А., Шокальский С.П., Горбачев В.И., Наркисова В.В., Тарханов Г.В. Первые U-Pb датировки по цирконам докембрийских гранитогнейсов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2013. № 4. С. 14–31.

Бочкарев В.С., Чувашов Б.И. Уралиды и неомобилизм // Горные ведомости. 2014. № 11. С. 6–26.

Горбачев В.И., Наркисова В.В., Крупеник В.А. Тарханов Г.В., Попов С.Г., Свешникова К.Ю., Соколова Т.Н., Кузьмин Д.А., Докучаев А.Я. Новые данные о фундаменте Западно-Сибирской плиты // Горные ведомости. 2013. № 9. С. 22–38.

Дружинин В.С., Мартышко П.С, Осипов В.Ю. Новая региональная карта тектоники консолидированного фундамента осадочных бассейнов и приповерхностных складчатых структур Уральского региона // ДАН. 2017. Т. 475. № 1. С. 60–63.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней

части литосферы и нефтегазоносности недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 с.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. Тектоническая модель кристаллической коры Урала и сопредельных территорий // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 183–186.

Дружинин В.С., Осипов В.Ю. Субширотные дислокации земной коры Уральского региона – звенья системы линеаментов Евразийского континента // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2. С. 33–47.

Костюченко О.Л., Морозов А.Ф., Кременецкий А.А. Тимано-Урало-Пайхойская коллизионные области. М: Геокарт-ГЕОС, 2012. 210 с.

Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. 376 с.

Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.

Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Существуют ли грабены, рифтовые впадины и авлакогены? // Горные ведомости. 2013. № 1. С. 4–18.

Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий М 1:4000000 // Под ред. Е.Е. Милановского, М.: Картография, 2007.

Тяпкин К.Ф. Изменение положения оси вращения в теле Земли: причина, механизм использования для объяснения глобальных тектонических процессов в земной коре // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 6. С. 91–100.

Wladimir S. Druzhinin, Vjacheslav Osipov, and Nikolay Nachapkin. Experience of Regional Prediction of Hydrocarbon Deposits Prospecting in the Vicinity of Ural Oil and Gas Provinces // Oil and Gas Exploration: Methods and Application / Edited by Said Gaci Olga Hachay. Washington, 2017. Special Publication 72. P. 1–18.

УДК 551.242; 550.83

ДВУМЕРНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УРАЛА

Колтышева Е.С. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе представлена и проанализирована двумерная модель субмеридиональной части Уральской структуры, созданная на основе обобщения геофизических и палеотектонических данных: амплитуд осадконакопления, глубины поверхности Мохоровичича, основности земной коры, тепловых потоков, аномального магнитного поля, амплитуд неоген-четвертичных поднятий, современного рельефа. Установлено, что основные особенности геополей находятся, как правило, в пределах трога поверхности Мохо.

Уральская структура, геополя, трог поверхности Мохоровичича, мощности осадков, двумерная модель.

TWO-DIMENSIONAL GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL MODEL OF THE URALS

Koltysheva E.S. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The paper presents and analyses two-dimensional model of meridional part of the Ural structures created on the basis of generalization of geophysical data and paleotectonic: amplitudes of sedimentation, depth of mohorovichich's surface, the basicity of the earth's crust, heat flow, anomalous magnetic field, the amplitudes of the Neogene-Quaternary uplift, the modern topography. It is established that the main features geofields are, as a rule, within the trough, the Moho surface.

Ural orogen, geofields, trog mohorovichich's surface, the power of precipitation, two-dimensional model.

Введение

Настоящая работа посвящена двумерной модели субмеридиональной части Уральской складчатой системы, созданной на основе обобщения геолого-геофизической информации. В качестве основных геополей использованы следующие материалы: глубина поверхности Мохоровичича (М) – В.С. Дружинин, 1989 г.; основность земной коры – В.М. Рыбалко, Б.Г. Семенов, 1989 г.; схемы тепловых потоков – В.А. Щапов и др., 1990 г.; современного рельефа; аномального магнитного поля – А.В. Чурсин и др., 1985 г.; амплитуд неоген-четвертичных поднятий – В.А. Сигов, 1967 г. Для построения амплитуд осадконакопления использованы Палеотектонические карты СССР под редакцией Т.Н. Спижарского 1974, 1977 и 1982 гг.

Урал является крупнейшей линейной структурой Евро-Азиатского материка, находящейся на границе Европы и Азии. Исследованиями установлено, что уральская структура выделяется во всех геополях: рельеф дневной поверхности, глубина до поверхности М, тепловые потоки, магнитное поле, электросопротивление верхней мантии (Глубинное … , 1991). Важнейшим разделом в консолидированной толще земной коры является ее подошва – граница Мохоровичича (Юдахин и др., 2003). Урал является районом уникальным с точки зрения изучения поверхности М по данным ГСЗ: Уральский регион пересекают в различных направлениях 15 геотраверсов и профилей общей протяженностью 12 000 пог. км (Дружинин и др., 1998). Именно это обстоятельство позволяет составить двумерную модель столь протяженной (с 52 до 64º с. ш.) структуры, сопоставляя профили друг с другом по наилучшему совпадению поверхности М.

Целью настоящей работы является создание комплексной геолого-геофизической модели Уральской складчатой системы, включающей основные геополя и характер осадконакопления, составленной на основании поведения поверхности Мохоровичича.

Описание геополей

Схема глубин поверхности Мохоровичича. Глубинные сейсмозондирования имеют большое значение для создания геолого-геофизических моделей на всю мощ-

ность земной коры. Однако для настоящей работы главное значение имеет поведение поверхности Мохоровичича в плане.

Одна из главных особенностей глубинного строения Уральского региона – это «мантийный трог» – резкое, до 7–15 км, погружение подошвы земной коры в узкой зоне, в основном вписывающейся в современные границы Тагило-Магнитогорского прогиба (Дружинин и др., 1998). Максимальные глубины погружения поверхности «М» в пределах уральского «трога» составляют 55–65 км. Установлена хорошая корреляция материалов, полученных при такой интерпретации, с физическими полями и поверхностными геологическими структурами. На основе глубины поверхности Мохоровичича, полученной по разрезам ГСЗ под руководством В.С. Дружинина, в 1989 и 1993 гг. были составлены схемы изолиний масштаба 1: 2500000. Собственно Уральская область представлена на этих схемах «трогом» поверхности Мохоровичича при ширине на уровне 50 км – от 80 до 100 км. Это трог в интервале Екатеринбург–Челябинск резко ундулирует на восток, на широте около 60º с. ш. осложняется диагональной структурой северо-западного простирания, а севернее 64º с. ш. разворачивается на северо-восток в соответствии с простиранием Уральских гор (рис. 1, цветная вкладка).

Схема основности земной коры. Коэффициент основности земной коры был введен для обобщенной характеристики коры региона В.М. Рыбалко и Б.Г. Семеновым. Под основностью понимается отношение суммарной мощности прослоев с пластовой скоростью продольных волн более или равной 6,5 км/с к мощности коры (Семенов, 1983). Для Урала характерно прямое соотношение между основностью коры и осредненными аномалиями силы тяжести (Глубинное ... , 1991).

В результате оказалось, что Уральской структуре соответствует повышенная основность земной коры, особенно в пределах Тагильского и Магнитогорского прогибов (см. рис. 1, цветная вкладка). Наиболее низкой основностью в пределах складчатой области отличаются сильно гранитизированные участки поднятий. Вместе с тем на Урале существует и поперечная зональность. Уральская структура распадается как бы на четыре основных части. Севернее 64º с. ш. находится диагональная область с коэффициентом основности более 0,8, от 57 до 63º с. ш. находится линейная область с коэффициентом основности более или равным 0,8, в пределах этих областей существуют локальные участки с коэффициентом основности равным 1. Наиболее «кислая» часть Уральской структуры находится в пределах от широты г. Екатеринбурга до широты г. Троицка, далее на юг вновь выделяется зона повышенной основности с коэффициентом основности равным 0,65–0,75. Главное проявление поперечной зональности Урала – это субширотная зона пониженной основности, хорошо коррелируемая с ундуляцией погружения поверхности Мохоровичича между Екатеринбургом и Троицком. Четко выделяется также в пределах Европейской платформы диагональная зона пониженной основности. Отмеченная поперечная зональность контролируется пересекающими как Урал, так и обрамляющие его платформенные окраины субширотными зонами разломов, по-видимому глубинного заложения. Эти разломы трассируются обычно поперечными нарушениями регулярности геофизических полей (Глубинное … , 1991).

Распределение поверхностного теплового потока. Тепловые потоки менее 30 мВт/м^2 и минимальные температуры при наблюдениях до глубин 1–1,5 км отмечаются в Тагило-Магнитогорском погружении. Значения 20 мВт/м^2 и менее соответствуют Магнитогорскому прогибу, на Среднем Урале в эту область входит Тагильский прогиб и его ближайшее обрамление. Самые большие тепловые потоки наблюдаются на восточном склоне Урала, здесь же фиксируются повышенные температуры, чему способствуют низкотеплопроводные покровные образования, причем температура на глубине является линейной функцией их мощности. Установ-

лено, что коэффициент теплопроводности мезозойско-кайнозойских пород составляет 0,56 от его значения для пород палеозойского фундамента (Глубинное ... , 1991). Малые значения теплового потока для Урала не совпадают с имевшимися представлениями о тепловом состоянии герцинид, где тепловой поток обычно составляет 57±6 мВт/м^2 (Дучков, Соколова, 1985). Наиболее вероятной причиной, вызывающей малые тепловые потоки, является низкое содержание урана, тория и калия в земной коре Урала (Булашевич, Щапов, 1987). С повышением основности теплогенерация уменьшается, а плотность пород растет. Поэтому между величиной теплового потока и аномалиями силы тяжести должна быть тенденция к обратной зависимости. При этом нужно учитывать, что тепловой поток создается корой и мантией, а гравитационные аномалии во многих случаях могут быть объяснены влиянием приповерхностных образований до глубины 10–15 км (Глубинное ... , 1991).

Аномальное магнитное поле Урала. Магнитное поле Урала отличается резкой дифференцированностью. Это связано с тем, что локальные аномалии созданы породами, слагающими самые верхние части коры до глубин 6–7 км, реже 10–15 км (Глубинное ... , 1991). Для изучения распределения магнитных масс в литосфере Урала применялась разновысотная магнитная съемка по семи широтным геотраверсам и двум субмеридиональным увязочным профилям вдоль восточного и западного склонов Урала, выполненная в 1981–1984 гг. А.В. Чурсиным (Уралгеология). Все измерения с помощью интеграла Пуассона пересчитаны на высоту 20 км. В процессе измерений вдоль геотраверсов выставлялось до 20 магнитовариационных станций. Главное поле Земли учитывалось с использованием данных спутника MAGSAD, с помощью которого производились наблюдения приближенные во времени проведения работ по аэрогеотраверсам (Чурсин и др., 1985). Крупной особенностью аномального магнитного поля Урала является протяженная отрицательная аномалия, которая протягивается вдоль всей Уральской структуры в виде пояса шириной 100–300 км и характеризуется напряженностью поля –150…–250 нТл (Федорова и др., 1986). Очевидно, что данная аномалия отражает низкую намагниченность пород, слагающих основные уральские структуры, в сравнении с намагниченностью пород сопредельных территорий Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты (Глубинное ... , 1991). Отрицательная аномалия почти точно совпадает с центральной и западной частями регионального уральского погружения границы Мохо.

Амплитуды неоген-четвертичных вертикальных движений. В неогене и антропогене (четвертичный период) Урал претерпел существенную перестройку рельефа под влиянием преимущественно тектонических факторов. Общей тенденцией тектонического развития Урала и его обрамления во второй половине кайнозойской эры являются поднятия. Они начались еще в олигоцене, обусловив регрессию палеогеновых морей, но более отчетливо проявились в неогене. Поднятия имели колебательно-волновой характер и сменялись эпохами региональных или локальных опусканий (Новейшая ... , 1975).

По данным Института горного дела прямыми измерениями в горных выработках установлено, что Уральская структура испытывает в настоящее время субширотные сжимающие напряжения. Это предположение подтверждено сейсмометрическими данными Уралгеологии. В Институте геофизики УрО РАН А.Л. Алейниковым и О.В. Беллавиным была разработана концепция геотензометров, согласно которой блоки земной коры, ограниченные сходящимися книзу разломами, при сжимающих условиях воздымаются, а при растягивающих – опускаются (Рыжий и др., 1998).

За последние 30–35 млн лет дневная поверхность в пределах Уральских гор претерпела воздымание на сто и более метров. Они особенно значительны в Североуральской и Полярноуральской частях. На широтах севернее 59º с. ш. отмечаются вы-

сокоградиентные воздымания шириной около 50 км и интенсивностью до трехсот и более метров. На юге Урала ширина области поднятий доходит до 150 км по изолинии с максимумом амплитуды более 150 м. В средней части Урала, на широте Перми, воздымания минимальны и не превышают 50 м (Новейшая ... , 1975).

Мощности осадков. Во ВСЕГЕИ группой Т.Н. Спижарского были построены и изданы карты амплитуд осадконакопления масштаба 1 : 5 000 000 по 16 временным периодам со среднего рифея по триас (Палеотектонические ... , 1977). При построении карт была принята довольно сложная легенда геодинамических режимов, основанная преимущественно на геосинклинальной теории развития земной коры. Кроме того, возможно, некоторые фаунистические определения возраста устарели. Однако это единственное обобщение такого рода. Методика составления сводных разрезов состояла в целевой обработке палеотектонических карт с Юрматинского времени по триас без привязки их к геодинамическим режимам. Амплитуды осадконакопления были нанесены на разрезы вдоль профилей 48, 50, 52, 54, 56, 58, 60, 62, 64, 66, 68º с. ш. от 42 до 72º в. д. по 16 геологическим периодам (Колтышева, 2001; 2006).

В протерозое с Юрматинского по Валдайское-Юдомское время на всей территории Урала и Предуралья отмечается, в основном, осадкообразование большой мощности. В нижнем кембрии (Амгинский век) в северном секторе с 68 по 60º с. ш. осадки отсутствуют, наблюдается общее воздымание дневной поверхности. Южнее они появляются вначале в Зауралье на 58 и 56º, распространяясь до Тагило-Магнитогорского прогиба на 54º с. ш. и Предуральского краевого прогиба на 52º с. ш. В верхнем кембрии (Майский век) они охватывают уже Предуральский краевой прогиб на 68–64º с. ш., Центрально-Уральское поднятие на 62 и 60º с. ш., Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости на 62º с. ш. На 58–54º с. ш., они ограничиваются преимущественно Тагило-Магнитогорским прогибом, а на 52º достигают Предуральского краевого прогиба. С нижнего ордовика по нижний девон область осадконакопления соответствует в основном Уральским структурам за исключением северного сектора, где на 62º с. ш. она достигает Предуральского краевого прогиба, а севернее – Печорской синеклизы. Необходимо отметить общее уменьшение ареала осадконакопления в нижнем ордовике и распространение его на Печорскую синеклизу на 68 и 66º с. ш. в силуре.

Наиболее резкая перестройка тектонического режима территории начинается со среднего-верхнего девона, когда осадконакопление захватывает обширные территории Восточно-Европейской платформы с наибольшей мощностью в пределах Предуральского краевого прогиба, а Уральские структуры начинают воздыматься. Полное прекращение осадконакопления в пределах Урала наступает в нижней перми. В нижнем девоне небольшие бассейны осадконакопления в пределах современного Предуральского краевого прогиба существуют на разрезах, соответствующих 68, 66, 64º с. ш.

В пределах Предуральского краевого прогиба осадконакопление отмечается по средний триас на 68, 66, 64º с.ш., по верхнюю пермь на 62, 60, 58 и 54º, нижнюю пермь – 56º и верхний триас – 52º с. ш. Необходимо отметить отсутствие осадконакопления в пределах Тиманской гряды на 66 и 64 профилях в верхней перми-нижнем триасе.

Таким образом, в Уральском регионе отчетливо выделяются две основные области с разной динамикой осадконакопления: западная и восточная (Колтышева, 2012). В зоне сочленения восточной окраины Восточно-Европейской платформы с Уральской складчатой системой отмечается закономерное чередование мощностей осадконакопления за рассматриваемый геологический период. Главной особенностью является начало формирования Предуральского краевого прогиба с одновременным опусканием восточной окраины Восточно-Европейской платформы и началом воздымания структур Урала в среднем

девоне. В это же время начинается или резко усиливается осадконакопление в бассейнах Верхоянско-Чукотской складчатой области, Вилюйской синеклизы, Обь-Тазовской синеклизы и Днепровско-Донецкого авлакогена (Палеотектонические ... , 1977).

Рассмотрение аналогичных материалов по геотраверсам «Гранит», «Рубин-1», «Рубин-2» свидетельствует о том, что на всем их протяжении нет ни одного случая, кроме границы между Европейской платформой и Уралом, когда два крупных сегмента земной коры испытывают противоположные вертикальные движения друг относительно друга столь продолжительное время. Логично предположить, что эти движения обусловлены, начиная со среднего девона, взаимодействием двух крупных литосферных плит (Рыжий и др., 2000).

Методика составления двумерной модели

Двумерная модель Урала составлена на основании обобщения геофизических материалов по профилям, совпадающим с 52, 56, 60, 64º с. ш. По каждому профилю нанесены кривые современной высоты рельефа дневной поверхности, неоген-четвертичных движений, поведения Мохо, поведения магнитного поля, пересчитанного на высоту 20 км, мощности теплового потока, основности земной коры, вынесены основные тектонические элементы (рис. 2).

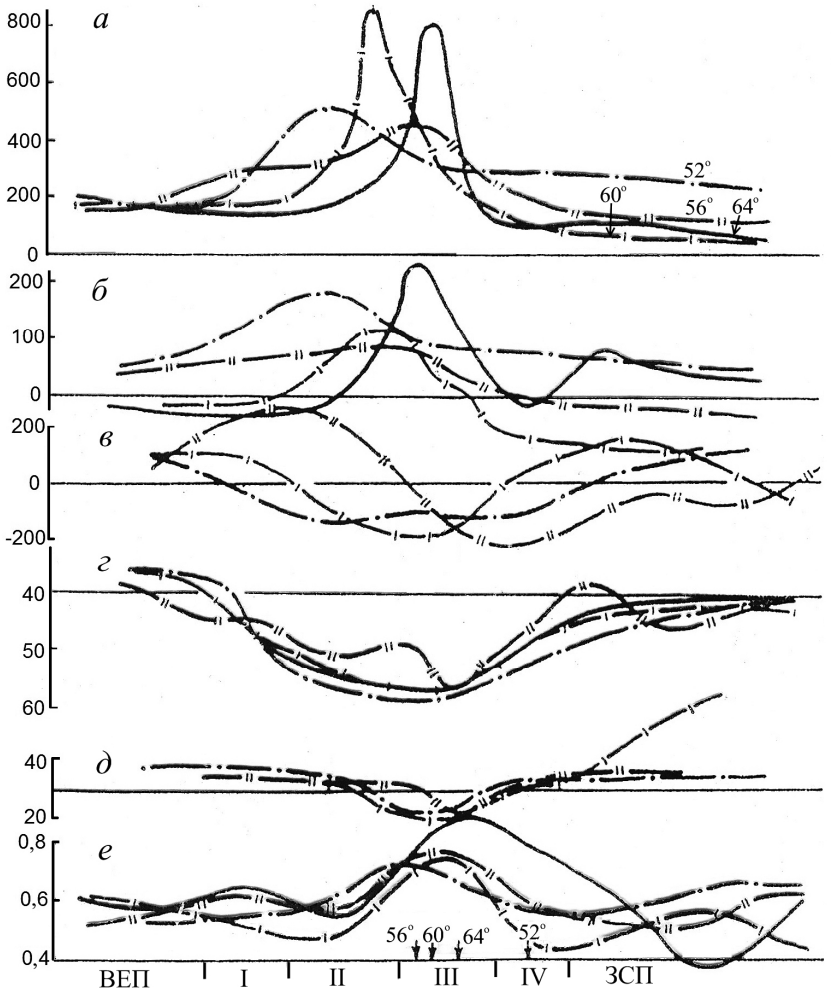


Рис. 2. Кривые геополей по широтным профилям:
а – современный рельеф (м); *б* – амплитуды неоген-четвертичных движений (м); *в* – магнитное поле (мТл); *г* – поверхность Мохо (км); *д* – тепловые потоки (мВт/м^2); *е* – основность земной коры (отн. ед.).
I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская внешняя зона складчатости и Центрально-Уральское поднятие, III – Тагило-Магнитогорский прогиб, IV – Восточно-Уральское поднятие

Затем каждое геополе было осреднено, были построены среднеарифметические кривые геополей (рис. 3). В северном секторе Урала вблизи профиля 64° с. ш. нет аэромагнитного траверса и достаточно представительных исходных материалов по магнитному полю и тепловым потокам, поэтому кривые этих параметров построены только по трем профилям. При этом оказалось, что ширина трога поверхности М на всех разрезах примерно одинакова. На профилях 52, 60, 64° с. ш. поведение М плавное, а на профиле 56° с. ш. наблюдается плановый волнообразный изгиб (ундуляция) прогиба М.

Завершают модель кривые мощности

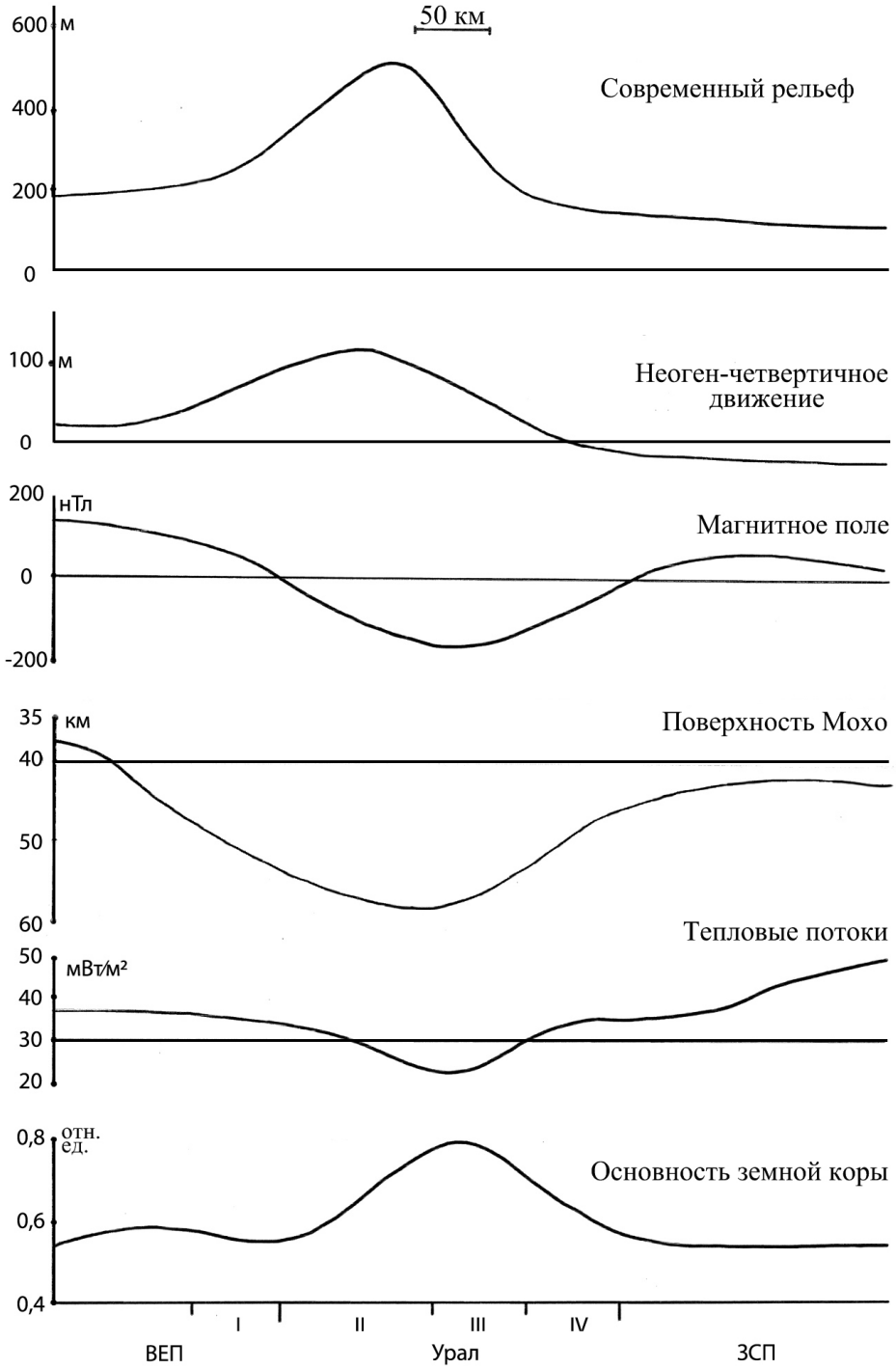


Рис. 3. Двумерная модель Урала: осредненные геополя:
Условные обозначения см. рис 2

осадконакопления по тем же профилям (рис. 4). Разрезы по разным профилям были совмещены по наилучшему совпадению поверхности М, и построен сводный разрез осадконакопления, представляющий собой среднеарифметические значения мощностей осадков по всем профилям (52, 56, 60, 64º с. ш.) по геологическим периодам, без

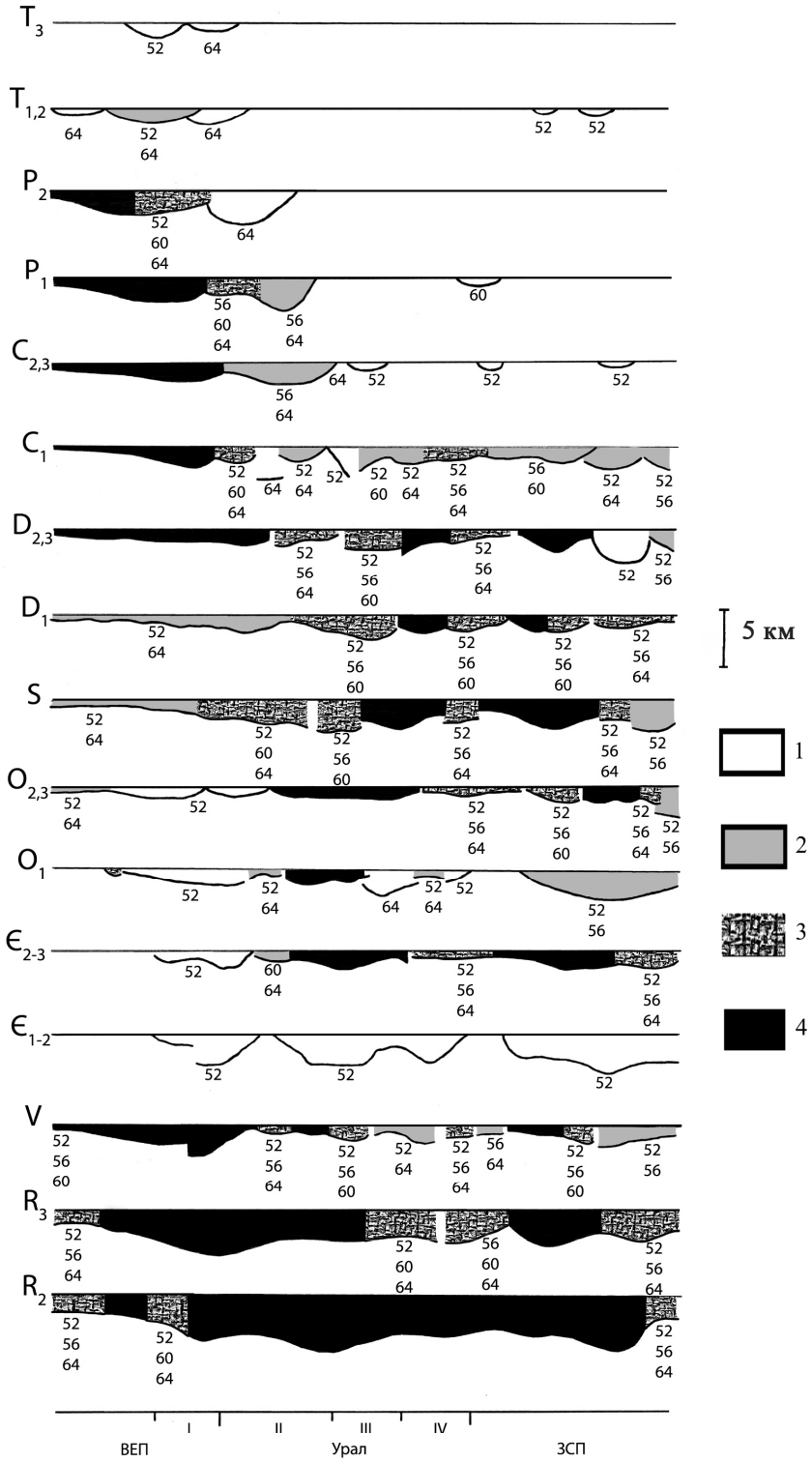


Рис. 4. Двумерная модель Урала: мощности осадков:
совпадение мощности осадков на 1 – одном, 2 – двух, 3 – трех, 4 – четырех профилях;
52, 56, 60, 64 – широта профилей. Остальные обозначения см. рис. 2

привязки к геодинамическим режимам. Сводный разрез представлен в следующем виде: при наличии осадков на всех четырех профилях интервалы отмечены сплошной заливкой, на трех и менее профилях – интервалы отмечены соответствующей штриховкой и указаны номера этих профилей. Таким образом получена геолого-геофизическая модель земной коры Уральской структуры и прилегающих территорий, составными частями которой являются основные геополя и обобщенные мощности осадконакопления.

Анализ полученных материалов

При сопоставлении кривых геополей обращает на себя внимание то обстоятельство, что все основные особенности геополей находятся, как правило, в пределах трога поверхности М по изолинии 50 км. При этом области распространения наиболее плотных участков земной коры и пониженных тепловых потоков располагаются в восточном борту трога, а районы воздымания современной дневной поверхности и максимальных неоген-четвертичных поднятий – в центральной и западной частях погружения поверхности М.

На протяжении Уральской структуры основные особенности геополей распределены в определенной зависимости от глубины и поведения поверхности Мохоровичича. В то же время обращают на себя внимание два обстоятельства: наличие на широте 59º с. ш. смещения максимальной глубины трога М по диагональной зоне, что может быть связано с клин-тектоникой (Рыжий и др., 1998), а также довольно резкая ундуляция трога на восток с максимумом на 56º с. ш. Зона этой ундуляции отличается наиболее «кислой» корой, минимальными неоген-четвертичными движениями, минимальной высотой современного рельефа и максимальной сейсмичностью (Рыжий, 2001).

Кривые основности земной коры хорошо коррелируют с кривыми тепловых потоков, причем максимуму основности (коэффициент основности 0,8) соответствует минимум теплового потока (менее 30 мВт/м^2). В поведении же кривых магнитного поля, неоген-четвертичных движений и современного рельефа не наблюдается соответствия. По мнению Б.П. Рыжего, это может свидетельствовать о том, что более глубокие части земной коры по своему строению хорошо соответствуют поведению поверхности М, а неоген-четвертичные движения и связанный с ними современный рельеф в значительной мере зависят от относительно непродолжительного в геологическом времени периода – последние 23 млн лет (Новейшая ... , 1975) и от геодинамических условий, существовавших в различных по простиранию структурах и блоках за этот период (Рыжий, 2001).

Взаимоотношения обобщенных кривых геополей следующие:

– Тепловые потоки и основность земной коры хорошо коррелируют между собой: повышению основности соответствуют пониженные тепловые потоки. Эта особенность поведения тепловых потоков и основности находится в восточной части трога поверхности М.

– Понижение магнитного поля (до -150…-200 нТл) соответствует восточной и центральной части прогиба поверхности М.

– Максимум неоген-четвертичных воздыманий находится западнее максимальной высоты современного рельефа, что позволяет согласиться с представлениями Д.В. Наливкина, что и сейчас Уральские горы не только воздымаются, но и медленно передвигаются на запад (Наливкин, 1962). Поскольку такое явление отмечается в единичных сочетаниях на всех изучаемых профилях, его можно считать достоверным.

Установлено согласованное поведение мощностей осадконакопления. В нижнем кембрии, кроме профиля 52º с. ш., осадконакопления нет. С верхнего кембрия по средний девон в пределах Урала и Зауралья повсеместно или в отдельных районах имеются осадки на всех профилях, на 52º с. ш. или 52 и 64º с. ш. они имеются и в Предуралье. В среднем-верхнем девоне повсеместно формируется Предуральский краевой прогиб, а с нижнего девона

начинается воздымание Уральской структуры с востока на запад. Процесс поднятия поверхности Предуральского краевого прогиба так же, как и связанное с ним сокращение площади осадконакопления, развивался во времени постепенно и завершился полным поднятием страны в конце татарского века (верхний триас) (Ронов, 1949). Необходимо отметить, что особенно согласованно ведет себя осадконакопление на самом южном (52º с. ш.) и самом северном (64º с. ш.) профилях.

Иными словами, нет ни одного случая, кроме границы между Европейской платформой и Уралом, когда два крупных сегмента земной коры испытывают противоположные вертикальные движения друг относительно друга столь продолжительное время. Логично предположить, что эти движения обусловлены, начиная со среднего девона, взаимодействием двух крупных литосферных плит (Рыжий и др., 2000).

Заключение

- Уральская структура выделяется на всех профилях, с 52 до 64º с. ш., повышенной мощностью земной коры и плотностью пород, пониженными тепловыми потоками и магнитными характеристиками.
- Напряженность магнитного поля, вычисленная для высоты 20 км, хорошо коррелирует с поведением поверхности М, полученной по данным ГСЗ, в центральной и восточной частях прогиба.
- Зона повышенной основности земной коры совпадает с восточной частью прогиба поверхности М.
- Область минимальных тепловых потоков совпадает с зоной повышенной основности, что хорошо согласуется с представлениями Ю.П. Булашевича о большом вкладе радиогенного тепла в общий тепловой поток (Булашевич, 1983).
- Максимальные отметки современного дневного рельефа находятся несколько западнее максимальной глубины «трога» поверхности М. Западная часть погружения М не скомпенсирована ни повышенной плотностью пород, ни высотой гор. Вероятно, это является одной из причин ее повышенной сейсмичности (Рыжий, 2001).
- Максимум неоген-четвертичных поднятий, а за этот период образовалась почти треть высоты гор, находится западнее основного водораздела. Можно предположить, что Уральские горы не только воздымаются, но и медленно передвигаются на запад, что совпадает с представлениями Д.В. Наливкина (Наливкин, 1962).
- Осадконакопление в палеозое на Восточно-Европейской платформе начинается со среднего девона, а на территории Урала прекращается в среднем карбоне. Вероятно, что в этот период происходило наиболее активное тектоническое взаимодействие двух литосферных плит.
- При совмещении профилей геологической и геофизической информации по положению «трога» поверхности М появляется согласованность мощностей осадконакопления на всех профилях, начиная, по крайней мере, с ордовика. Исходя из этого Б.П. Рыжий заключил, что, по крайней мере с ордовика, уральский «трог» поверхности М или причины, приведшие к его формированию, уже существовали.

Статья написана с использованием архивных материалов доктора геол.-мин. наук, профессора Бориса Петровича Рыжего – основного автора идеи двумерной модели Урала.

Литература

Булашевич Ю.П. Информативность геотермии при изучении Уральской эвгеосинклинали // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 8. С. 76–83.

Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Об аномально низком тепловом потоке в Тагильском синклинории // Ядерно-геофизические и геотермические исследования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 4–12.

Глубинное строение Урала по геофизическим данным / Автонеев С.В., Ананьева Е.М., Башта К.Г. и др. // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 55–71.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонеев С.В., Гаврилова Н.Г., Тиунова А.М. Глав-

ные структуры коры и верхней мантии Уральского региона // ДАН. 1998. Т. 360. № 3. С. 397–401.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Температура литосферы Сибири по геотермическим данным // Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 60–71.

Колтышева Е.С. Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала // Уральский геофизический вестник. 2001. № 2. С. 37–41.

Колтышева Е.С. Сводные геолого-геофизические разрезы и некоторые особенности тектонической унаследованности Уральского региона // Материалы 7-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург, 2006. С. 122–123.

Колтышева Е.С. Особенности геодинамического развития восточной части Восточно-Европейской платформы и Урала по геофизическим и палеотектоническим данным // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С. 25–29.

Наливкин Д.В. Геология СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 814 с.

Новейшая тектоника Урала / Под ред. А.П. Сигова, В.А. Сигова. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 106 с.

Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000 (объяснительная записка) / Науч. ред. Т.Н. Спижарский. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 136 с.

Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 390 с.

Рыжий Б.П. Комплексные геофизические исследования земной коры Урала и его двумерная геолого-геофизическая модель // ГЕОФИЗИКА 21 века. Екатеринбург, 2001. С. 41–48.

Рыжий Б.П., Беллавин О.В., Начапкин Н.И., Колтышева Е.С. Палеогеодинамические исследования на основе седиментологического анализа с использованием геотензометров. Ин-т геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 19 с. – Рукопись деп. в ВИНИТИ. № 1482-1398.

Рыжий Б.П., Дружинин В.С., Колтышева Е.С., Рыжий Б.Б. Двумерная геолого-геофизическая модель Урала // Вторые геофизические чтения им. В.В. Федынского: Материалы международной научной конференции. М., 2000. С. 37–38.

Семенов Б.Г. Зависимость плотность-скорость и учет термодинамических условий при построении плотностной модели земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика. 1983. № 6. С. 90–98.

Федорова Н.В., Шапиро В.А., Тюрмина Л.О. Использование результатов аэромагнитных съемок и спутниковых данных для выделения длинноволновых магнитных аномалий: Препринт № 38 (652). М.: ИЗМИРАН СССР, 1986. 21 с.

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.

Чурсин А.В., Шапиро В.А., Карымов М.Г. и др. К вопросу о геомагнитной модели Урала // Региональная металлогения Урала и связь оруденения с глубинным строением. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 209–211.

УДК 550.837

НАБЛЮДЕНИЕ ЧАСТОТНОЙ ДИСПЕРСИИ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГРУНТОВЫХ ПЛОТИН

Федорова О.И. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрена методика изучения частотной дисперсии электросопротивления на грунтовой плотине. По результатам исследований обнаружены повышенные значения параметров дисперсии в местах утечек воды под основанием плотины и в зонах контактов осадочных горных.

Электрические зондирования, частотная дисперсия электрического сопротивления, частотный эффект, коэффициент частотной дисперсии.

OBSERVATION OF FREQUENCY DISPERSION OF ELECTRICAL RESISTANCE IN THE STADY OF SOIL DAMS

Fedorova O.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The technique for studying the frequency dispersion of electrical resistance on the soil dam is considered. Based on the results of the research, higher values of dispersion parameters were found in places of water leakage under the dam base and in contact zones of the sedimentary rocks.

Electrical soundings, frequency dispersion of electrical resistance, frequency effect, frequency dispersion coefficient.

Введение

Изучение состояния грунтовых плотин геофизическими методами проводится достаточно давно. В работах (Улитин и др., 2000; Федорова и др., 2013, 2016; Федорова, 2014) показано, что основными методиками, позволяющими выявлять дефекты в целостности полотна плотин, являются электроразведочные, как с кондуктивным, так и с индуктивным возбуждением электромагнитного поля. Наиболее широко применяется метод вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ).

Основная цель зондирований – изучение электросопротивления грунтового материала, слагающего плотину, а также подстилающих горных пород от поверхности плотины до некоторой глубины, зависящей от размера и разноса питающего и приемного диполей измеряющей установки. Исследования проводятся по гребню плотины. На геоэлектрическом разрезе определяются места пониженного сопротивления в теле и основании плотины, связанные с повышенной обводненностью грунта, приводящие к суффозионным процессам и постепенному разрушению плотины. Таким образом решается одна из задач дефектоскопии грунтового объекта.

Другая немаловажная задача – определение мест утечек воды в основании плотины. В этом случае изучение желательно проводить у ее подножья. Критерием оценки также является пониженное сопротивление в верхней части геоэлектрического разреза. Но проблема в том, что не всегда есть возможность провести работы в самом низу плотины, поэтому по результатам электрозондирований, проведенных по ее гребню, можно только предполагать о потенциальных местах утечек.

Известно, что с изменением частоты возбуждаемого электромагнитного поля, может меняться электрическое сопротивление пород (Астраханцев и др., 1977). Наблюдается частотная дисперсия в горных породах, содержащих вкрапления рудных проводящих минералов за счет вызванной поляризации. Метод частотной дисперсии применяется для поисков рудных месторождений. В осадочных породах, в основном глинах, песчаниках, алевролитах и глинистых породах, также при прохождении переменного тока может возникать вызванная поляризация двух типов: электроосмотическая на частотах 10^6–10^2 Гц за счет наличия узких пор и высокого значения ζ-потенциала; мембранная на частотах 10^2–10^{-1} Гц за счет разности поровых сечений контактирующих пор (Задорожная, 2011).

Представляет интерес исследования частотной дисперсии на грунтовой плотине для возможного применения в комплексном изучении искусственных грунтовых сооружений.

В статье приводятся результаты работ по изучению частотной дисперсии электросопротивления, выполненных на грунтовой плотине.

Экспериментальные исследования

Исследования проводились на плотине, ограждающей водоем жидких отходов (Свердловская обл.). Плотина высотой 10–13 м сложена из песчано-глинистого материала. Ранее здесь были выполнены геофизические работы различными модификациями электро- и сейсморазведки, выявлены аномальные зоны пониженного сопротивления в западной и восточной частях профиля, проходящего по гребню плотины (Федорова, Давыдов, 2014).

Изучали частотную зависимость электросопротивления пород в восточной аномальной зоне (пк46–58, рис 1, цветная вкладка), где на местности визуализируются утечки воды из водоема. Методика исследований заключалась в следующем. На точке наблюдений выполняли вертикальные электрические зондирования с разносами АВ: 3; 4; 5,6; 7,6; 10; 14; 20; 30; 40; 56; 76; 100 м. На каждом разносе возбуждали электромагнитное поле и измеряли разность потенциалов в приемном диполе на частотах: 1,22; 2,44; 4,88; 625; 1250; 2500 Гц. Такой ряд частот генерирует электроразведочная аппаратура ЭРА-МАХ.

По измеренным данным вычисляли кажущиеся сопротивления ($\rho_к$). На каждом пикете по значениям $\rho_к$ на частоте 4,88 Гц строили кривые зондирования. По программе IPI2win (1D – инверсия) выполнили количественную интерпретацию полученных кривых с построением геоэлектрического разреза (рис. 1*а*, цветная вкладка).

На точке измерений с увеличением частоты практически на всех разносах в той или иной степени наблюдалось понижение кажущегося сопротивления чаще всего до частоты 625 или 1250 Гц. Оценку частотной дисперсии электросопротивления проводили по двум параметрам: по частотному эффекту f_e (Hallof, 1964) и коэффициенту частотной дисперсии k (Кононенко и др., 1973):

$$f_e = (\rho_{\omega 0} - \rho_{\omega\infty})/ \rho_{\omega\infty},$$

где $\rho_{\omega 0}$ – сопротивление на низкой частоте; $\rho_{\omega\infty}$ – сопротивление на высокой частоте;

$$\rho_к(f_2) = \rho_к(f_1)(1-k\lg(f_2/f_1)),$$

где $\rho_к(f_1)$ – сопротивление на низкой частоте f_1; $\rho_к(f_2)$ – сопротивление на высокой частоте f_2.

При расчетах $\omega_0 = f_1 = 1$ Гц, $\rho_{\omega\infty}$ выбирали на частоте, где наблюдалось минимальное кажущееся сопротивление, а $f_2 =$ = 19 Гц.

Разрезы частотного эффекта и коэффициента частотной дисперсии построены от эффективной глубины $h_{эф}$ = АВ/4 (рис. 1*б*, *в*, цветная вкладка). Морфология разрезов схожа. Аномальная зона частотной дисперсии выявлена в районе 52–58 пикетов. Максимальные значения f_e составляют 0,3–0,38 наблюдаются на пикетах 56, 58 под плотиной на глубинах 12–25 м, в теле плотины значения 0,1–0,2 на пикетах 52–58. В не аномальной зоне в среднем значения f_e составляют 0,03–0,05. Максимальные значения коэффициента частотной дисперсии k = 0,2–0,24 наблюдаются под плотиной на пикете 56 и пикете 58 в области контакта глин и элювиальных суглинков, а также аллювиальных отложений и делювиальных суглинков. В теле плотины на пикетах 52–58 k = 0,06–0,16, в остальной части разреза – 0,03.

Область повышенных значений параметров частотной дисперсии совпадает с пониженными значениями удельного сопротивления ρ как в теле плотины, так и в горных породах под ее основанием (см. рис. 1*а*, цветная вкладка). Особенно это касается пикетов 56–58, где созредоточены контактные зоны разных пород. На пикетах 46–48 также наблюдаются пониженные значения ρ, но здесь частотная дисперсия практически отсутствует. На местности в низу плотины в районе пикетов 54–58 визуализируются утечки воды из водоема. Все это дает основание предполагать о свя-

зи повышенных значений частотной дисперсии электросопротивления с фильтрацией воды в зоне контактов различных осадочных пород.

Заключение

Выполнены экспериментальные исследования по изучению частотной дисперсии электросопротивления горных пород на грунтовой плотине. Применяли метод вертикальных электрических зондирований, меняя частоту возбуждения поля на каждом разносе, что позволило зафиксировать частотную дисперсию на разных глубинах. Фоновые значения частотного эффекта и коэффициента частотной дисперсии составили 0,03–0,05 и 0,03, а максимальные – 0,38 и 0,24, соответственно. Выявленная аномальная зона частотной дисперсии располагается в большей части под основанием плотины в месте визуализации утечек из водохранилища и приурочена к контактам осадочных горных пород разного вещественного состава и пористости, имеющим пониженное удельное сопротивление. Это говорит о фильтрации воды в основании плотины и в подстилающих породах. Возможно влияние фильтрации жидкости на частотную зависимость электросопротивления осадочных горных пород. Необходимо продолжить исследования частотной дисперсии на грунтовых сооружениях.

Литература

Астраханцев Г.В., Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Далатказин Ш.А. Методика и результаты изучения частотных характеристик кажущегося электрического сопротивления горных пород // Электрометрические исследования при поисках и разведке сульфидных месторождений. Свердловск, 1977. С. 15–19.

Задорожная В.Ю. Поляризационные свойства осадочных горных пород и руд: физические процессы, математическое моделирование и лабораторные измерения // Материалы Пятой всероссийской школы-семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли – ЭМЗ-2011. В 2-х кн. Кн. 2. СПб: СпбГУ, 2011. С. 256–259.

Кононенко И.И., Родионов П.Ф., Улитин Р.В., Человечков А.И. Методика и техника полевых работ и камеральной обработки в методе ВП на переменном токе // Фазовые и амплитудные измерения вызванной поляризации на рудных месторождениях. Свердловск, 1973. С. 71–85.

Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Федорова О.И., Петухова Ю.Б., Харус Р.Л. Геоэлектрика при решении геоэкологичеких и инженерно-геологических задач // Теория и практика геоэлектрических исследований: Сборник. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. Вып. 2. С. 84–98.

Федорова О.И. Комплексирование вертикальных и дифференциальных электрозондирований при инженерно-геологических и геоэкологических исследованиях // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 2. С. 38–46.

Федорова О.И., Горшков В.Ю., Маликов А.В. Изучение состояния грунтовых гидротехнических сооружений вертикальными и дифференциальными электрозондированиями // Уральский геофизический вестник. 2013. № 2. С. 54–58.

Федорова О.И., Давыдов В.А. Диагностика грунтовых гидротехнических сооружений электрическими и сейсмическими методами на примере Ельчевской плотины // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2014. № 6. С. 51–56.

Федорова О.И., Давыдов В.А., Байдиков С.В., Горшков В.Ю., Маликов А.В. Мониторинг состояния грунтовых плотин геофизическими методами // Уральский геофизический вестник. 2016. № 1. С. 53–57.

Hallof P.G. A comparison of the various parameters employed in the variable-frequency induce-polarization method // Geopfysics. 1964. V. 29. N 3. P 425–433.

УДК 550.504

ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ РАДОНА ИЗ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПОВТОРНОМ НАГРЕВЕ

Юрков А.К., Козлова И.А., Бирюлин С.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Исследуется сорбционная способность образцов горных пород при их нагревании. Приведены экспериментальные результаты последовательных циклов измерения объемной активности радона-222 в образцах глины и гранитного отсева при изменении их температуры до 300 ºС. Подтверждена возможная адсорбция радона на свободные поверхности трещинно-порового пространства образцов горных пород.

Эксперимент, циркуляционная схема, радон, температура, сорбция.

FEATURES OF RADON EXTRACTION FROM ROCK SAMPLES DURING REHEATING

Yurkov A.K., Kozlova I.A., Biryulin S.V. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Adstract. The sorption capacity of rock samples under heating is investigated. Experimental results of successive cycles of measurement of volumetric activity of radon-222 in samples of clay and granite dropout are shown when their temperature is changed to 300 ºC. The possible adsorption of radon to the free surfaces of the fissured-porous space of rock samples has been confirmed.

Experiment, circulation scheme, radon, temperature, sorption.

Введение

Исследование эманирующей способности различных систем в зависимости от их состава, кристаллической структуры, удельной поверхности и температуры, а также от периода полураспада и энергии отдачи радиоактивного инертного газа позволяет сделать ряд существенных заключений о физико-химическом состоянии системы, о внутренней поверхности тела, о фазовых переходах и т. п. Переход радона из объёма твёрдого вещества в окружающую среду происходит либо за счёт энергии отдачи, приобретаемой ядрами радона после альфа-распада материнских ядер радия, либо диффузией. При этом часть атомов радона остаётся в объёме твёрдого вещества и претерпевает радиоактивный распад, не попадая в сообщающееся поровое пространство. Изменения условий окружающей среды, в силу сравнительно слабой связи атомов радона с поверхностью, могут существенно повлиять на процесс эксхаляции (выделения) радона из горных пород.

Дискуссия о процессах сорбции/десорбции радона на образцах горных пород продолжается и в настоящее время. Сорбированный радон при обычных условиях практически не перемещается и не вносит вклад в эманирующую способность горных пород. При проведении экспериментальных исследований по определению коэффициента эманирования учитываются только атомы радона, находящиеся в поровом пространстве в свободном состоянии, так как растворенные в поровой жидкости и адсорбированные на поверхностях пор и трещин атомы не достигают измерительных детекторов из-за своего сравнительно малого времени жизни (5,5 суток). Тем не менее, при повышении температуры происходит переход некоторой части адсорбированного радона в доступную для измерений газовую фазу (Моррисон, 1980).

Целью данной работы было проведение двух последовательных циклов измерений объемной активности радона при нагревании одних и тех же образцов глины и гранитного отсева и подтверждение ранее полученных закономерностей (Козлова и др., 2012).

Постановка эксперимента

Лабораторная установка для проведения исследований состояла из радиометра радона AlphaGUARD, насоса, электрической нагревательной печи, термопары и реактора, в качестве которого использовал-

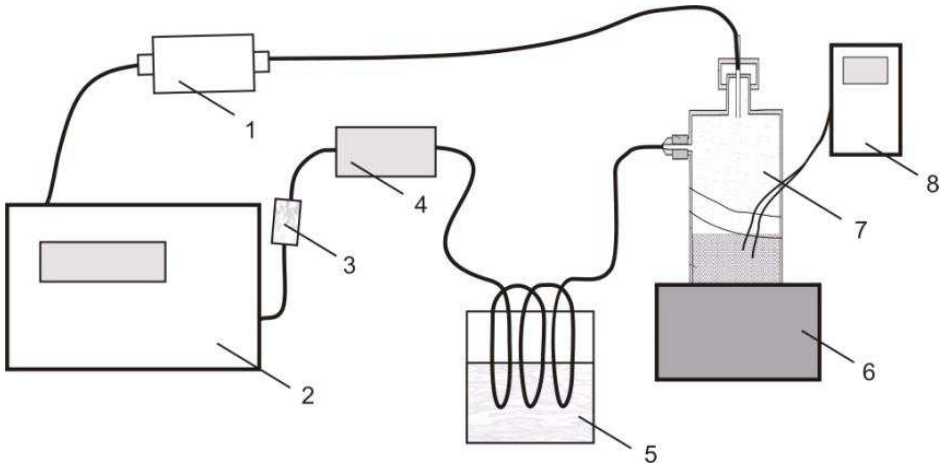


Рис. 1. Схема лабораторной установки
для измерений объемной активности радона в циркуляционном режиме:
1 – компенсатор давления; 2 – радиометр радона; 3 – фильтр; 4 – насос; 5 – охладитель;
6 – нагревательная печь; 7 – реактор; 8 – термометр (Козлова и др., 2012)

ся металлический корпус стандартного образца радона (Уткин, Юрков, 1997), позволяющий осуществить нагрев помещенного в него испытываемого образца до температуры 400 ºС и реализовать циркуляционную схему измерений (рис. 1). Для компенсации давления, увеличивающегося в циркуляционной схеме за счет повышения температуры воздуха, предусмотрен компенсатор давления. Для снижения температуры перед поступлением воздуха в измерительный прибор, в схему включен охладитель. Для уменьшения теплоотдачи в процессе эксперимента, реактор закрывали асбестовым экраном. Особое внимание было уделено соединительным шлангам. В предыдущих исследованиях использовались соединительные элементы из различных материалов, но экспериментальные исследования сорбционной способности соединительных элементов, показали существенное влияние на измеряемую величину объемной активности радона сорбционных эффектов на поверхностях соединительных элементов (Козлова и др., 2012). В проведенных экспериментах были использованы полиэтиленовые трубки, обладающие малой сорбционной способностью по отношению к радону. Исследования проводились на образцах гранитного отсева (фракция 1–2 мм) и сухой глины.

Суть эксперимента заключалась в следующем. Образец помещался в реактор и выдерживался 28 дней для установления радиоактивного равновесия между радоном и радием. Затем реактор включался в циркуляционную схему. Насос обеспечивал непрерывную циркуляцию воздуха по схеме. Измерения объемной активности радона (ОАР) производились с 10-минутным интервалом. После проведения фоновых измерений, включалась электрическая нагревательная печь, и начинался нагрев реактора с замерами термопарой текущей температуры на корпусе реактора. После достижения температуры 300 ºС, отключалось питание нагревательной печи и измерения продолжались при остывании реактора до начальной температуры.

Полученные результаты

На рис. 2 представлены результаты двух последовательных циклов измерений при нагреве до 300 ºС просушенной глины. Перерыв между завершением (остывание образца до первоначальной температуры) первого цикла и началом нагрева во втором цикле составлял 18 часов. Максимальное увеличение объемной активности радона в первом цикле достигало 930 Бк/м^3, во втором – 780 Бк/м^3.

Из рисунка видно, что характер изменения кривых температуры и ОАР практически одинаковый. Несовпадение максимумов температуры и объемной активности радона объясняется более медленным

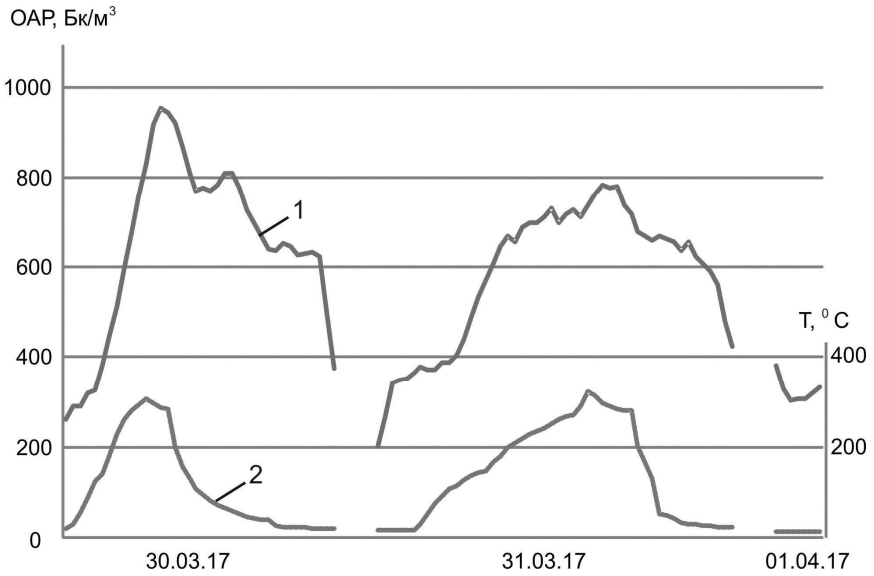


Рис. 2. Изменения объемной активности радона (1) и температуры (2) при нагревании глины

нагреванием образца в сравнению с металлической оболочкой реактора.

На рис. 3 представлены результаты двух последовательных циклов нагрева и остывания для образца гранитного отсева фракции 1–2 мм. В целом, характер изменения объемной активности радона аналогичен полученному для глины в предыдущем эксперименте.

Отличительным моментом является существенно больший промежуток времени снижения ОАР до первоначального уровня (115 часов) после остывания образца до начальной температуры.

Необходимо отметить, что неравномерное изменение температуры было обусловлено ступенчатым изменением напряжения на нагревательной печи и применением теплоизолирующего асбестового экрана, надеваемого снаружи на реактор. Характер изменения температуры, показанной на приведенных рисунках, отражает изменение температуры поверхности корпуса реактора в зоне его заполнения образцом. Реальный характер изменения температуры в объеме образца имеет более сложный характер и отстает относительно приведенного на рис. 2 и 3. В условиях

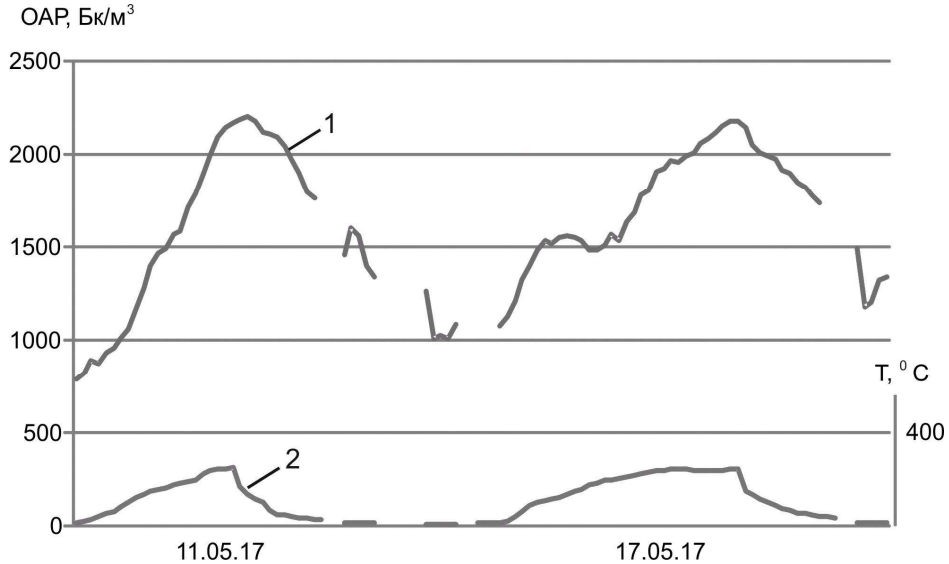


Рис. 3. Изменения объемной активности радона (1) и температуры (2) при нагревании гранитного отсева

данного эксперимента измерение температуры внутри образца не было реализовано.

Обсуждение результатов

Серия выполненных циклов измерений показала увеличение объемной активности радона при нагревании образцов и снижение ее до первоначального уровня при остывании. Значения объемной активности радона при нагреве увеличиваются в 3–5 раз. Это говорит о том, что количество выделившегося дополнительного радона существенно больше измеренного при обычных условиях. Так как дополнительный радон доступен для измерений в газовой фазе, то это означает, что он находится в сообщающемся трещинно-поровом пространстве в слабосвязанном состоянии и при нагревании происходит его выделение.

При остывании образцов гранитного отсева и глины величина ОАР возвращается на фоновый уровень, но за разный временной промежуток. Возвращение ОАР к исходному уровню свидетельствует о том, что выделившийся радон вновь перешел в связанное состояние и адсорбировался на свободные поверхности трещинно-порового пространства. Повторный цикл нагревания и остывания с этими же образцами показал аналогичное поведение объемной активности радона. Таким образом, выполненные эксперименты подтверждают наличие слабосвязанного радона в трещинно-поровом пространстве, переходящего в свободное состояние при нагревании образцов и его адсорбции при последующем остывании. Причем скорости процессов выделения и обратного поглощения атомов радона существенно различаются. Объяснить такое поведение ОАР возможно следующим образом. Во-первых, остывание самого образца происходит существенно медленнее, чем корпус реактора, на котором измеряется температура. Во-вторых, процесс проникновения выделившегося радона в поровое пространство образца при остывании носит диффузионный характер, в отличие от его выхода при нагревании. При нагревании выходу дополнительного радона из образца способствует температурная конвекция. При остывании процесс проникновения выделившегося радона обратно в поровое пространство образца замедляется более низкой температурой радона над поверхностью образца по сравнению с температурой внутри образца.

Работа частично выполнена при поддержке проекта УрО РАН №15-18-5-19.

Литература

Козлова И.А., Уткин В.И., Юрков А.К. Изменение эманирующей способности образцов гранита и глины при нагревании до 450 ºС // АНРИ. 2012. № 4. С. 66–70.

Моррисон С. Химическая физика поверхности твердого тела. М.: Изд-во Мир, 1980. 488 с.

Уткин В.И., Юрков А.К. Стандартный образец радона. Патент РФ № 2075092. Опубл. 10.03.97. Бюл. № 7.

УДК 550.837

О СНИЖЕНИИ ВЛИЯНИЯ ПОМЕХ ГАЛЬВАНИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ НА РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д., Сарвартинов А.И. – Институт геофизики имени, Екатеринбург

Аннотация. Установлено, что электромагнитные помехи поперечных составляющих в системе координат, связанной с направлением диполя источника помех, имеют по обе стороны от нее разную полярность, а естественное поле – одинаковую. Измерение поля в симметричных, относительно источника помех, пунктах местности и последующее суммирование позволяет скомпенсировать влияние гальванических помех и уменьшить искажения кривых магнитотеллурического зондирования.

Магнитотеллурика, индустриальные помехи, геомагнитные вариации, поляризация.

REDUCTION OF INTERFERENCE OF GALVANIC SOURCES OF CULTURAL NOISES ON THE RESUSLTS OF MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS

Astafiev P.F., Vishnev V.S., Konoplin A.D., Sarvartinov A.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Cultural electromagnetic noise of grounded sources (such a direct current railways) is serious problem in magnetotellurics. This kind of noise may be significantly reduced by using sum of transverse component of electric field and along component of magnetic field obtained by magnetotelluric station placed on opposite sides of railway line with equal distance from railway on orthogonal line. On the sites of magnetotelluric measurements transverse to railway electric and along magnetic components contaminated by noise with approximately equal amplitude and opposite phase, therefore sum of them gives more free of noises time series and consequently less biased sounding curves. Results of real data processing are brought.

Magnetotellurics, cultural noises, geomagnetic variations, polarization.

Введение

Гальванические источники помех являются распространённым классом помех при выполнении электроразведочных исследований методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Как правило, такими источниками являются трубопроводы с катодной защитой, электрические железные дороги (ЭЖД), энергоёмкие производства. Помехи от таких источников попадают в измерительные каналы электрического и магнитного поля, поэтому простые критерии разделения полезного сигнала от помехи в этом случае малоэффективны или вовсе неприменимы. Обработка таких первичных данных типовыми процедурами приводит к появлению специфических искажений на кривых зондирования в определённом диапазоне периодов. Помехи от таких источников могут быть неотличимы по формальным критериям от магнитотеллурического поля, но при этом полученная в результате обработки такой записи поля кривая зондирования будет отличаться от кривой, построенной по записи поля чисто магнитотеллурического происхождения. Характерные искажения кривой, вызванные попаданием помехи гальванического источника в измерительные каналы измерительной аппаратуры, иногда можно распознать по следующим признакам: на фазовой кривой искажения проявляются значениями близкими к нулевому или даже сменой знака фазы; на амплитудной кривой модуля магнитотеллурического импеданса $|Z|$ – постоянными или даже возрастающими значениями в определённом диапазоне периодов. Построение геоэлектрического разреза по таким данным будет приводить к появлению несуществующих в разрезе высокоомных слоёв. Притом, что помеху иногда

можно распознать в результате обработки, построить неискаженную кривую по таким данным уже нельзя.

В случае ручного способа обработки экспериментальных данных и редкой сети измерения, имеющих место до появления автоматизированных цифровых электроразведочных станций, с помехами можно было бороться, располагая пункты наблюдения геомагнитных вариаций на значительном расстоянии от источника помех, удлиняя время измерения и исключая те интервалы регистрации поля, где амплитуда помехи оказывалась намного больше амплитуды полезного сигнала. С внедрением в практику автоматизированных геофизических станций и повышением плотности сети наблюдений, упомянутые методы подавления помех стали невыполнимыми. Кроме того, разбиение исходной записи поля на спокойные и зашумлённые участки укорачивает максимальный период, для которого могут быть рассчитаны кривые зондирования.

Работа посвящена изучению структуры поля – помех от линейного гальванического источника помех и выявлению методических приемов, уменьшающих влияние этих помех на результаты зондирования.

В качестве источника помех рассматривается ЭЖД, как наиболее распространённый и мощный источник. Помеха от ЭЖД является наиболее частым видом помехи, что обусловлено мощностью источника (типичная мощность локомотива составляет единицы мегаватт), большой разветвлённости железнодорожной сети, а на Урале (и в других сходных регионах) – особенностями геоэлектрического разреза. Помеха от ЭЖД может распространяться на десятки километров от рельсового пути, поэтому при проведении исследований методом МТЗ под влияние помех может попадать значительная часть объёма исследований.

Необходимый минимум сведений об электрической железной дороге и основные характеристики наиболее интенсивных помех от ЭЖД

Электрическая железная дорога в общем случае состоит из участков переменного, постоянного и смешанного тока. На каждом из них электровозы питаются от тяговых подстанций с помощью секционированного контактного провода и электрически неразрывного рельсового пути (Марквардт, 1965). Поскольку рельсы через шпалы и балласт заземлены, то в передаче электричества участвует и земля (грунт). Ток к тяговым подстанциям подается либо от районной сети, либо непосредственно от кольцевой энергосистемы. Соединение выпрямительных или понижающих агрегатов подстанций с секциями контактного провода и рельсами осуществляется по кратчайшему расстоянию воздушными (реже кабельными) линиями, называемыми подводящими и отводящими фидерами. Тяговые подстанции строятся, обычно, на больших железнодорожных станциях, и для контактной сети последних предусматривается отдельный фидер. Если рядом имеется локомотивное депо, то специальный фидер предусматривается и для депо. Общеприняты две схемы энергоснабжения электровозов: односторонняя и двухсторонняя. При односторонней схеме каждая секция контактного провода подсоединена лишь к одной из подстанций, двухсторонней – к двум соседним, работающим параллельно. Цепи питания нетяговых потребителей, системы сигнализации, системы автоматики и др. прокладываются обычно в непосредственной близости от железнодорожного полотна с использованием рельсового пути в качестве провода. Подводящие и отводящие фидеры в своей начальной части идут, как правило, параллельно друг другу, и только около точек подсоединения к рельсам и к контактному проводу один из них заканчивается, а другой становится вертикальным. То есть местоположение железной дороги в какой-то степени предопределяет структурные особенности, если не всех, то большинства типов вышеупомянутых техногенных помех. Остановимся на самых интенсивных из них подробнее.

Специальные электроразведочные измерения, произведенные вблизи рельсовых

путей с помощью фоторегистрирующей аппаратуры, показывают (Ковалевский и др., 1961; Чезор, 1987; Вишнев, 2003), что самыми мощными среди электромагнитных помех от ЭЖД являются апериодические импульсы, выступающие на сильно изрезанном, но в целом слабо дрейфующем относительно условного нулевого уровня фоне в виде ступеней различной полярности. Они инициируются изменяющими свой режим энергопотребления электровозами, из-за чего имеют существенно непостоянные амплитудные и пространственные распределения. В случае железнодорожной ветки с уплотненным расписанием движения поездов временные промежутки между высокоамплитудными (по сравнению с геомагнитными вариациями) импульсами на расстояниях 1–5 км от рельсов бывают от нескольких секунд до первых сотен секунд, на 10–20 км – от единиц до десятков минут, а дальше 30–40 км помехи практически незаметны. Значения напряженности электрических составляющих поля-помех вблизи ЭЖД на высокоомных геологических разрезах достигают нескольких тысяч, на низкоомных – нескольких сотен милливольт на километр, магнитных (независимо от разреза) – единицы–первые десятки нанотесла. Фронты импульсов при удалении от рельсов выполаживаются, при приближении к рельсам – становятся круче. Сдвиги фаз между их различными составляющими в точках местности, где они еще хорошо измеряемы, пренебрежимо малы.

Морфологические характеристики электрических (E_x, E_y) и магнитных (H_x, H_y, H_z) составляющих нормального поля тяговой сети ЭЖД изучались средствами математического моделирования. Результаты опубликованы в работе (Вишнев, 2007).

Из анализа расчётов вытекает: площадные распределения E_y и H_x, E_x и H_y (ось x перпендикулярна, y – параллельна преимущественному направлению дороги) попарно похожи. Но скорость изменения E_x и E_y с ростом координат x и y сильно отличается от скорости изменения H_x и H_y. Поэтому способ вычисления параметра $\rho_к$ ($\rho_т$) по спектральным разложениям импульсов ΔE_i, ΔH_j, используя формулы МТЗ, для изучаемого сигнала непригоден, и на кривых МТЗ, полученных вблизи ЭЖД, появляются участки с неправдоподобными значениями $\rho_т$.

Однако прямолинейная железнодорожная ветка для одних составляющих вектора магнитной и электрической напряженности является, как следует из анализа, осью симметрии, для других – осью инверсии. Это, вероятно, можно использовать для уменьшения влияния помех от ЭЖД (хотя бы) на некоторые компоненты магнитотеллурического поля. Действительно, в смежных относительно рельсовых путей пунктах составляющие E_x, H_y, H_z техногенного поля имеют разные, а магнитотеллурических вариаций – одинаковые знаки, причем модули их амплитуд попарно равны. Значит, сумма соответствующих составляющих электромагнитного поля, измеренного синхронно на симметричных относительно ЭЖД пикетах наблюдения, будет свободна (или практически свободна) от влияния помех.

Проверим это на полевом материале.

Экспериментальное опробование предлагаемых приемов

Для экспериментальной проверки предлагаемой методики были выбраны две записи поля, синхронно выполнявшихся в пунктах МТЗ Соровское и Мингали, расположенных примерно симметрично рельсовому пути железнодорожной ветки г. Шадринск – г. Курган. Измерения выполнялись с использованием аппаратуры МТЗ MTU-5A производства фирмы Phoenix Geophysics. Аппаратура использует спутниковую синхронизацию измерений, что необходимо для выполнения исследований по предлагаемой методике. Для вычисления записи поля с подавлением помех ЭЖД был выделен общий интервал записей на обоих пунктах. Затем было выполнено преобразование координат из координатной системы пунктов наблюдения в координатную систему, связанную с ЭЖД (поворот системы координат на горизонтальной плоскости):

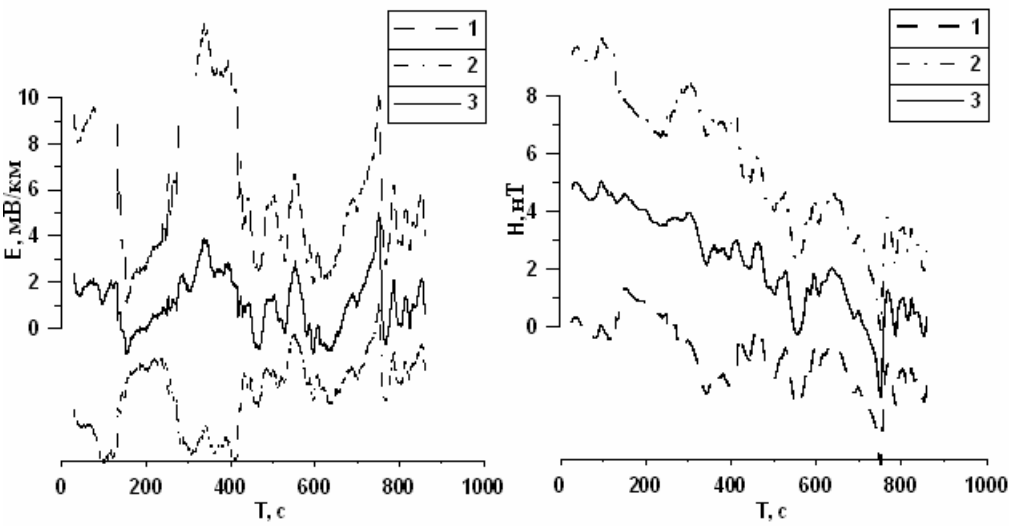


Рис. 1. Первичные записи поля поперечной электрической составляющей (слева) и продольной магнитной составляющей (справа):
1 – точка Мингали, 2 – точка Соровское, 3 – среднее по сумме составляющих поля

$$A_x' = A_x \cos(\alpha) + A_y \sin(\alpha)$$
$$A_y' = A_y \cos(\alpha) - A_x \sin(\alpha),$$

где α – угол поворота (разность азимутов ЭЖД и системы наблюдений МТЗ); A_x, A_y – исходные значения соответствующих составляющих (x и y) электрического и магнитного каналов каждого из пунктов наблюдения; A_x', A_y' – координатные составляющие в системе координат ЭЖД.

Затем было выполнено покоординатное суммирование записей и вычисление среднего для каждой из составляющих:

$$A_x'' = (A_{1x}' + A_{2x}') / 2$$
$$A_y'' = (A_{1y}' + A_{2y}') / 2,$$

где A_x'', A_y'' – суммарные координатные составляющие.

Полученная в результате этих операций запись поля подверглась обработке, в результате которой были построены кривые зондирования.

Рассмотрим полученные результаты. Во временной области видно, что сигнал перпендикулярной направлению ЭЖД электрической составляющей (E_x) и продольной магнитной составляющей (H_y) (рис. 1) содержат как вариации естественного магнитотеллурического поля (квазисинусоидальные пульсации в интервале времени 430–630 с), так и ступенчатые импульсы помех ЭЖД (в интервалах времён 0–180 с и 230–430 с). При этом можно заметить, что помехи ЭЖД имеют противоположный знак, а магнитотеллурическое поле – одинаковый. В суммарном поле ступенчатые помехи ЭЖД значительно ослаблены.

Графики спектральной плотности мощности наблюденных полей и суммарных полей (рис. 2) показывают, что в диапазоне периодов влияния помех суммарное магнитное поле меньше, чем каждое из слагаемых, что и указывает на подавление помех в этом диапазоне.

Спектральная плотность мощности позволяет отметить ещё одну особенность: магнитное поле (как естественное поле – полезный сигнал, так и поле помехи) более однородно, т. е. меньше отличается в точках наблюдения. На электрическое поле влияют локальные неоднородности среды, из-за чего степень подавления помех по электрическим каналам может быть хуже и при дальнейшем развитии предлагаемой методики может быть более целесообразно выполнять суммирование по магнитным полям отдельно установленных станций и использовать суммарное поле в обработке данных профильных точек.

Результаты обработки первичных данных по стандартной методике на каждом из пунктов наблюдения показывают, что

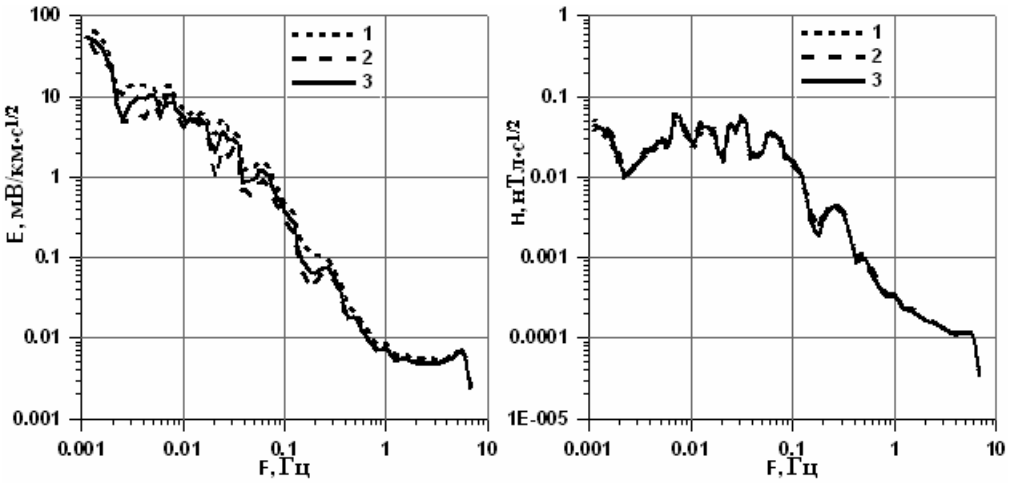


Рис. 2. Спектральные плотности мощности поля поперечной электрической составляющей (слева) и продольной магнитной составляющей (справа):
1 – точка Мингали, 2 – точка Соровское, 3 – среднее по сумме составляющих поля

модуль составляющей Z_{xy} магнитотеллурического импеданса возрастает на точке Мингали в диапазоне периодов 1–20 с, а фаза имеет значение около нуля и даже меняет знак, что не укладывается ни в одну возможную физико-геологическую модель среды (рис. 3).

Это характерный результат влияния помех от ЭЖД. Кривые модуля и фазы составляющей Z_{xy} импеданса, полученные в результате обработки суммарной записи поля, таких особенностей не имеют, т. е. свободны от влияния помех. Составляющая Z_{yx} не может быть скорректирована суммированием полей по разным сторонам от источника помех, но она и менее подвержена влиянию помех (рис. 4).

Таким образом, применение предлагаемых методических приемов измерения поля и обработки магнитотеллурических данных позволяет улучшить конечный результат МТЗ.

Заключение

В процессе выполненных работ установлено, для уменьшения искажающего влияния электромагнитных помех от ЭЖД на кривые МТЗ нужно точки наблюдения соответствующего профиля геофизических работ расположить по возможности симметрично относительно рельсового пути и измерения в симметричных пунктах производить синхронно. Тогда импульсы поля-помех некоторых его составляющих будут примерно равны по амплитуде и противо-

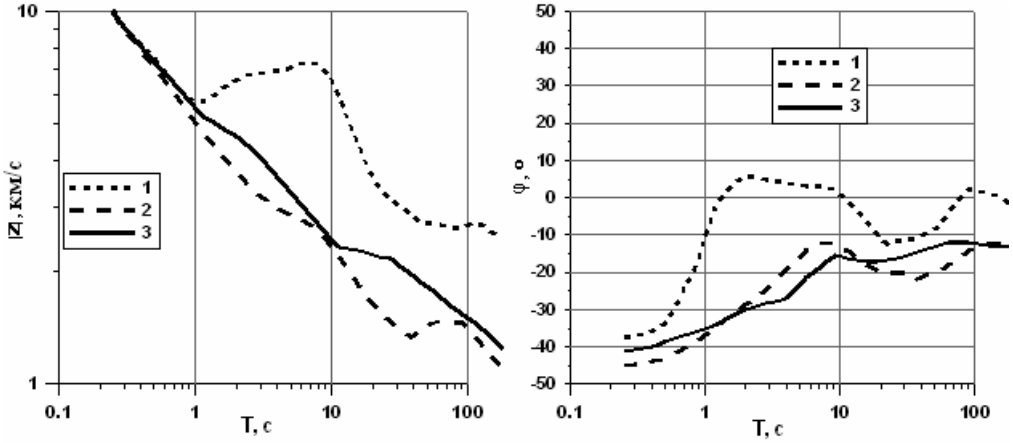


Рис. 3. Кривые модуля (слева) и фазы (справа) составляющей Z_{xy} магнитотеллурического импеданса:
1 – точка Мингали, 2 – точка Соровское, 3 – результат по сумме составляющих поля

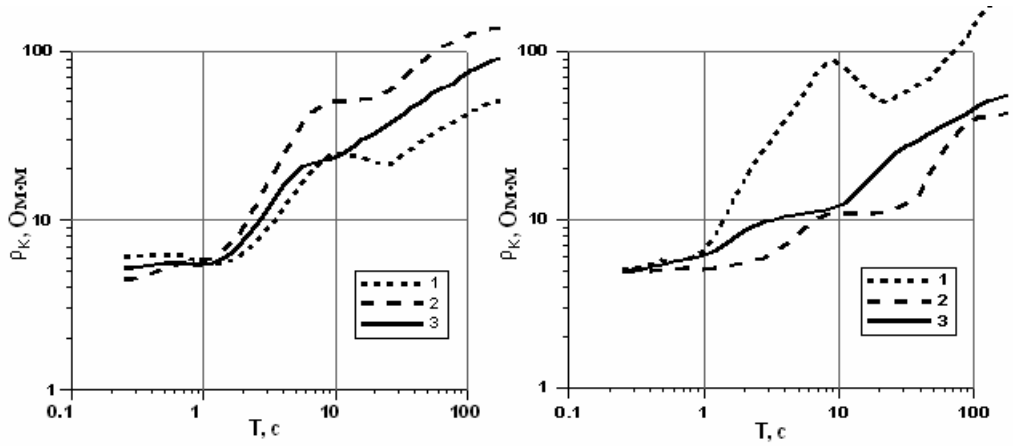


Рис. 4. Кривые кажущегося сопротивления ρ_{xy} (слева) и ρ_{yx} (справа), полученные в результате обработки каждой из точек по отдельности и совместно: 1 – точка Мингали, 2 – точка Соровское, 3 – результат по сумме составляющих поля

положны по знаку. Суммы числовых рядов соответствующих составляющих магнитотеллурического поля будут свободны, или практически свободны, от влияния помех, создаваемых ЭЖД. Их использование при обработке полевых материалов позволяет повысить качество кривых МТЗ. В данной работе рассматривалась ЭЖД как наиболее распространённый и наиболее сильный источник помех, однако предлагаемые приёмы применимы и к другим типам линейных гальванических источников.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7 (№ 15-18-5-54).

Литература

Вишнев В.С. Результаты математического моделирования электроразведочного сигнала, выделяемого из импульсных помех от тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2007. № 2, 3. С. 35–47.

Вишнев В.С. Некоторые характеристики техногенного электромагнитного импульсного поля тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 16–23.

Ковалевский И.В., Микерина Н.В., Новыш В.В., Городничева О.П. Изучение блуждающих токов от электрифицированной железной дороги и характер их затухания в районе Южного Урала // Геомагнетизм и аэрономия. 1961. Т. 1. № 5. С. 825–829.

Марквардт К.Г. Энергоснабжение электрических железных дорог. М.: Транспорт, 1965. 464 с.

Чезор М.П. Некоторые результаты изучения влияния помех от электрифицированной железной дороги на геомагнитные измерения // Аппаратура, методика, интерпретация геофизических исследований: Сборник. Казань: Изд-во Казанского университета, 1987. С. 159–167.

УДК 550.8.053

ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Впервые построена объёмная разломно-блоковая плотностная модель верхней части литосферы северо-западной окраины Западно-Сибирской платформы. На основе 3D плотностной модели и геолого-геофизических данных составлена схема тектонического районирования консолидированной коры и верхней мантии, отображающая современное сложное состояние геосреды.

3D плотностная модель, верхняя часть литосферы, глубинное строение, схема тектоники.

INHOMOGENEUMS DENSITY OF UPPER PART LITHOSPHERE OF NORTH WEST REGION OF THE WEST SIBERIAN PLATFORM

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu. – Institute of Geophysics UB of the RAS, Yekaterinburg

Abstract. For first time, volume density model of upper part lithosphere of northwestern region of the West Siberian Platform was constructed. Based on the 3D density model and geological and geophysical data, a tectonic zoning scheme for consolidated Earth`s crust and upper mantle is compiled, reflecting the modern complex state of the geo-environment.

3D density model, upper part of lithosphere, deep structure, tectonics scheme.

Введение

Существующие тектонические карты и схемы северо-западной окраины Западно-Сибирской плиты (66–70º с. ш., 64–74º в. д.) построены с учетом использования результатов интерпретации различного набора геолого-геофизических данных.

Представители первого направления за основу обычно принимают результаты качественной интерпретации потенциальных геофизических полей и их анализ в соответствии с господствующей плиттектоникой. Примером таких построений может служить тектоническая карта России 2007 года, составленная под редакцией Е.Е. Милановского (Тектоническая карта … , 2007). На ней фундаментом отложений Mz-Kz является комплекс молодой Западно-Сибирской плиты (ЗСП), ограниченный в северной части (до широты 72º с. ш.) Новоземельской микроплитой с позднедокембрийским фундаментом; в южной части (68–64º с. ш.) – комплексами Уральской складчатой системы (герциниды). Восточное положение уралид (Приуральская область ЗСП) южнее 68º на карте не показано. Система рифтов с кайнотипным вулканизмом захватывает большую часть п-ова Ямал с некоторыми её изменениями восточнее Обской губы. В районе 66–69º в. д. и 71–72º с. ш. отмечены отрицательные структуры подобные рифтовой зоне, имеющие ограниченное развитие и представленные сбросами и сдвигами различных направлений.

Второе направление построения тектонических карт связано с использованием конкретной геологической и сейсмической информации по ОГТ. При этом надо иметь ввиду, что основной показатель, принимаемый при определении поверхности фундамента кристаллической коры, – подошва расслоенной части временного разреза ОГТ, допускает противоречивые оценки глубин, поскольку во многом он зависит от технологии сейсмических работ, допускающей некоторый произвол при построении геологической модели. Также следует отметить, что возможности этого метода для изучения более глубоких горизонтов земной коры, включая поверхность Мохоровичича (*M*), ограничены по сравнению с ГСЗ. Сведения о поверхности *M* в Центральной структуре Урала по данным ОГТ вообще отсутствуют. Основные причины такой неоднозначной информации по методу ОГТ связаны с объёмной картиной распределения сейсмоплотностных неод-

нородностей и сложным тектоническим строением исследуемой территории.

Наиболее полно второй подход представлен в работах (Бочкарев и др., 2010; Бочкарев, Чувашов, 2014). Он сводится к следующим моментам:

Полуостров Ямал и соседние с ним структуры южнее Карского моря представлены древними докембрийскими породами, перекрытыми складчатыми отложениями палеозоя различного состава и возраста. Приуральская часть ЗСП приходится на область развития уралид, которые прослеживаются значительно севернее рассматриваемой территории до субширотного коридора на уровне северо-восточной окраины Новой Земли (75–76º с. ш.). Рифтовые зоны и сопровождающий их кайнотипный вулканизм имеют ограниченное развитие, что подтверждается результатами бурения, в частности, для п-ова Ямал отмечена только одна локальная зона кайнотипного вулканизма. Региональная система рифтов, обусловленная, по мнению сторонников плиттектоники, растяжением Западно-Сибирского океана, отсутствует (так же как и сам океан). Сделан общий вывод о том, что использование только потенциальных полей и представлений о тектонике не даёт нужной информации о строении консолидированного фундамента.

Таким образом, имеются противоречивые мнения исследователей по основным вопросам тектоники и геодинамики консолидированного фундамента. Общим недостатком рассматриваемых подходов, на наш взгляд, является не учёт специфики глубинного строения земной коры. Это обусловлено, во-первых, практически отсутствием соответствующей информации по исследуемой территории, во-вторых, игнорированием имеющихся данных о квазислоистой разломно-блоковой плотностной модели верхней части литосферы северо-западной окраины Западно-Сибирской плиты, что подчёркивает необходимость и актуальность выполненных исследований. Следует добавить, что для Уральского региона значение 3D плотностных моделей для тектонического районирования консолидированного фундамента и решения геодинамических проблем показано в работах (Дружинин и др., 2014а; 2015) и работе (Дружинин и др., 2017б).

Содержание работы

Цель настоящей работы – создание 3D слоисто-блоковой плотностной модели верхней части литосферы (ВЧЛ) северо-западной окраины Западно-Сибирской плиты (66–70º с. ш., 64–74º в. д.) и на ее основе схемы тектонического районирования кристаллической коры по комплексу геолого-геофизических данных, в первую очередь сейсмических и гравитационного поля. Для этого были проанализированы вновь полученные данные по Полярно-Уральскому трансекту, новые данные о строении допалеозойского комплекса при бурении Янги-Юганской глубокой параметрической скважины (забой на глубине 4050 м) (Горбачев и др., 2013) в увязке с имеющейся информации по ГСЗ (геотраверс АГАТ-1, отработанный Центром региональных геофизических исследований «Геон», сводный разрез по Салехардскому профилю).

В соответствии с задачей исследований основное внимание в работе уделено составлению объемной плотностной модели консолидированной коры, к которой отнесены комплексы, расположенные между поверхностью отражающего горизонта *А* и подошвой земной коры. Схема рельефа поверхности *М* составлена на основе ограниченной информации по данным ГСЗ с использованием качественной зависимости, установленной для типовых подразделений геологической среды Уральского региона: стабильные древние массивы, пограничные разновозрастные зоны, отрицательные структуры (авлакогены, грабены впадины). Составленная таким образом схема рельефа поверхности *М* представлена на рис. 1 (цветная вкладка).

Погрешность определения границы М по сейсмическим данным составляет в среднем 1–2 км. Рассмотрим, как погрешность в определении мощности блоков кристаллической коры сказывается при построении объемной плотностной моде-

ли? Возьмем блок коры со средними параметрами: плотность σ = 2,84 г/см^3, глубина кровли $H_к$ = 2750 м, глубина подошвы $H_п$ = = 42000 м, мощность = 39250 м, площадь горизонтального сечения бока S = 2624 км^2, что соответствует средним размерам блока L = 51×51км. При постоянной мощности гравитационный эффект, создаваемый блоком при плотности вмещающей среды σ = 3,02 г/см^3, равен Δg = -0,056 мГал при σ = 2,82 г/см^3 и Δg = -0,046 мГал при σ = 2,86 г/см^3. Чтобы получить соответствующий гравитационный эффект при постоянной плотности σ = 2,84 г/см^3 необходимо в первом случае глубину подошвы $H_п$ увеличить до 44 км, втором случае – уменьшить до 40 км. Следовательно, изменение плотности блока на 0,04 г/см^3 соответствует изменению глубины подошвы блока на 4 км. Таким образом, характер зависимости аномалий поля силы тяжести зависит в большей степени от плотности блока, значение которой подбирается в процессе гравитационного моделирования, чем от его мощности.

В монографии (Дружинин и др., 2014а) в результате выполненного качественного анализа была составлена схема тектонического районирования, на которой показано продолжение основных глубинных структур Приуральской области, установленных на более южных широтах, в приполярную и заполярную части ЗСП. Это продолжение оказалось весьма сложным, что подтверждают имеющиеся геологические данные и карта рельефа отражающего горизонта *А*. Но эта сложность порождает и принципиально разные толкования о строении структур и их тектонической принадлежности, следствием чего являются разные оценки нефтегазоперспективности относительно новых площадей (западная часть Карского моря) и нижерасположенных отложений.

3D плотностная модель

Для построения плотностной модели использовался метод гравитационного моделирования, основой которого является расчет гравитационного эффекта от верхней части литосферы северо-западной окраины ЗСП. Разломно-блоковые модели являются наиболее адекватными геологической среде. Согласно этой модели сейсмогеологические этажи (СГЭ) верхней части литосферы состоят из блоков горных пород различных размеров, подчиняющихся иерархической последовательности. Модель изучаемого района состоит из нескольких СГЭ, каждый из которых аппроксимируется набором вертикальных усеченных призм однородной плотности. В горизонтальном сечении призма имеет многоугольник произвольной формы. Плотностная модель строится до глубины 80 км, что согласуется с имеющимися сейсмическими и сейсмогеологическими данными. Предполагается, что ниже этого уровня верхняя мантия однородна в пределах одного региона. Расчет гравитационного поля модели осуществляется относительно единой плотности, равной средневзвешенному значению плотности всех блоков стартовой модели. Гравитационный эффект вычисляется раздельно от каждого СГЭ с последующим анализом его влияния на суммарное поле.

Деление на блоки сейсмогеологических этажей стартовой модели проводилось с учётом зависимости плотности пород мезозойско-кайнозойского осадочного чехла отложений от их мощности, определяемой по рельефу отражающего горизонта *А* (рис. 2, цветная вкладка), и намеченной типизации геологических структур по основным параметрам (мощность (рис. 3, цветная вкладка) и плотность кристаллической коры) и их проявлению в региональных геофизических полях. Правомочность такого подхода была продемонстрирована составлением прогнозной модели земной коры по геотраверсу Уралсейс (Южный Урал) (Дружинин и др., 2014а) и аналогичной по северо-западной части Приуральской области (район Полярного трансекта) (Дружинин и др., 2014б), которые подтвердились в основных чертах.

Стартовая плотностная модель Ново-Портовской площади состоит из 4-х сейсмогеологических этажей:

– 0–дно Обской и Байдарацкой губы в

Таблица 1. Осадки (0–*A*)

Блоки слоя осадков	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее значение
Плотность (г/см^3)	1,75	2,85	2,27
Глубина кровли (м)	0	200	17
Глубина подошвы (м)	500	11000	4600
Мощность (м)	400	10900	4600

Примечание: среднее значение площади блоков слоя осадков 1735 км^2. Среднее значение размеров блока слоя осадков 41×41 км.

Таблица 2. Кристаллическая кора (*A–M*)

Блоки слоя кристаллической коры	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее значение
Плотность (г/см^3)	2,75	2,96	2,84
Глубина кровли (м)	500	11000	2600
Глубина подошвы (м)	38000	54000	45000
Мощность (м)	29000	53000	43000

Примечание: среднее значение площади блоков слоя кристаллической коры 2370 км^2. Среднее значение размеров блока слоя кристаллической коры 48×48 км.

Таблица 3. Верхняя мантия (*M*–80)

Блоки слоя верхней мантии	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее значение
Плотность (г/см^3)	3,28	3,41	3,34
Глубина кровли (м)	38000	54000	45000
Глубина подошвы (м)	80000	80000	80000
Мощность (м)	26000	42000	35000

Примечание: среднее значение площади блоков слоя верхней мантии 6300 км^2. Среднее значение размеров блока слоя верхней мантии 79×79 км.

пределах исследуемой территории. Количество блоков – 127. Плотность водных масс принята 1 г/см^3;

– осадки (0–*A*). Количество блоков – 323. Плотности блоков сняты с карты мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы М 1:500000 (ОАО «СибНац», 2011);

– кристаллическая кора (*A–M*). Количество блоков – 227;

– верхняя мантия (*M*–80). Количество блоков – 87. В связи с крайне ограниченными сейсмическими данными на начальном этапе моделирования всем блокам верхней мантии задавалось значение 3,33 г/см^3. Блоковое строение сейсмологических этажей 3D плотностной модели представлено на рис. 4.

Гравитационное моделирование выполнено относительно единой плотности 3,02 г/см^3 для площади 66–70º с. ш. и 64–74º в.д. по сетке 10×10 км. Карта гравитационного поля в редукции Буге М 1:1000000 представлена на рис. 5 (цветная вкладка). Для исключения краевых эффектов при моделировании территория исследований была расширена до границ: 62–72º с. ш. и 62–76º в. д. В процессе моделирования подбирались плотности блоков кристаллической коры и верхней мантии, плотности блоков водных масс и осадков считались известными. Среднеквадратическое отклонение вычисленного и исходного гравитационного поля в точках сетки 10×10 км составило ≈6 мГал. Усредненные параметры блоков 3D плотностной модели Ново-Портовской приведены в табл. 1, 2, 3. Средние значения размеров блоков увеличиваются с глу-

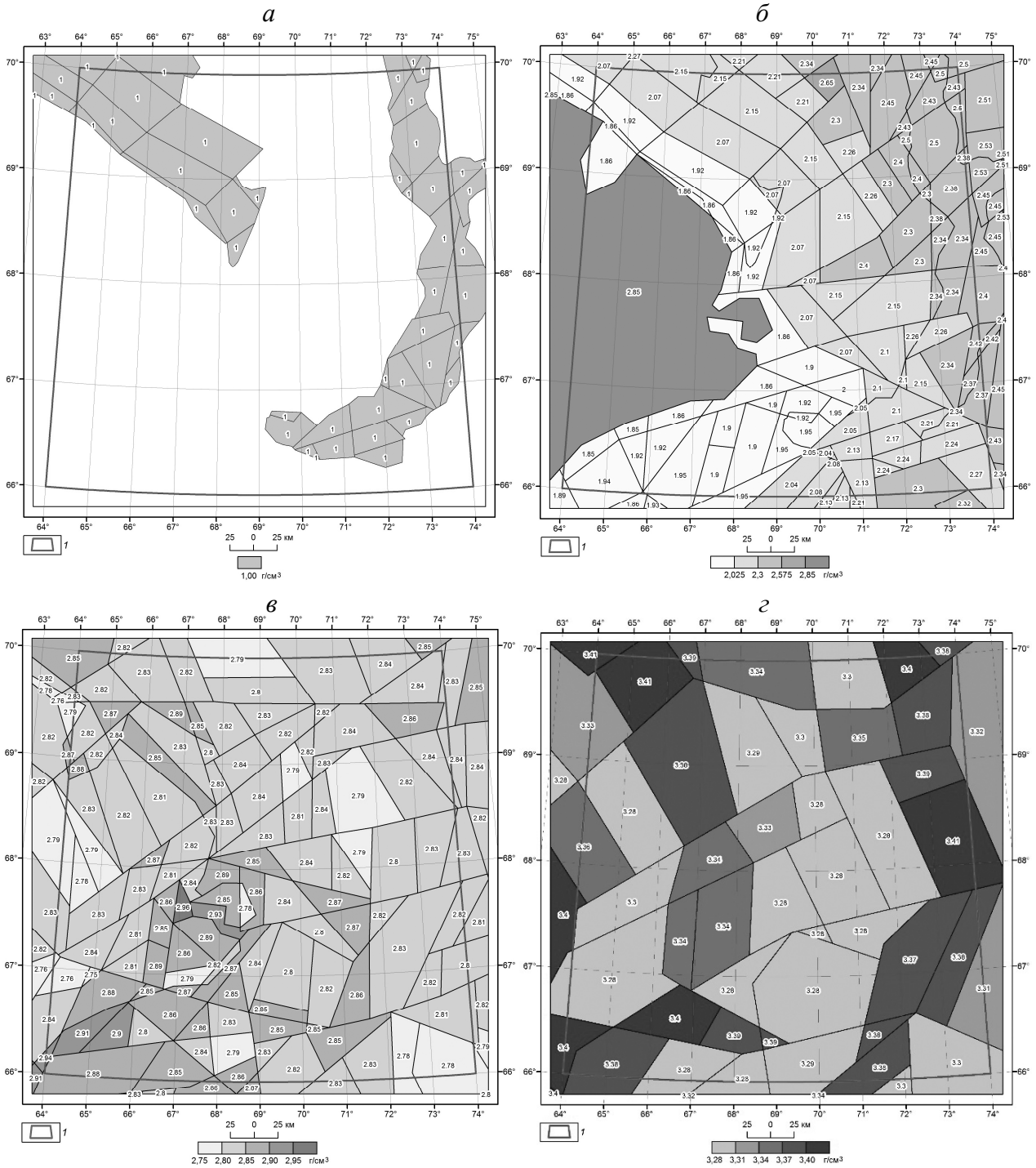


Рис. 4. Схемы блоков плотностной модели Ново-Портовско-Салехардского района:
а – слой 0–дно Байдарацкой и Обской губы; *б* – слой 0–*А*; *в* – слой *А*–*М*; *г* – слой *М*–80.
1 – контур Ново-Портовско-Салехардского района

биной, образуя иерархическую последовательность. Средние значения плотности СГЭ не противоречат стандартным значениям плотности верхней части литосферы, что может свидетельствовать об адекватности геологической среде 3D плотностной модели (рис. 6, цветная вкладка).

Основные результаты

1. Впервые составлена схема тектоники ВЧЛ в составе консолидированной коры (*А*–*М*) и верхов верхней мантии (*М*–80), которые характеризуют сложное тектоническое строение территории. Контуры основных подразделений ВЧЛ образуют

своеобразную Обско-Ямальскую дугу (ОЯД) с отклонением амфитеатра на северо-северо-восток до 250,0 км.

Положение ОЯД и её составляющих, показано на рис. 7 (цветная вкладка). Полоса глубинных аномальных объектов ВЧЛ, расположенных в центральной части дуги включает южную полосу тел с повышенной основностью, сменяющихся севернее объектами с отрицательными значениями относительно среднего значения; разница весьма существенная. Аномальность ВЧЛ ограничена контурами Центрально-Уральской мегазоны (ЦУМЗ), включая часть, которая перекрыта осадочными породами Mz-Kz. Отмеченная зона является северо-северо-восточным продолжением Инта-Воркутинского мегаблока, выделенного при анализе тектонической структуры консолидированной коры (Дружинин и др., 2017а). Полученные в результате данных работ плотностные характеристики ВЧЛ конкретизируют её и позволяют сделать следующее предположение о возможной природе этой аномальности и времени начала преобразований. Южная, вернее юго-юго-восточная часть, соответствующая объектам с повышенной основностью ВЧЛ, имеет древнее заложение, и это определяет последующее развитие рассматриваемой территории. В верхней части земной коры она представлена массивами габбро, габбро-ультраосновного состава. Расположенная севернее зона повышенной основности относится к интрузивным комплексам среднего и кислого состава. Обе аномальные полосы принадлежат Центрально-Уральской мегазоне в составе Центрально-Уральского поднятия и Тагильского прогиба. Это даёт основание считать, что Тагильский прогиб как часть ЦУМЗ существует в пределах ОЯД (Дружинин и др., 2014а; 2014б; 2017а); она перекрыта отложениями Mz-Kz мощностью 0,5–1,5 км. Севернее 69º с. ш. наблюдается «разворот» в противоположном направлении от положения основных структур УСС, включая ЦУМЗ, ЗУМЗ, ВУМЗ. Тагильская глубинная структура при этом соответствует Байдарацкой губе на поверхности. Вследствие выдвинутости ЦУМЗ на восток происходит сокращение размеров ВУМЗ в центральной части ОЯД до 100,0–150,0 км. Смена направлений сопровождается субширотными и западно-северо-западными глубинными дислокациями ВЧЛ, которые имеют место и в южной части территории (см. рис. 7, цветная вкладка). Средняя субширотная дислокация пограничного шва (ПШ) совпадает с Тазовской губой того же направления.

2. Существующие разногласия о восточной границе уралид, или в нашем понимании собственно уралид, обусловлены различием в понимании этой границы. Согласно Бочкарёву В.С. и др. (Бочкарев и др., 2014) уралиды отображают время консолидации фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы до девона-карбона включительно. По-нашему мнению, основанному на информации о разломно-блоковой модели ВЧЛ и представлениях о нелинейном характере геодинамических преобразований, временной ограниченностью активных фаз развития геосреды, в частности для собственно уралид (термин предложил В.Н. Пучков (Пучков, 2010), является период О–*S*. Для более раннего периода это, по-видимому, нижний протерозой (Дружинин и др., 2014а). Характеристика восточной пограничной структуры УСС (ПШ) представлена на рис. 7 (цветная вкладка), где показаны её контуры в соответствии с составленной схемой тектонического районирования.

На тектонической карте, составленной под редакцией Е.Е. Милановского (Тектоническая карта … , 2007) пограничному шву соответствует часть рифтовой системы, в интервале широт 69–70º30' с. ш. В соответствии с плотностной моделью к этому интервалу приурочены повышенные значения расчетной плотности для верхов верхней мантии (*M*–80,0) и средние значения для консолидированной коры. Севернее этого интервала зона рифтов отличается пониженными значениями расчетной плотности, нехарактерными для подобного рода структур, и она дискордантна по отношению к тектоническим глубинным

структурам. Аналогичная ситуация наблюдается в юго-восточной части, где зона рифтов имеет резко отличное от ПШ направление. Она соответствует комплексам ВЧЛ с пониженной основностью. Таким образом, сравнение явно не в пользу существования региональной системы относительно молодых рифтов, по крайней мере в северо-западной части ЗСГС.

Из рассмотрения положения основных звеньев гидросети следует, что в интервале широт 71–67º с. ш. ПШ совпадёт с контурами Обской губы. Аналогичная ситуация наблюдается с Центральной пограничной структурой УСС (ЦУМЗ), которой соответствует Байдарацкая губа. Из этого следует, что современное положение аномальных структур ВЧЛ и гидросети совпадают.

Для района исследований характерна пёстрая картина потенциальных полей, обусловленная сложным устройством верхней части литосферы, в частности распределением плотностных неоднородностей и их более неопределённой зависимостью от тектонического фактора. В магнитном поле к ПШ приурочены локальные положительные аномалии, но явной зависимости не прослеживается. Аналогичная картина наблюдается в расположении аномалий гравитационного поля (см. рис. 5, цветная вкладка). Это ставит под сомнение использование при тектоническом районировании только потенциальных полей, что обычно практикуется для фундамента осадочных бассейнов. Одной из причин является аддитивный характер потенциальных полей, не понятно каким образом сглаживающий аномальный эффект от глубинных плотностных неоднородностей.

Таким образом, зона ПШ, выделенная по особенностям глубинного строения как восточная пограничная структура собственно уралид, проявлена в геологической и гидрологической информации по приповерхностной части земной коры. Аналогичная картина отмечается и для более южных широт ПШ (Дружинин и др., 2017б). К нему следует относить и рифт-авлакогенные структуры с меняющейся природой в разных секторах Приуральской области ЗСГС. Нечёткое проявление этого элемента в потенциальных полях устранимо при использовании объёмного плотностного моделирования, что и было реализовано в наших исследованиях. Появление на тектонических картах осадочных бассейнов системы рифтовых зон вне связи с особенностями глубинного строения сомнительно.

Выводы

1. Впервые построена объёмная плотностная модель ВЧЛ северо-западной окраины ЗСП в составе консолидированной коры и верхней мантии до регионального уровня изостатической компенсации 80,0 км (масштаб М:1000000, 64–71º с. ш., 62–74º в. д.).

2. Установлено распределение плотностных неоднородностей в консолидированной коре и верхней мантии, выделены аномальные объекты с повышенной основностью.

3. Составлена схема тектонического районирования консолидированной коры и верхней мантии в рамках разломно-блоковой модели, отображающая современное сложное состояние геосреды.

4. Основными отличительными чертами тектонического устройства геологической среды в рассматриваемом интервале глубин являются следующие особенности. Главная определяющая роль принадлежит древней Инта-Воркутинской структуре (мегаблоку), сложенному преимущественно основными комплексами ВЧЛ. Мегаблок имеет удлинённую форму, ориентирован на северо-восток, его размер в поперечнике достигает 75,0 км. Северо-западнее находится полоса, представленная комплексами пониженной основности. Вправе предположить, что они могут относиться к одной древней системе доуралид, шириной до 150 км.

Положение аномального мегаобъекта ВЧЛ определило отклонение Уральских структур в северо-восточном направлении с образованием своеобразной глубинной дуги с максимальным отклонением до 250,0 км от основного субмеридионального направления, фиксируемого южнее

64º с. ш. Севернее широты 68º наблюдается встречный разворот структур в северо-западном направлении, что соответствует имеющимся геолого-геофизическим данным.

5. Полученная глубинная информация позволила по-иному подойти к решению проблемных вопросов тектоники и геодинамики.

- Для регионального тектонического районирования, включая осадочный слой, целесообразно пользоваться понятием собственно уралид, ограничив их периодом активного развития O–*S*. При таком подходе северное ограничение приходится на субширотную зону в пределах 71º 30'–72º с. ш. Восточной границей является пограничный шов (ПШ), совпадающий в основном с Обской губой.
- Молодые рифтовые системы Западно-Сибирской платформы, которым отдаётся предпочтение сторонниками плиттектоники, не имеет такого масштабного распространения, как это показано на тектонической карте России, составленной под редакцией Е.Е. Милановского.
- Промежуточные комплексы, в том числе и в низах осадочного слоя, возникли в процессе поэтапного развития ВЧЛ и поэтому являются составной частью её тектонической модели.
- Консолидированный фундамент п-ова Ямал соответствует структурам Восточно-Уральской мегазоны древнего возраста, осложнённых отрицательными структурами типа грабенов и депрессий. Центрально-Уральская мегазона в составе Центрально-Уральского поднятия и Тагильского прогиба, выделенная как пограничная структура ВЧЛ между двумя платформами Евразийского континента (Дружинин и др., 2014а), севернее 68º с. ш., совпадает с Байдарацкой губой Карского моря.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта фундаментальных научных исследований УрО РАН 15-18-5-33 (№ 0394-2015-0021).

Литература

Бочкарёв В.С., Брехунцов А.И., Лукомская К.Г. Складчатый фундамент полуострова Ямал // Горные ведомости. 2010. № 8 (75). С. 6–35.

Бочкарёв В.С., Чувашов Б.И. Уралиды и неомобилизм // Горные ведомости. 2014. № 11. С. 6–26; № 12. С.6–17.

Горбачёв В.И., Наркисова В.В., Крупенин В.И., Тарханов Г.В., Попов С.Г., Свешникова К.Ю., Соколова Т.Н., Кузьмин Д.А., Докучаев А.Я. Новые данные о фундаменте Западно-Сибирской плиты (Янги-Юганская параметрическая скважина) // Горные ведомости. 2013. № 9. С. 22–37.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014а. 226 с.

Дружинин В.С., Ракитов В.А., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И., Недядько В.В. Строение земной коры Полярного сектора Уральской складчатой системы по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 3. С. 498–505.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Тектоническая модель кристаллической коры Урала и сопредельных территорий // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 1–4.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Осипов В.Ю. Новая региональная карта тектоники консолидированного фундамента осадочного бассейна и приповерхностных складчатых структур Уральского региона // ДАН. 2017а. Т. 475. № 1. С. 60–63.

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Технология регионального изучения тектоники домезозойского мегакомплекса Приуральской области Западно-Сибирской платформы (на примере Урайской площади) // Уральский геофизический вестник. 2017б. № 1(29). С. 34–42.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Полиграф сервис, 2010. 280 с.

Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акватории / Отв. редактор Е.Е. Милановский, 2007.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

«ДЕВЯТЫЕ НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ Ю.П. БУЛАШЕВИЧА
Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей»

С 18 по 22 сентября 2017 года в Институте геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН прошла Всероссийская конференция с международным участием «Девятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей».

Тематика конференции охватывает широкий спектр геофизических исследований, поэтому не удивляет и обширная география ее участников. Конференция собрала 114 участника из Архангельска, Екатеринбурга, Горно-Алтайска, Иркутска, Краснодара, Красноярска, Москвы, Новосибирска, Обнинска, Перми, Петрозаводска, Петропаловска-Камчатского, Санкт-Петербурга, Стерлитамака, Сыктывкара, Томска, Тулы, Тюмени, Уфы, Хабаровска, Южно-Сахалинска, а также исследователей из Египта, Казахстана и Киргизии. Наряду с постоянными участниками, в этом году интерес к конференции проявили ученые новых научных организаций, в том числе было широкое представительство молодых ученых.

В течение трех дней было представлено 73 устных и 32 стендовых докладов. Традиционно, наиболее широко, были представлены гравиметрические, магнитные и электрометрические исследования (Голованова И.В., Данукалов К.Н. «Позднепалеозойское перемагничивание на Южном Урале»; Рябова С.А., Спивак А.А. «Эффекты лунно-солнечного прилива в магнитном поле Земли»; Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В., Бондарь И.В. «Геодинамические условия формирования новейших структур в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей и на смежной территории»; Манилов Ю.Ф. «Строение литосферы Южного Сихотэ-Алиня по результатам интерпретации гравиметрической информации».

Всегда большой интерес участников конференции вызывают и дискуссионные доклады (Долгаль А.С., Бычков С.Г. «Оценка различий аномалий силы тяжести для плоской и сферической моделей Земли»; Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И. «Об учете «сферичности» Земли при построении трехмерных плотностных моделей различной поверхностной протяженности»; Натяганов В.Л. «Миф о Тунгусском метеорите (дегазационная природа Тунгусского взрыва 1908 г.)», Романов А.М. «Прослеживание миграции радионуклидов в недрах из очагов подземных ядерных взрывов»).

Особенностью последних лет становится большое количество докладов с результатами исследований прикладного характера. (Селезнев А.А. «Состав и свойства поверхностного грязевого осадка на урбанизированной территории»; Сенин Л.Н., Сенина Т.Е., Воскресенский М.Н., Парыгин Г.И. «Опыт совместного применения регистраторов сейсмических сигналов «Регистр» и «Reftek» при изучении сейсмодинамических характеристик строительного объекта»; Вишнев В.С. «Методика измерения, обработки и геофизической интерпретации поля токов электрической железной дороги»).

В рамках конференции в обсерватории «Арти», впервые за последние 30 лет, был проведен семинар-совещание, посвященный 180-летию магнитных наблюдений на Урале. Семинар собрал специалистов из Томска, Петропаловска-Камчатского, Москвы, Екатеринбурга, которые обменялись опытом, полученным при наблюдениях геомагнитного поля в обсерваториях РФ, а также была проведена сверка абсолютных магнитометров на штатном месте в павильоне обсерватории «Арти». При сверке присутствовал официальный представитель международной организации «Интермагнет», которая создает общемировую модель геомагнитного поля. В качестве эталона использовался магнитометр из лаборатории квантовой магнитометрии Уральского федерального университета им. Б.Н. Ельцина. Также специалисты УрФУ продемонстрировали новейшие разработки компонентных магнитометров (POS-4). В заключение конференции заведующий лабораторией-обсерваторией «Арти» О.А. Кусонский провел экскурсию с посещением музея и архива обсерватории, а также продемонстрировал геофизические павильоны обсерватории «Арти» (магнитный, сейсмический, гравиметрический, станция ионосферного зондирования, стационарные станции GPS и ГЛОНАСС, когерентный КВ-радар, станция МТЗ).

На закрытии конференции были подведены итоги и принято решение о проведении юбилейной конференции «Десятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича» в 2019 году.

И.А. Козлова
канд. геол.-минерал. наук,
с.н.с. ИГФ УрО РАН

****

ЮБИЛЯРЫ

1 мая 2017 г. исполнилось 70 лет главному научному сотруднику, доктору физико-математических наук, профессору

ХАЧАЮ ЮРИЮ ВАСИЛЬЕВИЧУ.

После окончания в 1969 году физического факультета Уральского государственного университета Юрий Васильевич Хачай в 1971 году был приглашен в лабораторию ядерной геофизики Института геофизики его основателем Ю.П. Булашевичем.

Основные научные результаты Юрия Васильевича связаны с изучением термической эволюции Земли, физических механизмов конвекции в мантии, генерации геомагнитного динамо, процессов дифференциации мантии и формирования земной коры и региональной геотермии. На основе численного моделирования он показал преимущественно тепловой механизм современной и мезозойской верхнемантийной конвекции, обосновал информативность использования данных глубинных электромагнитных зондирований для исследования структуры и относительной интенсивности конвекции. Внес значительный вклад в развитие методов интерпретации результатов региональной геотермии. С его участием построены геотермические модели и температурные разрезы литосферы Урала.

В последние годы в круг интересов Юрия Васильевича вошли вопросы планетологии, а именно, особенности формирования Земли на самом ее начальном этапе. Оригинальные предположения Юрия Васильевича и выполненное на их основе совместно с коллегами из Института минералогии математическое моделирование позволило получить результаты, которые объясняют ряд проблемных моментов образования Земли и могут послужить в качестве начальных условий при моделировании последующей ее геологической истории. Исследования, которые проводит Юрий Васильевич, всегда отличаются оригинальной постановкой и выполняются на очень высоком физико-математическом уровне.

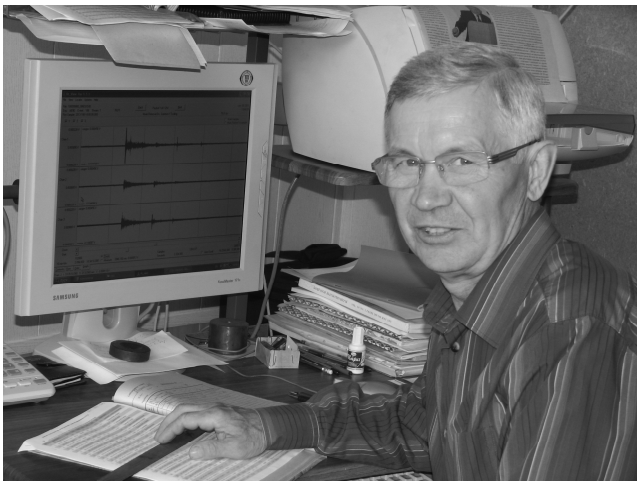
Юрий Васильевич автор более 200 научных работ. Его хорошо знают и высоко ценят специалисты-геотермики в России и за рубежом.

Помимо плодотворной научной деятельности Юрий Васильевич активно ведет организаторскую и педагогическую работу. В течение многих лет он – ученый секретарь Диссертационного совета в Институте геофизики, профессор Уральского государственного университета и Уральского государственного горного университета. Превосходный лектор и строгий экзаменатор. Член бюро Научного совета по проблемам геотермии РАН.

Юрий Васильевич успешно готовит себе смену. В той области геофизики, где специализируется Юбиляр, он подготовил двух кандидатов наук.

От души поздравляем Юрия Васильевича с Юбилеем,
желаем хорошего здоровья, отличного настроения
и новых научных достижений!

****



3 ноября 2017 года исполнилось 70 лет научному сотруднику лаборатории сейсмометрии

ПАРЫГИНУ
ГЕННАДИЮ ИВАНОВИЧУ.

Геннадий Иванович пришел в Институт геофизики в 1970 году после окончания геофизического факультета Свердловского горного института, в 1974 году закончил аспирантуру, работал в должностях инженера, младшего научного, научного и старшего научного сотрудника лаборатории сейсмометрии.

47 лет, почти полвека, посвятил Геннадий Иванович изучению глубинного строения Урала. Он – один из ответственных исполнителей и непосредственный участник экспериментальных исследований по разработке и совершенствованию методики глубинных сейсмических зондирований с использованием промышленных взрывов в качестве источника упругих колебаний. Второе важное направление этих исследований – развитие методики многоволновой сейсмометрии, основанной на совместной регистрации и интерпретации продольных, поперечных и поверхностных волн, позволяющей оценивать физико-механические и петрофизические характеристики земной коры и верхней мантии. Парыгин Геннадий Иванович – один из авторов объемной сейсмической и геолого-геофизической модели района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4.

Следующий этап исследований Геннадия Ивановича – изучение сейсмичности Уральского региона инструментальными методами, то есть сейсмологический мониторинг. Он участвовал в создании сейсмической станции Арти, вошедшей впоследствии в единую Российскую и международную сейсмологические сети, временной сейсмической станции в Миассово, позднее – трех станций: «Радон», «Маяк» и «Зональный». В настоящее время исследования, связанные с сейсмологическим мониторингом и задачами сейсмического районирования, успешно продолжаются на базе нескольких временных и ближайших стационарных сейсмических станций.

Парыгин Г.И. – автор и соавтор более 50 научных публикаций, в том числе двух коллективных монографий, посвященных сейсмичности Уральского региона и землетрясениям Восточно-Европейской платформы.

Геннадий Иванович, пользуется заслуженным авторитетом среди коллег как знающий, квалифицированный, ответственный и добросовестный исследователь.

Желаем дорогому юбиляру крепкого здоровья,
семейного благополучия и дальнейших успехов
в изучении глубинного строения и сейсмичности Урала!

Коллектив Института геофизики
им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

****

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 2 (30) 2017

ISSN 1991-0223

Учредитель
Уральское отделение Российской академии наук

Соучредитель
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

Ответственный за выпуск
С т р о к и н а Л. Г.

Подписано в печать 05.12.2017.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 7,4
Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 100
Заказ № 235

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620089, г. Екатеринбург, ул. Луганская, д. 59/4

Индекс 15608

Внимание читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
С 2000 ГОДА ИЗДАЕТСЯ

«УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК»

На страницах журнала публикуются оригинальные теоретические, экспериментальные и методические статьи по геофизике и связанной с ней тематике с учетом специфики геологии Урала и прилежащих территорий. Публикуются также результаты измерения закономерностей пространственного и временного распределения геофизических полей, методические и аппаратурные разработки, сообщения и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг читателей: геофизиков и геологов, научных работников, инженеров, преподавателей, аспирантов и студентов.
- Периодичность – 2 номера в год.
- Индекс 15608.
- Свидетельство о регистрации: ISSN 1991-0223 от 26.07.2006 г.
- Своевременное оформление подписки через агентство «АРСМИ» или заказы в редакции Института геофизики УрО РАН гарантируют Вам получение журнала. Возможно приобретение номеров журнала за прошлые годы.

Подписывайтесь, заказывайте и читайте
«Уральский геофизический вестник»