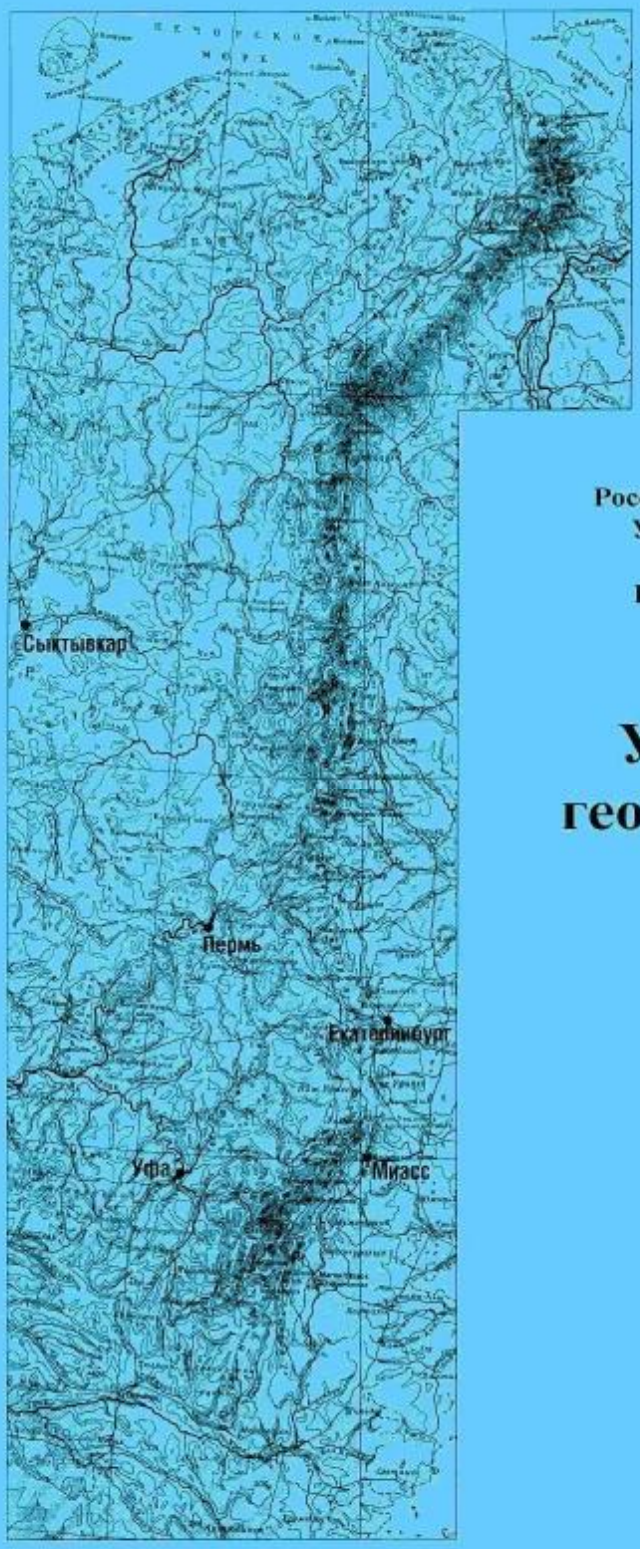
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 1
2011

Екатеринбург
2011

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 1 (18)

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Уткин В.И. (voutkin@rambler.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В. (ugv@bk.ru)
Ответственный секретарь
Аревкова Э.О.

Члены редколлегии:

Авсюк И.Н.
Глухих И.И.
Демежко Д.Ю.
Дружинин В.С.
Маловичко А.А.
Мартышко П.С.
Сашурин А.Д.
Талалай А.Г.
Хачай Ю.В.
Хуторской М.Д.
Человечков А.И.
Шаров Н.В.
Шестаков А.Ф.
Эпов М.И.

Институт геофизики УрО РАН
Ул. Амундсена, 100
20016, г. Екатеринбург, Россия
Тел. (343) 267 88 68/267 88 89
Факс. (343)267 88 72
E-mail: uralgeoph@mail.ru

Екатеринбург, 2011

СОДЕРЖАНИЕ

Байдиков С.В., Человечков А.И
Аппаратура для индукционных зондирований МЧЗ-8……. 4

Бахтерев В.В.
Особенности высокотемпературной электропроводности сульфидно-магнетитовых руд Гороблагодатского месторождения……... 9

Вишнев В.С.
Трехслойные кривые кажущегося сопротивления в методе блуждающих токов при неточном задании параметров источника…….. 15

Климшин А.В., Миндубаев М.Г., Колотухин А.Э.
Перенос радона в поверхностном слое почвы в условиях свободной тепловой конвекции…….. 23

Климшин А.В.
Математическая модель накопления радона в подземных горных выработках….. 31

Цурко И.А.
О возможной связи между землетрясениями и неравномерностью вращения Земли…… 36

Чуботина М.Я., Николин О.А., Рыбаков Е.Н.
Уровни содержания трития в источниках питьевого водоснабжения района БАЭС на Урале…….. 40

Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Уткин В.И.
Об информативности температурного мониторинга в скважинах при изучении тектонического режима…… 45

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

XII Уральская молодежная научная школа по геофизике…….. 53

Юбиляры…… 55

==========

Вниманию читателей!

Необходимые номера журнала можно заказать по адресу редакции:
620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100. Институт геофизики УрО РАН.
Тел. (343)2678868/2678889, факс (343)2678872, E-mail: uralgeoph@mail.ru

CONTENTS

Baedikov S.V., Chelovechkov A.I.
Equipment for frequency sounding MFS-8…….. 4

Bakhterev V.V.
Special features of the high temperature conductivity of the sylphide-magnetite ore from Goroblagodatsky deposit…….. 9

Vishnev V.S.
Apparent resistivity three-layered curves of the stray current method at the inexact parameter assignment of a source…….. 15

Klimshin A.V., Mindubaev M.G., Kolotukhin A.E.
Transfer of radon in the soil surface in free thermal convection conditions …… 23

Klimshin A.V.
Mathematical model of radon accumulation in underground mines…… 31

Tsurko I.A.
About possible connection between earthquakes and non-uniformity of rotation of the earth……... 36

Chebotina M.Ja., Nikolin O.A., Ribakov Je.N.
Tritium levels in the sources of drinking water supply in the region of Beloyarskaya atomic power station in the urals…….. 40

Yurkov A.K., Demezhko D.Yu., Outkin V.I.
Informativity of borehole temperature monitoring for tectonic regime investigation……. 45

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.
53

XII Ural youth scientific school on geophysics……. 55

Anniversaries……..……

==========

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) 2678868/2678889, a fax (343)2678872, E-mail: uralgeoph@mail.ru

УДК 550.8.028: 550.837

АППАРАТУРА ДЛЯ ИНДУКЦИОННЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ МЧЗ-8

Байдиков С.В., Человечков А.И. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены описание и технические характеристики новой аппаратуры для индукционных зондирований МЧЗ-8. Представлены результаты методических работ комплексных геофизических исследований, проводившихся на плотине Паркового пруда г. Екатеринбурга. Приведены примеры геоэлектрических разрезов, в сопоставлении с сейсмическими границами.

Электромагнитное поле, дистанционное зондирование, частотное зондирование, датчик, кажущееся сопротивление.

EQUIPMENT FOR FREQUENCY SOUNDING

Baydikov S.V., Chelovetchkov A.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. This paper presents a new equipment for frequency sounding. The description and technical characteristics of this equipment are presented. The results of methodical works of the complex geophysical researches on city park's dam of Yekaterinburg are presented. Examples of geoelectric crossections, in comparison to seismic borders are resulted.

Electromagnetic field, geometrical sounding, frequency sounding, sensor, apparent resistivity.

Введение

Протекание электромагнитных процессов в породах широко исследуется в мировой науке и на практике в контексте изучения природных сред. Важное значение для получения экспериментальных данных о проводящих свойствах полупространства составляют геофизические исследования методами электрометрии. В Институте геофизики УрО РАН накоплен многолетний опыт проведения электроразведочных работ методами гальванических и индукционных зондирований на Урале и в других регионах. Созданные в лаборатории электрометрии аппаратно-программные комплексы для магнитотеллурических, гальванических и индукционных методов изучения геологической среды отвечают современному уровню (Коноплин, Человечков, 2003). Одной из последних разработок является аппаратура для индукционных зондирований МЧЗ-8. Аппаратура предназначена для использования в качестве измерительного средства бесконтактной электроразведки при решении геоэкологических, инженерно-геологических и геологоразведочных задач до глубин 100 метров на застроенных территориях сквозь асфальтные и щебнистые покрытия без их повреждения, при работе со льда водоемов, при замерзании грунта и т.д. Основным преимуществом аппаратуры является возможность работы в условиях, проблематичных для использования заземления: на застроенных территориях с асфальтовым и щебенистым покрытием, на курумниках и сухих песках, в условиях мерзлоты, со льда водоемов, при высоком снеговом покрове и т.д. С помощью аппаратуры решаются следующие задачи: изучение геоэлектрического строения малоглубинных рудных месторождений; инженерные изыскания; поиск коллекторов водонасыщенных пород; обнаружение утечек воды из подземных трубопроводов; выявление подземных карстовых полостей под полотном железных дорог и т.д.

Аппаратура

В состав аппаратуры МЧЗ-8 входит измерительное устройство с чувствительным магнитоприемником индукционного типа со стержневым ферритовым сердечником (датчик) и генераторное устройство (генератор) переменного тока с рамочным излучателем электромагнитного поля (вертикальный магнитный диполь – источник электромагнитного поля). Аппаратура позволяет выполнять измерения модулей вертикальной (B_z) и горизонтальных

(B_r, B_φ) составляющих магнитной индукции поля.

В возбуждающем диполе формируется ток прямоугольной формы:

$$J = J_m \cdot \mathrm{sign}(\sin(\omega_0 t)),$$

где J_m – амплитуда периодической знаковой функции sign аргумента $\sin(w_0 t)$; $w_0 = 2 \cdot p \cdot f_0$ – частота периодического сигнала. На расстоянии r осуществляются измерения модулей составляющих магнитного поля в диапазоне частот:

– вертикальной B_z;

– горизонтальной B_r, в направлении на возбуждающий диполь;

– горизонтальной B_φ, в перпендикулярном к B_r направлению.

По отношению $K = \{ | B_z(r) | / | B_r(r) | \}$ определяется эффективное (кажущееся) сопротивление горных пород (ρ_k).

По отношению $M = \{ | B_j(r) | / | B_r(r) | \}$ определяется параметр геоэлектрической неоднородности (δ) (Хачай и др., 2001).

Как измерительное, так и генераторное устройства имеют в своем составе микроконтроллер. Измерительное устройство (рис. 1) представляет собой цифровой избирательный (селективный) микровольтметр с индикацией результата на 2-х строчном ЖКИ, в него входят следующие узлы: 1 – магнитоиндукционный датчик (Человечков, Сарвартинов, Байдиков, 2009) с устройством ориентации (измерительный преобразователь магнитной индукции); 2 – кодоуправляемый магазин конденсаторов (КУМК) для настройки датчика 1 в резонанс; 3 – дифференциальный усилитель (ДУ); 4 – исполнительный узел автоматического аттенюатора; 5 – избирательный усилитель (ИЗБУС); 6 – линейный детектор; 7 – микроконтроллер (МК); 8 – преобразователь уровней; 9 – символьный жидкокристаллический индикатор (ЖКИ); 10 – запоминающее устройство (ЗУ, блокнот памяти); 11 – клавиатура; 12 – коммутатор; 13 – индикатор уровня сигнала и напряжения аккумулятора; 14 – аккумулятор.

В генераторное устройство (рис. 2) входят следующие узлы: 1 – клавиатура; 2 – ЖКИ; 3 – микроконтроллер; 4 – предварительный усилитель (ПУ); 5 – усилитель мощности (УМ); 6 – излучатель; 7 –

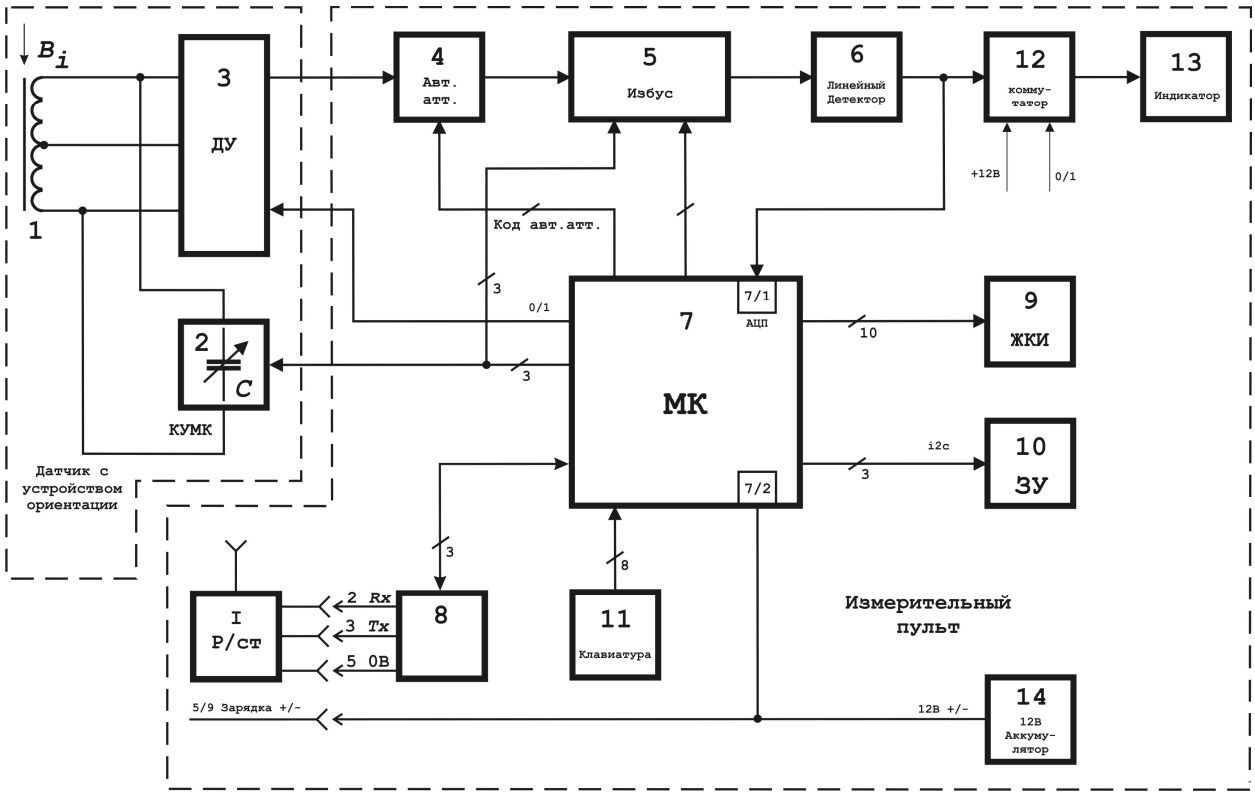


Рис. 1. Структурная схема измерительного устройства (ИУ) аппаратуры МЧЗ–8

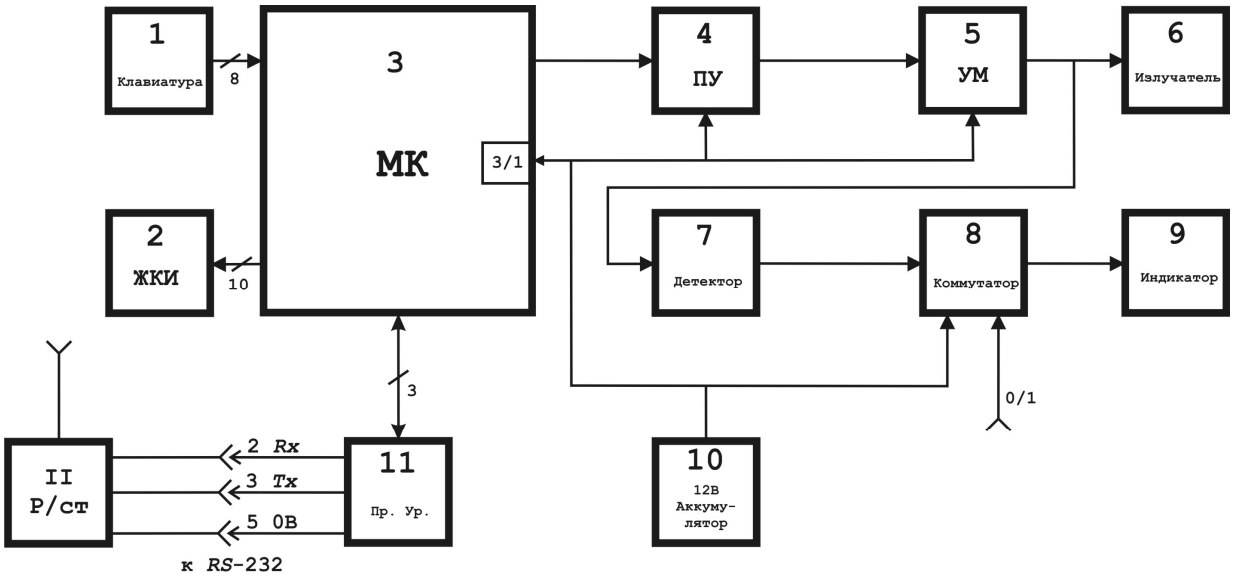


Рис. 2. Структурная схема генераторного устройства (ГУ) аппаратуры МЧЗ–8

детектор; 8 – коммутатор; 9 – индикатор наличия переменного тока в излучателе 6 и уровня напряжения аккумулятора 10; 11 – преобразователь уровней импульсных сигналов.

Узлы, обозначенные на рис. 1 и рис. 2 римскими цифрами (I и II), являются радиоприёмопередатчиками и служат для задания автоматического управления процессом измерения. В качестве радиоприёмопередатчиков используются радиостанции *Motorola GP340 UHF*, которые во время работы подключаются к *COM* портам генераторного и измерительного блоков.

Аппаратура МЧЗ-8 имеет 8 рабочих частот. Внешнее управление работой аппаратуры осуществляется с помощью 16-и кнопочной клавиатуры. Оператор имеет возможность вводить необходимые рабочие данные измерений: частоту зондирований; ориентацию датчика (измерения модулей B_z, B_r, $B\varphi$); данные привязки датчика (№пикет, №профиль) и данные привязки излучателя электромагнитного поля (№пикет, №профиль). Запуск процесса измерения осуществляется нажатием одной клавиши клавиатур. Измерительный блок в автоматическом режиме выполняет настройку на уровень входного сигнала, затем производится накопление выборки отсчётов измерений. По полученным выборкам определяется медианная оценка результатов измерений, которая высвечивается на экране ЖКИ. Параллельно выполняется сохранение всех результатов измерений и рабочих данных во внутренней памяти измерительного устройства. Запись полезной информации выполняется в блокнот памяти емкостью 256 кБайт. Нажатием одной клавиши клавиатуры производится передача всей сохранённой информации на ПК. Передача информации на ПК возможна через *COM*-порт или *USB*-порт, данные переписываются в виде отдельного табличного файла. Основные параметры генератора и приемника перечислены в табл. 1.

Пример применения аппаратуры МЧЗ-8

Изучение возможностей многочастотной аппаратуры МЧЗ-8 было проведено при комплексном геофизическом обследовании плотины Паркового пруда г. Екатеринбурга. В верхней части плотины имеется асфальтовое покрытие, что является препятствием при использовании кондуктивных методов электроразведки. Измерения велись в варианте индукционного дистанционного зондирований (ДИЗ) и сейсмических наблюдений методом преломленных волн (МПВ). Измерения выполнены м.н.с. Давыдовым В.А., ИГФ УрО РАН.

Таблица 1. Основные технические характеристики аппаратуры МЧЗ-8

Технический параметр	Значение
Рабочие частоты (8 частот), кГц	15,6; 7,8; 3,9; 1,95; 0,976; 0,488; 0,244 и 0,122
Магнитный момент излучателя, А·м^2	от 500 до 4000
Динамический диапазон измеряемого сигнала, дБ, не менее	80
Уровень собственных шумов, пТл, не более	0,1
Емкость блокнота памяти, измерений	11915
Разрядность АЦП	16
Источник питания (аккумулятор), В	12,0
Выходная мощность генератора, Вт	от 6 до 48
Потребляемая мощность измерителя, Вт	0,6
Вес генератора с излучателем, кг	5
Вес измерителя с датчиком, кг	3

Возбуждающее электромагнитное поле генерировалось вертикальным магнитным диполем, измерялись модули ортогональных составляющих переменного магнитного поля. По профилю плотины Паркового пруда были произведены ДИЗ на частоте 8 кГц. Для сравнения, по этому же профилю проведены подобные зондирования с аппаратурой ДЭМП-СЧ (URL: http://davyde.nm.ru/shems.htm) на частоте 20 кГц. Измерения ДИЗ проводились по единой стандартной методике наблюдений и обработки результатов (Инструкция … , 1984). Сейсмические наблюдения методом МПВ проводились

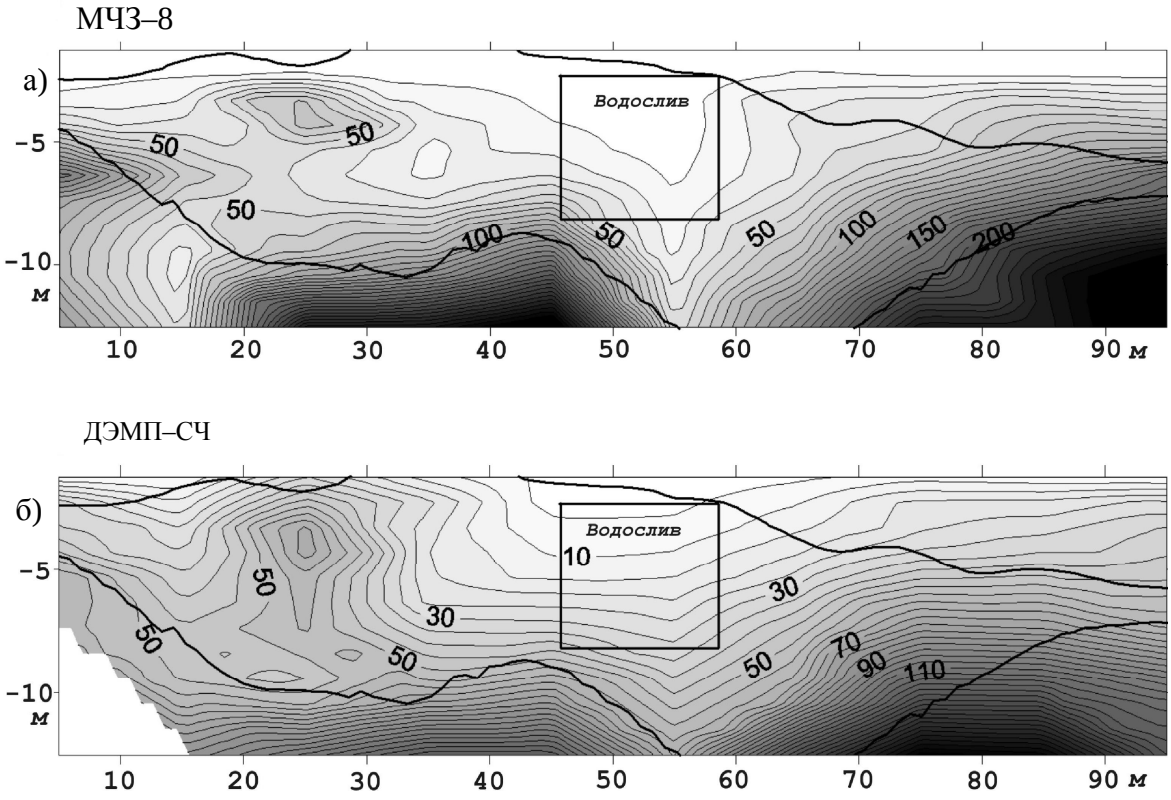


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы (ρ_k, Ом·м) по гребню плотины Паркового пруда, полученные методом ДИЗ с помощью аппаратуры МЧЗ-8 на частоте 8 кГц (а) и аппаратурой ДЭМП-СЧ на частоте 20 кГц (б); жирными линиями показаны сейсмические границы

портативной цифровой сейсмостанцией СИНУС-24М (Сенин, Сенина, 2005).

Результаты опытных работ можно видеть на рис. 3. На данном рисунке представлен разрез по удельным электрическим сопротивлениям (ρ_k, Ом·м), вертикальная ось (Z) соответствует глубине исследования, горизонтальная ось (X) – расстоянию вдоль профиля в метрах.

Проведенная по профилю плотины сейсморазведка МПВ позволила выделить две преломляющие границы. Первая выделяет тело плотины, вторая фиксирует границу коренных пород, представленных гранитами. Сопоставляя геоэлектрические разрезы, полученные на разных частотах, с положением сейсмических границ, можно заметить их хорошую корреляцию. Водослив выделяется на всех геоэлектрических разрезах широкой низкоомной аномалией. Электромагнитная аномалия в районе X = 15 м (рис. 3а) относится к техногенной помехе и связана с нахождением в этом месте ливневой канализации.

В результате проведенных опытно-методических работ удалось получить и более полно охарактеризовать сложный геологический разрез плотины Парково-го пруда г. Екатеринбурга, содержащий вертикальные и горизонтальные границы разделов.

Выводы:

1. Разработанная аппаратура МЧЗ-8 является современным средством электроразведки на основе индукционных методов. Применение этой аппаратуры показало её высокую эффективность при решении инженерно-геологических и геологоразведочных задач.

2. Аппаратурой МЧЗ-8 получены хорошие результаты геофизического обследования плотины г. Екатеринбурга. Показано, что индуктивные методы электроразведки могут стать достойным дополнением кондуктивным методам в сложных городских условиях, при отсутствии заземлений и при наличии высоких промышленных помех.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований по УрО РАН (№ 09-Т-5-1024).

Литература

Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984. С. 35–42.

Коноплин А.Д., Человечков А.И. Цифровая аппаратура магнитотеллурического зондирования // Практика приборостроения. 2003. № 2 (3). С. 34–40.

Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Накопительная сейсмическая станция с цифровой коррекцией смещения нуля. Патент RU 2248592 C1. Опубл. Бюл. № 8 20.05.2005 г. С. 7.

Схемы полевых геофизических приборов. Высокочастотная аппаратура Дипольного ЭлектроМагнитного Профилирования ДЭМП-СЧ. Домашняя страница инженера-геофизика. URL: http://davyde.nm.ru/shems.htm (дата обращения: 15.04.2011).

Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В. Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород // Физика Земли. 2001. № 2. С. 85–92.

Человечков А.И., Сарвартинов А.И., Байдиков С.В. Измерительный преобразователь магнитной индукции. Заявка № 2009146591/28(066396) от 15.12.2009. Решение о выдаче патента на изобретение от 7.02.2011.

УДК 550.8:553.08:53/54

ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД ГОРОБЛАГОДАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

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

Аннотация. Исследована высокотемпературная электропроводность сульфидно-магнетитовых и бессульфидных руд Гороблагодатского месторождения. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, пирротином. По характеру температурных кривых и электрическим параметрам выделены три группы образцов: пирит-халькопирит-магнетитовые, пирротин-магнетитовые и бессульфидные руды. Для каждой группы образцов установлена линейная связь между энергией активации (E_o) и коэффициентом электрического сопротивления ($\lg R_o$) вида $\lg R_o = a - bE_o$. Полученные эмпирические зависимости $\lg R_o = f(E_o)$ могут дать дополнительную информацию при изучении типоморфных признаков магнетитового оруденения, а также позволят судить о пространственном положении относительно сиенитового массива исследуемых образцов.

Электрическое сопротивление, высокая температура, энергия активации, магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, генезис, типы руд.

SPECIAL FEATURES OF THE HIGH TEMPERATURE CONDUCTIVITY OF THE SULPHIDE-MAGNETITE ORE FROM GOROBLAGODATSKY DEPOSIT

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

Abstract. The paper considers the research of the electric conductivity of the sulphide-magnetite and magnetite ores from Goroblagodatsky Deposit. The sulphides includes pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite. By the character of the temperature curves and electric parameters three types of ore are distinguished: a) pyrite-chalcopyrite-magnetite, b) pyrrhotite-magnetite, c) magnetite (not sulphide). It is find out that for the every type the linear relationships between activation energy (E_0), electric conductivity coefficient ($\lg R_0$) is valid and the function $\lg R_0 = a - bE_0$ is applicable. These empirical relationships $\lg R_0 = f(E_0)$ provide additional information concerning typomorphic features of magnetite mineralization. They also make possible to estimate the location of the probe relative to syenite massif.

Electrical resistance, high temperature, activation energy, magnetite, pyrite,chalcopyrite, pyrrhotite, genesis, types of ore.

Введение

Ранее (Бахтерев, 2009; 2010; Бахтерев, Кузнецов, 2011) были изучены образцы магнетитовых руд Гороблагодатского скарново-магнетитового месторожденения различного парагенезиса, минерального состава, генетического типа. Получены температурные кривые электрического сопротивления образцов руды, состоящей на 80–90% из магнетита в интервале 20–800 °С. По характеру температурных кривых и электрическим параметрам (величине электрического сопротивления R, энергии активации E_o и коэффициенту электрического сопротивления $\lg R_o$) выделены три группы образцов руд: бессульфидные, сульфидосодержащие (пирротин) и «оспенные».

Для исследованных образцов магнетитовых руд всех минеральных типов выявлена линейная связь между E_o и $\lg R_o$ вида $\lg R_o = a - bE_o$. Коэффициент a изменяется от 1,92 до 4,80 в зависимости от типа и минерального состава магнетитовой руды. Коэффициент b практически одинаков и равен 6,65 для всех исследованных образцов. Фигуративные точки в координатах E_o, $\lg R_o$ исследованных образцов расположены в области, ограниченной прямыми $\lg R_o = 4{,}80 - 6{,}65E_o$ и $\lg R_o = 1{,}92 - 6{,}65E_o$.

В выделенной области отдельную группу составляют образцы магнетитовых руд скарнового и гидросиликатного парагенезиса с видимыми включениями пирротина, а также образцы «оспенных» руд. Внутри этой группы руды также разделяются в зависимости от парагенезиса на: гранат-магнетитовые (скарновый парагенезис); эпидот-хлорит-магнетитовые (гидросиликатный парагенезис); пироксен-магнетитовые, ортоклаз-магнетитовые («оспенные» руды).

Бессульфидные руды эпидот-хлорит-магнетитовые, гранат-магнетитовые и пироксен-ортоклаз-магнетитовые пятнистой текстуры по своим электрическим параметрам укладываются на одну прямую $\lg R_o = a - bE_o$, как бы формируя ее разные участки. Это руды скарнового и гидросиликатного парагенезиса. Сюда же попадает единственный имевшийся у нас образец с сульфидами (пирит+халькопирит) гнездовой текстуры.

Цель настоящей работы – исследовать высокотемпературную электропроводность образцов сульфидно-магнетитовой руды с учетом особенностей сульфидной минерализации из Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения и оценить характер поведения, диапазон изменения электрических параметров при высоких температурах и возможность использования их при изучении особенностей развития скарново-рудного процесса.

Сульфидная минерализация в рудах Гороблагодатского месторождения

По геологии скарновых месторождений имеется обширная литература, например (Овчинников, 1960; Жариков, 1968; Коржинский, 1993 и др.). В скарново-магнетитовых месторождениях Урала всегда присутствуют сульфиды (Карасик, 1957; Баклаев, 1973; Нечкин, Полтавец З., Полтавец Ю., 2000; Кузнецов, 2003а, б и др.). Тем не менее, позиция руд с сульфидной минерализацией различна, так как каждое месторождение имеет свои специфические черты развития скарново-рудного процесса.

Для Гороблагодатского рудного поля отмечены следующие «общие особенности размещения сульфидно-магнетитовых руд: удаленность от контакта активной интрузии, предпочтительное расположение в меньших по мощности рудных телах, фланговая позиция в отстоящих от интрузии рудных телах. Во всех трех позициях эти руды имеют два типа границ: условно резкие внешние, которые представляют естественное выклинивание рудных тел, и расплывчатые внутренние, отделяющие их от бессульфидных магнетитовых руд» (Нечкин, Полтавец З., Полтавец Ю., 2000, с. 260). Указанные особенности размещения сульфидно-магнетитовых руд отчетливо выражены на Гороблагодатском месторождении, где хорошо проявлена зональность, выражающаяся в увеличении доли сульфидной составляющей в скарново-магнетитовых рудах в направлении с удалением от Кушвинского диорит-сиенитового массива. Распределение сульфидов исключительно неравномерно, существуют места с преобладанием их над магнетитом или участки, с единичными зернами фиксируемые только под микроскопом (Карасик, 1957). Представлена сульфидная минерализация преимущественно пиритом с примесью значительно уступающих по количеству других минералов, содержащих серу, прежде всего халькопирита, сфалерита, пирротина (Нечкин, Полтавец З., Полтавец Ю., 2000; Кузнецов, 2003б). Руды с сульфидами подразделяются на пирит-магнетитовую и халькопирит-пирит-магнетитовую ассоциации.

Установлено, что по латерали в удалении от Кушвинской сиенитовой интрузии происходит увеличение содержаний в рудах серы, при этом содержание железа остается относительно постоянным (Кузнецов, 2003а). Выявлено, что рудные тела, расположенные в контактовой зоне интрузии, отличаются резко неравномерным распределением железа и серы. Рудные тела в удалении от интрузии характеризуются относительно равномерным распределением этих элементов. «Пирротин в сравнительно редких случаях является высокотемпературным минералом. Образование его так же, как и пирита (FeS_2), зависит не столько от температуры, сколько от концентрации ионов серы в растворах: при высокой концентрации S^{2-} железо выделяется в виде дисульфида (FeS_2), при пониженной концентрации – в виде моносульфида (FeS)» (Бетехтин, 1956, с. 163). Поэтому вероятность образования пирротина возрастает с приближением к интрузии.

Методика и образцы

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, 2000; 2008). 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 электропроводности осуществляли на постоянном токе. Измерительный прибор – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и относительной приведенной погрешностью от ±2,5 до 4 % в конце диапазона. Для определения электрических параметров температурные кривые 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 (в области точки Кюри). Коэффициент электрического сопротивления lgR_o определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой lg$R=f(1/T)$ на оси ординат.

Образцы магнетитовой руды разного минерального состава, различной текстуры, разного генезиса отобраны из карьера «Центральный». Всего отобран 21 образец, из них 16 образцов с видимыми вкраплениями сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин). Из каждого образца вырезано и исследовано по два кубика (всего исследовано 42 кубика-образца).

Результаты и их обсуждение

В качестве примера на рис. 1 приведены кривые lg$R=f(T)$ некоторых образцов магнетитовых руд: бессульфидных, с вкрапленностью пирротина и пирита с халькопиритом. Образцы различаются по величине электрического сопротивления при нормальной температуре и характеру температурной кривой. Особенностью температурных кривых образцов магнетитовой руды с вкраплениями пирротина является резкое (на полтора-два порядка) изменение электрического сопротивления в интервале 200–400 °С. Образцы пирит-халькопирит-магнетитовой руды при нормальной температуре имеют электрическое сопротивление на 2–5 порядков ниже, чем образцы бессульфидной руды. С повышением температуры до 300–400 °С – сопротивление этих образцов плавно уменьшаеся, выше этих температур – увеличивается, достигая максимума при 400–450 °С. Такое поведение температурных кривых связано с электропроводностью сульфидов, которые весьма чутко реагирует на фазовую и структурную перестройку минералов (Овчинников, Кривошеин, 1973; Селиванов, Гуляева, Вершинин, 2008).

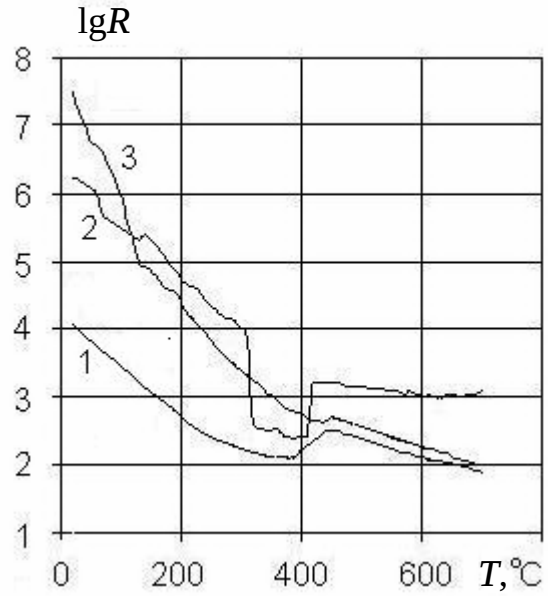


Рис. 1. Температурные кривые электрического сопротивления образцов пирит-халькопирит-магнетитовой руды (1), пирротин-магнетитовой (2), бессульфидной (3)

На рис. 2 и 3 показаны кривые электрического сопротивления образцов сульфидных минералов: пирита и халькопирита в разных соотношениях и пирротина.

В области температуры Кюри на кривых всех исследованных образцов сульфидно-магнетитовых руд наблюдается

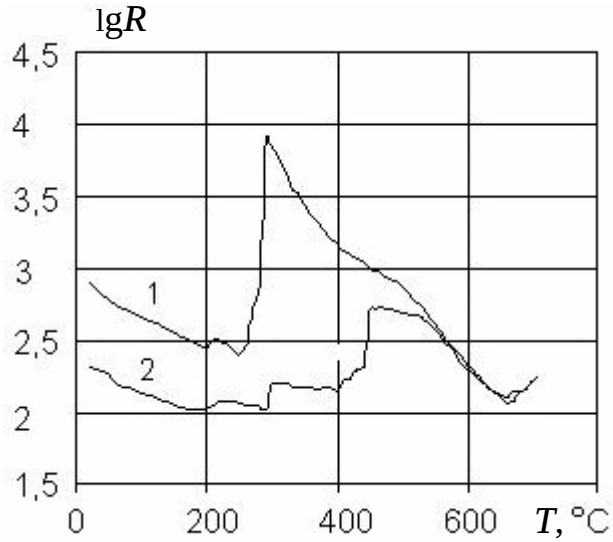


Рис. 2. Температурные кривые образцов пирита (FeS_2) и халькопирита ($CuFeS_2$) в разных соотношениях: 1 – $CuFeS_2$>FeS_2, 2 – $CuFeS_2$<FeS_2

прямолинейный участок, прямые испытывают заметный излом, который приходится на точку Кюри. Положение и протяженность прямолинейного участка на температурной кривой для отдельных образцов имеет разное значение, что, вероятно, связано с их минеральным составом.

На рис. 4 (цветная вкладка) показаны фотографии образцов магнетитовой руды с различной вкрапленностью сульфидов (пирит+халькопирит). Для области 450–650 °С были определены параметры высо-

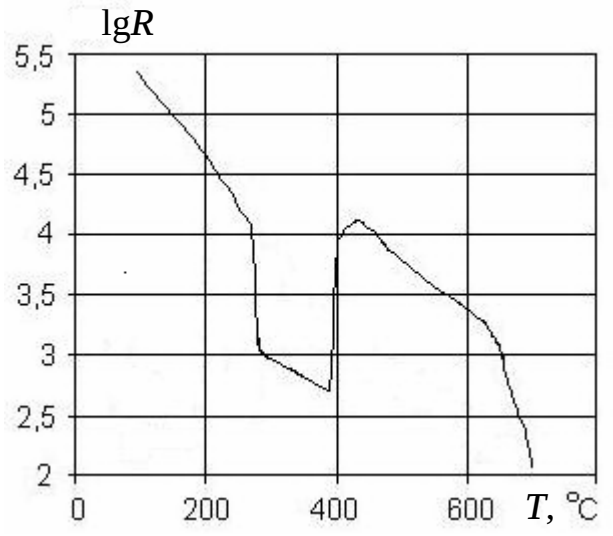


Рис. 3. Температурная кривая электрического сопротивления пирротина

котемпературной электропроводности E_o и $\lg R_o$ всех исследованных образцов. Результаты приведены на рис. 5 (цветная вкладка), где показана связь между E_o и $\lg R_o$ исследованных образцов сульфидно-магнетитовых руд. Чтобы не загромождать рисунок, на нем показана только часть результатов. Для некоторых образцов при исследовании двух кубиков были получены одинаковые или очень близкие значения параметров. В этом случае на рисунок вынесено только одно значение E_o, $\lg R_o$ (одного кубика). Образцы пироксен-ортоклаз-магнетитовых, гранат-магнетитовых, эпидот-хлорит-магнетитовых руд с вкраплениями пирита и халькопирита укладываются на одну прямую $\lg R_o = 2{,}00 - 6{,}65E_o$. Образцы с пирротином $\lg R_o = 2{,}95 - 6{,}65E_o$.

На рис. 6 (цветная вкладка) для сравнения приведены значения E_o и $\lg R_o$ образцов бессульфидных магнетитовых руд, в том числе исследованных ранее (Бахтерев, 2010; Бахтерев, Кузнецов, 2011). Здесь также пироксен-ортоклаз-магнетитовые, гранат-магнетитовые, эпидот-хлорит-магнетитовые руды по своим электрическим параметрам укладываются на одну прямую, как бы формируя ее разные участки. Корреляционная связь между параметрами E_o и $\lg R_o$ образцов этих руд имеет вид $\lg R_o = 2{,}20 - 6{,}65E_o$.

Пироксен-магнетитовые руды – высокотемпературные образования, хорошо раскристаллизованы, имеют максимальные размеры зерен. Эти руды пространственно ближе всего находятся к интрузиву. Образцы этих руд имеют самые большие значения коэффициента электрического сопротивления $\lg R_o$ и самые малые значения энергии активации E_o из всех исследованных образцов. Дальше от интрузива расположены среднетемпературные руды – гранат-магнетитовые. Еще дальше – низкотемпературные эпидот-хлорит-магнетитовые, слабо раскристаллизованные, мелкозернистые.

По мере удаления от интрузива электрические параметры образцов руд, как пирит-халькопирит-магнетитовых, так и бессульфидных, изменяются: увеличивает-

ся E_o, уменьшается $\lg R_o$. При этом кривые корреляции $\lg R_o = f(E_o)$ различаются незначительно. Отличаются образцы пирит-халькопирит-магнетитовых руд от бессульфидных, главным образом, по величине электрического сопротивления в области температур 20–400 °С. В этой температурной области электрическое сопротивление образцов пирит-халькопирит-магнетитовой руды на 1–4 порядка ниже образцов бессульфидной руды.

Заключение

Бессульфидные руды пироксен-ортоклаз-магнетитовые, гранат-магнетитовые, эпидот-хлорит-магнетитовые по своим электрическим параметрам в координатах E_o, $\lg R_o$ укладываются на одну прямую, как бы формируя ее разные участки. Это руды скарнового и гидросиликатного парагенезиса. Эти же типы руд, содержащие пирит и халькопирит, составляют другую группу. Характер формирования этой группы тот же, что и группы бессульфидных руд. Отдельную группу составляют руды с пирротином.

Одной из задач исследований скарново-магнетитовых месторождений является более детальное прослеживание изменений состава руд по удалению от интрузива, в том числе сульфидов. Полученные эмпирические зависимости $\lg R_o = f(E_o)$ могут дать дополнительную информацию при изучении типоморфных признаков магнетитового оруденения, а также позволят судить о пространственном положении относительно сиенитового массива исследуемых образцов.

Литература

Баклаев Я.П. Контактово-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). М.: Наука, 1973. 231 с.

Бахтерев В.В. Генетические и вещественные факторы высокотемпературной электропроводности серпентинитов // ДАН. 2000. Т. 375. № 1. С. 72–74.

Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с.

Бахтерев В.В. Экспериментальные исследования высокотемпературной электропроводности магнетитовой руды (магнетита) в связи с генетическими особенностями месторождения // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. (Материалы международной конференции) / Отв. ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. С. 80–83.

Бахтерев В.В. Высокотемпературная электропроводность магнетитовой руды (магнетита) в связи с генетическими особенностями месторождения. ДАН. 2010. Т. 433. № 4. С. 496–498.

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. 2011. Т. 52. Статья принята в печать.

Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Госнаучтехиздат, 1956. 558 с.

Гзогян С.Р., Чантурия Е.Л. Влияние термических воздействий на сульфиды и окислы железа // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2010. № 5. С. 30–33.

Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений / Ред. акад. В.М. Смирнов. М.: Недра, 1968. С. 220–302.

Карасик М.А. Промышленные типы контактово-метасоматических магнетитовых месторождений в Тагило-Кушвинского районе и особенности распределения элементов-примесей в рудах этих месторождений // Железорудная база Тагило-Кушвинского промышленного района. Свердловск: УФ АН СССР, 1957. С. 64–98.

Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и метамагматизма: избранные труды / Отв. ред. В.А. Жариков. М.: Наука, 1993. 235 с.

Кузнецов А.Ж. Распределение железа, серы, фосфора в магнетитовых рудах Гороблагодатского месторождения на Среднем Урале // Известия УГГА. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург, 2003а. Вып. 89. С. 142–147.

Кузнецов А.Ж. Пиритовая минерализация в рудах Гороблагодатского железорудного месторождения на Среднем Урале // Металлогения лревних и современных океанов – 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах: Материалы девятой научной студенческой школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003б. С. 136–139.

Нечкин Г.С., Полтавец З.И., Полтавец Ю.А. Особенности размещения сульфидной минерализации на Гороблагодатском и Лебяжинском скарново-магнетитовых месторождениях // Ежегодник – 1999 / Институт геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 260–267.

Овчинников И.К., Кривошеин А.А. Температурные зависимости коэффициента Холла и электропроводности пиритов в интервале температур (-150+500) °С // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 11. С. 86–90.

Овчинников Л.Н. Контактово-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала / Труды Горно-геологического института УФ АН СССР. Свердловск, 1960. Вып. 89. 495 с.

Селиванов Е.Н., Гуляева Р.И., Вершинин А.Д. Температурное расширение и фазовые превращения природного пирротина // Неорганические материалы. 2008. Т. 44. № 4. С. 506–511.

УДК 550.837

ТРЕХСЛОЙНЫЕ КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В МЕТОДЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ НЕТОЧНОМ ЗАДАНИИ ПАРАМЕТРОВ ИСТОЧНИКА

Вишнев В.С. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты расчетов кривых кажущегося сопротивления ($\rho_{k,mc}$) метода разведки недр блуждающими токами электрической железной дороги для случая бесконечно длинного, равномерно заземленного, неветвящегося рельсового пути, лежащего на горизонтально-однородном слоистом геоэлектрическом разрезе, при различных сочетаниях характерных параметров железнодорожного полотна, непосредственно влияющих на пространственную структуру регистрируемого в методе поля. Установлены пределы отклонения упомянутых параметров от истинных значений, соблюдение которых позволяет получать достоверные значения $\rho_{k,mc}$ почти на всех практически значимых отрезках расчетного профиля.

Кривые, кажущееся сопротивление, погрешность, параметр, железная дорога, расчет, графики.

APPARENT RESISTIVITY THREE-LAYERED CURVES OF THE STRAY CURRENT METHOD AT THE INEXACT PARAMETER ASSIGNMENT OF A SOURCE

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

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

Curves, apparent resistivity, accuracy, parameter, railway, calculation, graphs.

Введение

Известно (Вишнев, 1989; 2003), что из совокупности измерений апериодических импульсных помех от тяговой сети электрической железной дороги (ЭЖД) можно выделять однотипные по структуре источника (полезные) сигналы. Эти сигналы поддаются пересчету в значения параметра $\rho_{k,mc}$ (ρ_k – кажущееся сопротивление; *mc* – тяговая сеть), профильные распределения которого легко интерпретировать как качественно, так и количественно. Однако для построения кривых $\rho_{k,mc}$ необходимо знать некоторый набор величин, характеризующих соответствующий участок ЭЖД. К ним, прежде всего, относятся: координата места изменения режима энергопотребления электровозов (l_0), инициирующих используемые импульсы; длина секции контактного провода (L), питающая упомянутые локомотивы; и, наконец, значение корня квадратного из отношения погонного сопротивления рельсов ($r_р$) к погонному сопротивлению перехода рельс – земля ($r_п$), т.е. параметр $k = (r_р/r_п)^{1/2}$.

Статья посвящена выяснению погрешностей задания перечисленных характеристик, обеспечивающих получение достоверных кривых $\rho_{k,mc}$.

О теоретической основе и методике исследований

Математические выражения, преобразующие данные полевых измерений помех от ЭЖД в величины $\rho_{k,mc}$, были представлены кратко в депонированной работе (Вишнев, 1989). В развернутом виде, однако, только для случая одностороннего энергоснабжения электровозов, они опубликованы в статье (Вишнев, 2010). Здесь, чтобы было понятно, как получен обсуждаемый материал, приведем их еще раз, но без вывода и применительно лишь к варианту, когда питание электрических локомотивов двухстороннее.

Общая формула, по которой рассчитываются кривые $\rho_{k,mc}$, имеет вид:

$$\rho^{ij}_{k,mc} = \frac{G^j_0}{P^i_0} \cdot \frac{\Delta E_i}{\Delta H_j}, \; i = x, y; \;\; j = y, x, \qquad (1)$$

где G^j_0 / P^i_0 – соотношение, играющее роль коэффициента электроразведочной установки; ΔE_i – составляющая по оси x или y прямолинейных координат импульса напряженности электрического поля, измеренного на рядовом пункте; ΔH_j – составляющая по оси y или x – импульса напряженности магнитного поля, измеренного на базисном либо том же рядовом пункте наблюдения; $\rho^x_{k,mc}$ – «поперечные» (x – поперек дороги); $\rho^y_{k,mc}$ – «продольные» кривые $\rho_{k,mc}$.

Для случая двухстороннего питания электровозов

$$P^x_0 = \frac{k}{4\pi}\left[\int_0^{l_0} Q_1 \frac{x_i}{R^3} + \int_{l_0}^{L} Q_2 \frac{x_i}{R^3} + \int_{-\infty}^{0} Q_3 \frac{x_i}{R^3} + \int_{L}^{\infty} Q_4 \frac{x_i}{R^3}\right] dl, \qquad (2)$$

$$P^y_0 = \frac{k}{4\pi}\left\{\int_0^{l_0} Q_1 \frac{(y_i - l)}{R^3} + \int_{l_0}^{L} Q_2 \frac{(y_i - l)}{R^3} + \int_{-\infty}^{0} Q_3 \frac{(y_i - l)}{R^3} + \int_{L}^{\infty} Q_4 \frac{(y_i - l)}{R^3}\right\} dl, \qquad (2`)$$

$$G^y_0 = \frac{k}{8\pi}\left[\int_0^{l_0} Q_1 \frac{x_i}{r^2} + \int_{l_0}^{L} Q_2 \frac{x_i}{r^2} + \int_{-\infty}^{0} Q_3 \frac{x_i}{r^2} + \int_{L}^{\infty} Q_4 \frac{x_i}{r^2}\right] dl, \qquad (3)$$

$$G^x_0 = \frac{-k}{8\pi}\left\{\int_0^{l_0} Q_1 \frac{y_i - l}{r^2} + \int_{l_0}^{L} Q_2 \frac{y_i - l}{r^2} + \int_{-\infty}^{0} Q_3 \frac{y_i - l}{r^2} + \int_{L}^{\infty} Q_4 \frac{y_i - l}{r^2}\right\} dl + J_x, \qquad (3`)$$

где

$$J_x = -\frac{h}{4\pi(x_i^2 + h^2)}\left\{\frac{y_i (1 - l_0 / L)}{(x_i^2 + y_i^2 + h^2)^{1/2}} - \frac{(y_i - l_0)(1 - l_0 / L)}{[x_i^2 + (y_i - l_0)^2 + h^2]^{1/2}} - \frac{(y_i - l_0)(l_0 / L)}{[x_i^2 + (y_i - l_0)^2 + h^2]^{1/2}} + \frac{(y_i - L)(l_0 / L)}{[x_i^2 + (y_i - L)^2 + h^2]^{1/2}}\right\},$$

$$Q_1 = \left(\frac{l_0}{L} - 1\right)e^{-kl} + e^{+kl_1} - \frac{l_0}{L}e^{+kl_2},$$

$$Q_2 = \left(\frac{l_0}{L} - 1\right)e^{-kl} + e^{-kl_1} - \frac{l_0}{L}e^{+kl_2};$$

$$Q_3 = \left(\frac{l_0}{L} - 1\right)e^{+kl} + e^{+kl_1} - \frac{l_0}{L}e^{+kl_2},$$

$$Q_4 = \left(\frac{l_0}{L} - 1\right)e^{-kl} + e^{-kl_1} - \frac{l_0}{L}e^{-kl_2};$$

$l_1 = l - l_0$, $l_2 = l - L$, $r = \{x_i^2 + (y_i - l)^2\}^{1/2}$,

$R = \{x_i^2 + (y_i - l)^2 + z_i^2\}^{1/2}$, $k = (r_p / r_п)^{1/2}$;

$x_м$, $y_м$, $z_м$ – прямоугольные декартовы координаты пункта наблюдения M с началом в точке подсоединения к рельсам одной из питающих электровоз (Э) тяговых подстанций, например А, осью y, направленной от А к Э, осью z – вниз, перпендикулярно поверхности горизонтально-однородного геоэлектрического разреза; h – высота подвеса контактного провода; l – текущая координата железнодорожного полотна (при $x = 0$, $l = y$, при $z_м = 0$, $R = r$); Q_1, Q_2, Q_3, Q_4 – доли токов утечки различных участков рельсового пути; P^i_0 и G^j_0 – величины, характеризующие геометрию электрической и магнитной компоненты поля ЭЖД; J_x – часть G^x_0, обусловленная токами секции контактного провода.

Определение допустимых погрешностей задания выше перечисленных параметров модели источника БТ при преобразовании данных измерений помех от ЭЖД в профильные распределения кажущегося сопротивления производилось путем сравнения теоретических трехслойных и двухслойных кривых $\rho_{k,mc}$, полученных с точным и ошибочным значением одного из них. Погрешности вводились поочередно в дробь G^j_0 / P^i_0 математического выражения (1). Величины импульсов ΔE_i, ΔH_j, имитирующих полевые измерения, рассчитывались по формулам, изложенным в работах (Вишнев, 2007, с. 39; Вишнев, 2010, с. 13), с заданием тех же параметров, но без ошибок.

Математические операции выполнялись на ПК Intel Core 2 Quad с использованием системы компьютерной математики – Mathematica 7.

Результаты вычислений

1. ***Особенности кривых*** $\rho^{ij}_{k,\text{оп}}$ ***при ошибочных значениях L***

Символом L в математических выра-

жениях (1–3′) обозначена длина секции контактного провода. Ее размеры, безусловно, указаны в документации на любой участок ЭЖД и с достаточно высокой точностью. Однако при расчете кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ железную дорогу зачастую приходится считать прямой, даже если она на используемом участке имеет некоторые зигзаги, поэтому важно оценить, какие максимальные отклонения модельной L от ее реального значения еще не портят конечный результат. Примеры поведения соответствующих распределений $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ изображены на рис. 1, 2.

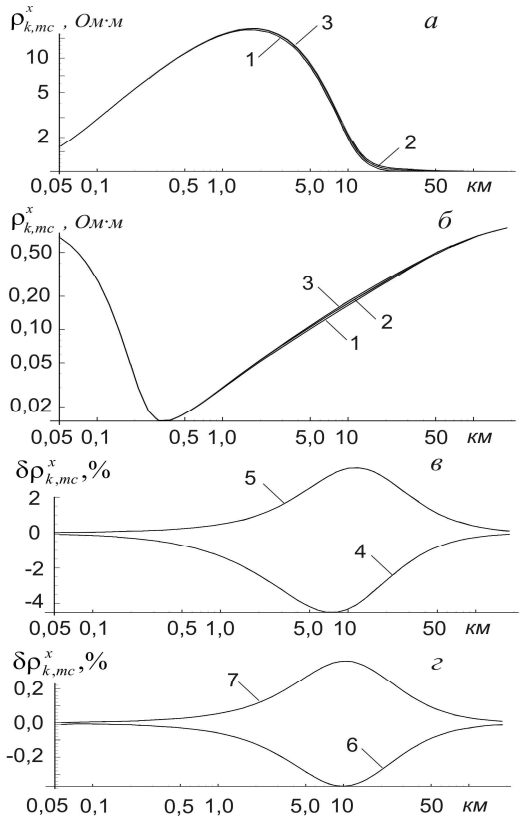


Рис. 1. Особенности хода «поперечных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^x_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибке задания длины секции контактного провода ($L\pm\Delta L$): *а* – трехслойный геоэлектрический разрез типа «*K*»: $\rho_1 = 1$ Ом·м; $h_1 = 0{,}05$ км; $\rho_2 = 100$ Ом·м; $h_2 = 0{,}5$ км; $\rho_3 = 1$ Ом·м; $h_3 = \infty$ км; *б* – трехслойный геоэлектрический разрез типа «*H*»: $\rho_1 = 1$ Ом·м; $h_1 = 0{,}05$ км; $\rho_2 = 0{,}01$ Ом·м; $h_2 = 0{,}5$ км; $\rho_3 = 1$ Ом·м; $h_3 = \infty$ км (1 – при $\Delta L = -5$ км; 2–при $\Delta L = 0$ км; 3–при $\Delta L = +5$ км); *в, г* – графики относительных погрешностей значений $\rho^x_{k,\partial\tilde{n}}(x)$ (4 – при $\Delta L = -5$ км; 5 – при $\Delta L = +5$ км; 6 – при $\Delta L = -0{,}5$ км; 7–при $\Delta L = +0{,}5$ км).
Параметры источника БТ и координаты точек расчета: $l_0 = 8$ км; $k = 0{,}14$ км$^{-1}$; $L\pm\Delta L = (20\pm\Delta L)$ км; $x = (0{,}05$–183 км); $y = 5$ км

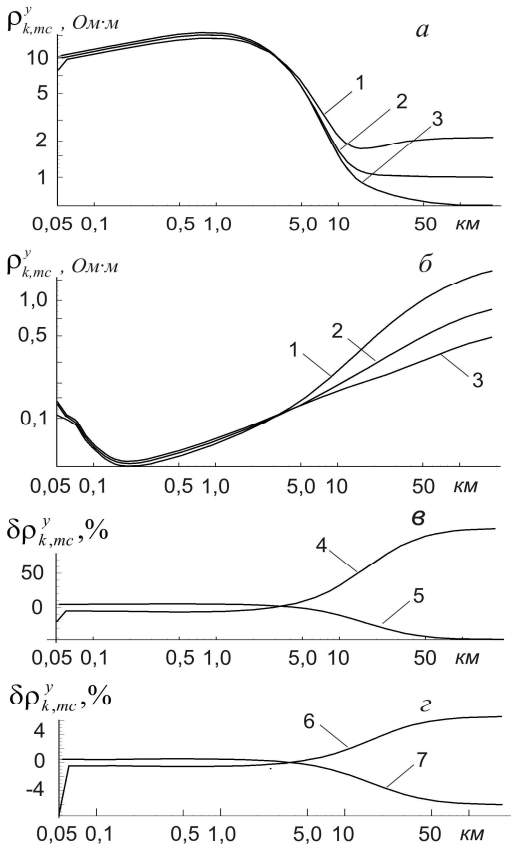


Рис. 2. Особенности хода «продольных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^y_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибке задания длины секции контактного провода ($L\pm\Delta L$): высота подвеса контактного провода – 0,006 км. Расчетные параметры см. рис. 1

Рассматривая рис. 1 и 2, не трудно заметить, что все кривые $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ с заниженными (шифр 1) или завышенными (шифр 3) значениями L отличаются от их идеального хода (шифр 2), но эти отличия, даже при 25 % погрешности в L, в целом, сравнительно малы. В случае профильных распределений $\rho^x_{k,\partial\tilde{n}}$ во всех точках (рис. 1*а*, *б*), а в случае профильных распределений $\rho^y_{k,\partial\tilde{n}}$ на расстояниях от ЭЖД приблизительно до 4,5 км (рис. 2*а*, *б*), обсуждаемые расхождения не превосходят 5 % (рис. 1*в*, 2*в*). И лишь на удалениях более 4,5 км (и только в величинах $\rho^y_{k,\partial\tilde{n}}$) они становятся значительными. Однако L, используя, в частности, любую географическую карту не очень мелкого масштаба, можно определять гораздо точнее, чем 25 %, например, не хуже ±2,5 % (что, если взять расчетные параметры отношений G^j_0 / P^i_0 рис. 1, 2, соответствует абсолютной ошибке

ΔL = ±0,5 км). При этом искажения исследуемых кривых на их практически значимых отрезках (рис. 1*г*, 2*г*) будут существенно меньше точности съемки поля БТ (5–10 %).

Значит, реальные ошибки задания параметра L (такие, как $100\Delta L/L$ = 2,5 % и меньше) особого препятствия трансформации данных измерения помех от ЭЖД в кривые $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ не представляют.

2. ***Влияние погрешностей величины l_0 на вид кривых*** $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$

Параметр l_0 – это координата места изменения тяговой нагрузки электровозов, инициирующих полезные сигналы ΔE_i, ΔH_j, по амплитудам которых и рассчитываются $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$. Ее основной особенностью является то, что от импульса к импульсу поля ЭЖД, участвующего в формировании средних значений ΔE_i / ΔH_j формулы (1), она варьирует в каких-то сравнительно небольших, но точно неизвестных пределах.

При оценке влияния возможных ошибок в l_0 на профильные распределения $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ был использован заведомо завышенный интервал Δl_0. В частности на рис. 3*а*, *б*; 4*а*, *б* Δl_0 составляет ±1 км.

Из анализа рис. 3, 4 вытекает, что общий ход осложненных распределений $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ (кривые 1, 3) остается подобным ходу неосложненных (кривые 2 рис. 3*а*, *б*; 4*а*, *б*). Но неточные $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ с расстояний примерно 0,5–0,7 км от ЭЖД начинают заметно отклоняться от точных (при Δl_0 = -1 км – в сторону увеличения, при Δl_0 = +1 км – в сторону уменьшения), достигая уже на 5 км погрешности несколько большей +15 % (график 4) и -10 % (график 5 рис. 4*в*). Примерно в том же месте расчетного профиля осложненные значения $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$ так же отклоняются от неосложненных, однако эти отклонения не превышают ±3 % (графики 5 и 4 рис. 3*в*), что заведомо лучше требуемой точности стандартных полевых электроразведочных измерений.

Следовательно, даже отягощенные значительными ошибками параметра l_0 кривые $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$ можно использовать для изучения геоэлектрического разреза как по вертикали, так и по горизонтали, а $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ –

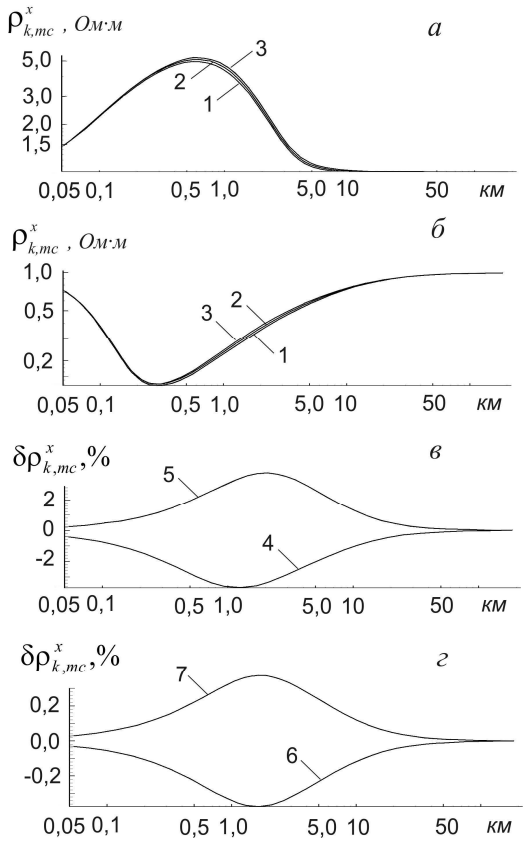


Рис. 3. Особенности хода «поперечных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибке задания координаты места изменении режимов энергопотребления электровозов (l_0±Δl_0): *а* – ρ_2 = 10 Ом·м; *б* – ρ_2 = 0,1 Ом·м (1 – при Δl_0 = -1 км; 2 – при Δl_0 = 0 км; 3 – при Δl_0 = +1 км); *в*, *г* – (4 – при Δl_0 = -1 км; 5 – при Δl_0 = +1 км; 6 – при Δl_0 = -0,1 км; 7 – при Δl_0 = +0,1 км). Параметры источника БТ и координаты точек расчета: l_0±Δl_0 = (7±Δl_0) км; k = 0,14 км$^{-1}$; L = 20 км; x = (0,05–183) км; y = 5 км. Остальные расчетные параметры см. рис. 1

для изучения геоэлектрического разреза по горизонтали, потому что отклонение последних кривых от нормального хода монотонное и, очевидно, не затеняет аномалий от латеральных неоднородностей геологической среды. При реальных погрешностях в l_0 данный вывод становится еще очевиднее (рис. 3г, 4 г), т.к. на практике значения Δl_0 намного меньше километра. Используя, например, любой GPS – навигатор, величину l_0 в большинстве случаев легко определить с точностью не только до сотни, как на рис. 3*г*, 4*г*, но и до одного–трех десятков метров.

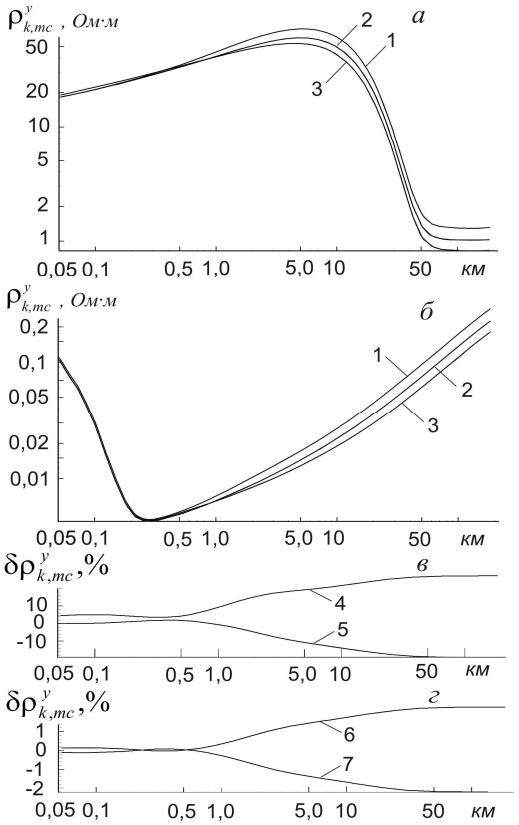


Рис. 4. Особенности хода «продольных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибке задания координаты места изменении режимов энергопотребления электровозов ($l_0 \pm \Delta l_0$): *а* – ρ_2 = 1000 Ом·м; *б* – ρ_2=0,001 Ом·м; высота подвеса контактного провода – 0,006 км. Остальные расчетные параметры см. рис. 3

Отсюда напрашивается вывод: для того, чтобы все участки профильных распределений $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ можно было интерпретировать количественно, координата l_0 должна определяться (если соблюдены прочие условия) с погрешностями не хуже десятков–первой сотни метров, а $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$ – с погрешностями до нескольких сотен метров, обеспечить которые вполне вероятно.

3. *Кривые* $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ *в случае неточного задания параметра k*

Параметр *k*, как было замечено ранее, равен корню квадратному из отношения погонного сопротивления рельсов ($r_р$) к погонному сопротивлению перехода рельс – земля ($r_п$). Из литературных источников известно (Марквардт, 1965), что погонное сопротивление одного рельсового пути ($r_р$) с учетом стыков и размеров сечения профиля рельсов (*S*) ориентировочно равно 0,0155 (при *S* = 82,9); 0,0195 (при *S* = 65,8); 0,0224 (при *S* = 57,0 см^2) Ом/км, погонное переходное ($r_п$) – колеблется (в зависимости от сезона и состояния железнодорожного полотна) между 0,15 и 100 Ом·км (но при плюсовой температуре не превосходит первые единицы ом-километра). Таким образом, величина *k* может изменяться от 0,0124 до 0,3864 км$^{-1}$. Однако если все измерения производить в одно и то же время года, например, летом и на участке, где состояние дороги нормальное, то интервал возможных значений *k* будет намного уже. Положим его равным 0,07–0,28 км$^{-1}$ (что также значительно шире, чем на магистральных дорогах в реальности), а в качестве наиболее вероятного *k* возьмем число 0,14 км$^{-1}$ (т.е. [0,0195 (Ом/км) /1 (Ом·км)]$^{1/2}$).

Результаты расчетов кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ с $(r_р/r_п)^{1/2}$ = 0,14 км$^{-1}$ и погрешностями Δk, равными $+2k$, $-k/2$, показаны на рис. 5, 6.

Рассматривая их, видим: неточности значений $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$, даже при абсолютных ошибках, больших или меньших величины *k* в два раза, нигде не превосходят ±10 % (рис. 5*в* графики 5, 4). Кривые же $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ ведут себя иначе. На расстояниях от ЭЖД вплоть до нескольких первых километров их отклонения от нормального хода очень большие (рис. 6) и только далее 3 км становятся меньше 10 %. Но, если Δk снизить до 5–10 %, то интервал пригодных для электроразведки значений $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ будет сильно расширен и охватит все практически значимые участки расчетного профиля. Это подтверждается графиками 6, 7 рис. 6. Оценку параметра *k* с точностью до 5–10 % можно, вероятно, произвести, используя, например, данные измерения магнитных составляющих поля – помех на ближних к ЭЖД пунктах местности (Вишнев, 2007), или, анализируя сведения о степени изношенности рельсов, вещественном составе балласта (гравий, песок, щебенка), погодных условиях проведения полевых работ и т.п.

Таким образом, незнание точной вели-

чины параметра k, также как и незнание точных величин L и l_0, фатального препятствия целесообразности преобразования данных измерения помех от ЭЖД в кривые $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ не представляет.

4. *Кривые* $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ *при различных значениях L и одной и той же величине погрешности* δL % (Δl_0 *либо* Δk)

Длины секций контактного провода (L) на магистральных электрических железнодорожных ветках варьируют от первых тысяч метров (фидерные зоны узловых станций и электродепо) до нескольких десятков километров (Маркварт, 1965),

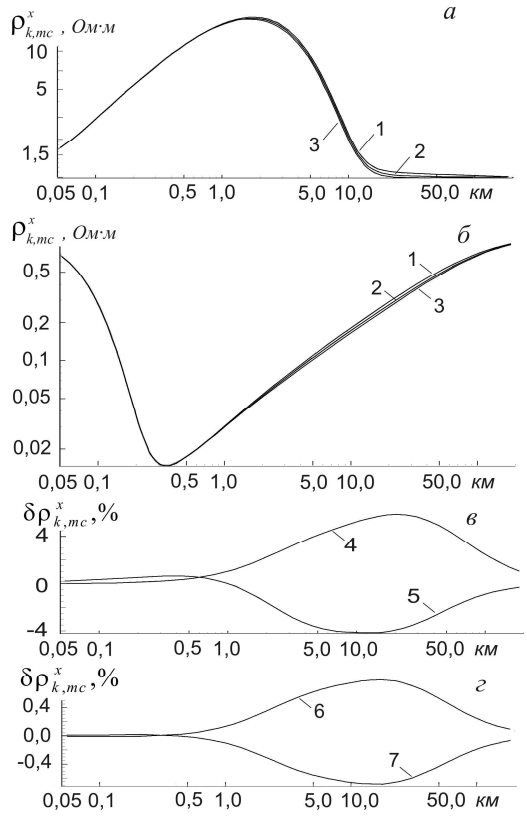


Рис. 5. Особенности хода «поперечных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^x_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибке задания величины корня квадратного из отношения погонного сопротивления рельсов к погонному сопротивлению перехода рельс – земля ($k\pm\Delta k$): *б* – (1 – при Δk = -0,07 км$^{-1}$; 2 – при Δk = 0 км$^{-1}$; 3 – при Δk = +0,14 км$^{-1}$); *в*, *г* – (4 – при Δk = -0,07 км$^{-1}$; 5 при Δk = +0,14 км$^{-1}$; 6 – при Δk = -0,014 км$^{-1}$; 7 – при Δk = +0,014 км$^{-1}$.
Параметры источника БТ и координаты точек расчета: l_0 = 8 км; $k \pm \Delta k$ = (0,14 ± Δk) км$^{-1}$; L = 20 км; x = (0,05–183) км; y = 7,5 км. Остальные параметры см. рис. 1

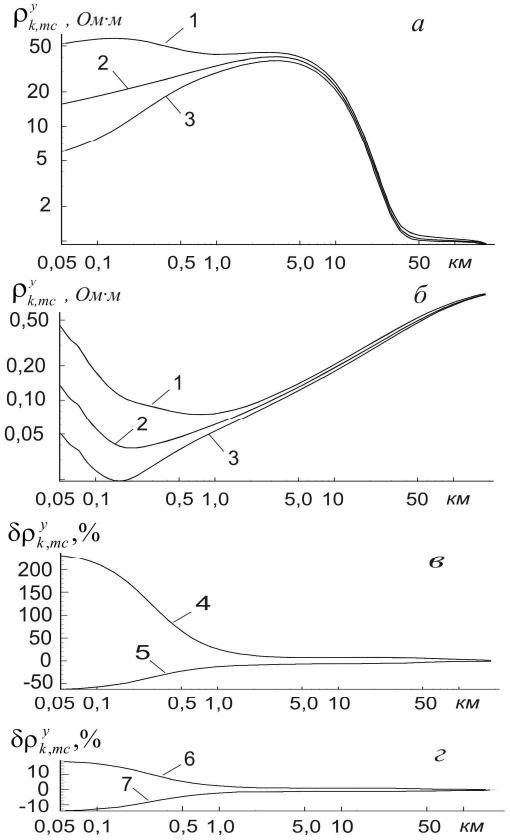


Рис. 6. Особенности хода «продольных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^y_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибке задания величины корня квадратного из отношения погонного сопротивления рельсов к погонному сопротивлению перехода рельс – земля ($k\pm\Delta k$); *а* – ρ_2 = 500 Ом·м. Параметры источника БТ и координаты точек расчета: l_0 = 7 км; высота подвеса контактного провода – 0,006 км; x=(0,05–183) км; y=5 км

поэтому необходимо знать, как действуют погрешности δL % (Δl_0 либо Δk) на ход кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ в случаях больших и малых L.

Из анализа результатов соответствующих расчетов следует:

4.1. Ход графиков погрешностей $\delta\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ при уменьшении или увеличении L (если величины l_0 и y изменяются пропорционально L, а δL % остается прежней) в общих чертах такой же, как на рис. 1*в*, *г*; 2*в*, *г*, однако с ростом L зоны малых ошибок $\rho^y_{k,\partial\tilde{n}}$ расширяются, а с уменьшением – сужаются. Но, даже, когда L = 1 км, δL меньше 2,5 %, в поперечных кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ соответствующие ошибки нигде не превосходят ±1 %, а в продольных – ±7 %. Значит, и в

этом случае кривые $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$ и $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$ можно интерпретировать количественно.

4.2. Примерно так же ведут себя графики погрешностей $\delta\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$, если неточно задан параметр l_0, а величины l_0, y и Δl_0 изменены во столько же раз, что и L. С увеличением L зоны малых ошибок $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ расширяются, с уменьшением – сужаются, а при L = 1 км, Δl_0 = ±10 м – $\delta\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$ нигде не превосходит ±1 %, $\delta\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ – ±5 %.

4.3. То же самое можно сказать и тогда, когда ошибка произошла в задании параметра k, с той лишь разницей, что при L = 1 км, Δk = ±10 % – $\delta\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$ нигде не превосходит ±1 %, $\delta\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$ – нигде, кроме первых пяти сотен метров от ЭЖД, не превосходит ±10 %, становясь на удалениях более 1 км значительно ниже ±5 %.

5. *Суммарное воздействие модельных ошибок на кривые* $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$

Из сопоставления рис. 1–6 между собой ясно, что экстремальные искажения распределений $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ погрешностями параметров L, l_0 и k располагаются на различных участках расчетного профиля. Однако с уменьшением L они имеют тенденцию все большего взаимного наложения. Выясним, каковы их максимальные суммарные значения.

Иллюстративный материал, соответствующий случаю, когда заданы ошибки во всех трех параметрах модели источника используемого в МБТ поля, приведен на рис. 7, 8.

Рассматривая их, видим, что, если погрешности L, l_0 и k не превосходят выше упомянутых оптимальных величин, то осложненные кривые $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ практически везде (в пределах точности полевых электроразведочных измерений) совпадают с неосложненными (рис. 7*а*, *б*; 8*а*, *б*). Исключение составляют первые 500 м от ЭЖД и только у составляющей $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$. Однако далее 500 м искажения модельными ошибками $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$, даже при L = 1 км, становятся меньше 10, а на расстояниях 1000 метров и дальше – меньше 5 %. Значит, из-за незнания точных величин L, l_0 и k преобразование данных измерения помех от ЭЖД в параметр кажущееся сопротивление не может ухудшить геологическую информативность метода БТ.

6. *Зависимость искажений кривых* $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ *от типа слоистого геоэлектрического разреза при заданной величине* δL % (Δl_0 *либо* Δk)

Изучение всевозможных отклонений осложненных кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ от нормального хода показало, что графики распределения

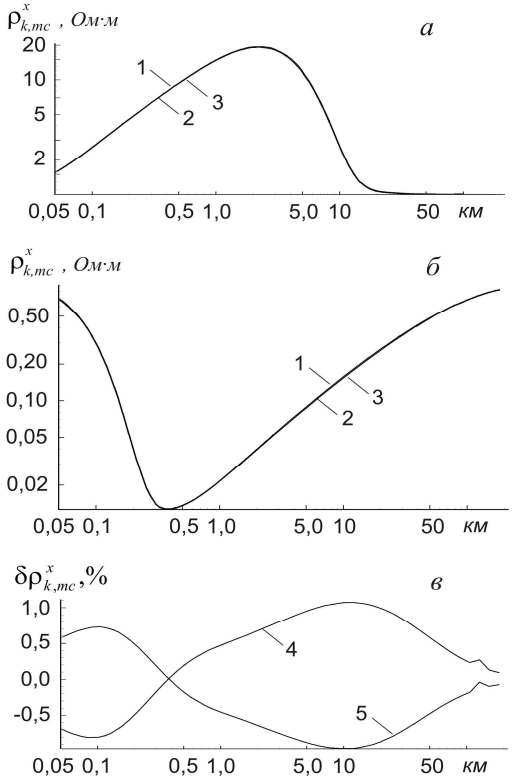


Рис. 7. Особенности хода «поперечных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибках задания длины секции контактного провода (L±ΔL), координаты места изменения режимов энергопотребления электровозов (l_0±Δl_0) и корня квадратного из отношения погонного сопротивления рельсов к погонному сопротивлению перехода рельс – земля (k±Δk): *б* – (1 – при ΔL= + 25 м; Δl_0 = -25 м и Δk = -0,014 км$^{-1}$; 2 – при ΔL = 0 км; Δl_0 = 0 м и Δk = 0 км$^{-1}$; 3 – при ΔL = -25 м; Δl_0 = +25 м и Δk = +0,014 км$^{-1}$); *в* – графики относительных погрешностей значений $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}$ (4 – при ΔL = +25 м; Δl_0 = -25 м и Δk = -0,014 км$^{-1}$; 5 – при ΔL = -25 м; Δl_0 = +25 м и Δk = +0,014 км$^{-1}$).
Параметры источника БТ и координаты точек расчета: $l_0 \pm \Delta l_0$ = (0,4±Δl_0) км; k±Δk = (0,14±Δk) км$^{-1}$; L±ΔL = (1,0±ΔL) км; x = (0,05–183) км; y = 0,25 км.
Остальные расчетные параметры см. рис. 1

относительных ошибок $\delta\rho$ % при одних и тех же условиях возбуждения (т.е. одних и тех же L, l_0, k, δL % (либо Δl_0, Δk)) различных горизонтально-однородных геологических сред в мельчайших подробностях совпадают. Иначе говоря, являются одинаковыми как, например, для разрезов типа «*K*», так и для разрезов типа «*H*», «*A*» или «*Q*». Это позволило распределения 4 (5) для кривых 1 (3) разрезов типа «*K*» и «*H*» изобразить на рис. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 в совмещенном виде. То же относится и к графикам 6, 7 этих рисунков, т.к. искажения кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$, возникающие за счет погрешности δL % (Δl_0 либо Δk), от типа слоистого геоэлектрического разреза не зависят.

Заключение

Подводя итоги, необходимо отметить:

1. Неточности параметров модели источника полезного сигнала, выделяемого из импульсных помех от ЭЖД, действуют на кривые $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$ и $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$ неодинаково. Наиболее сильное влияние они оказывают на профильные распределения величины $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$.

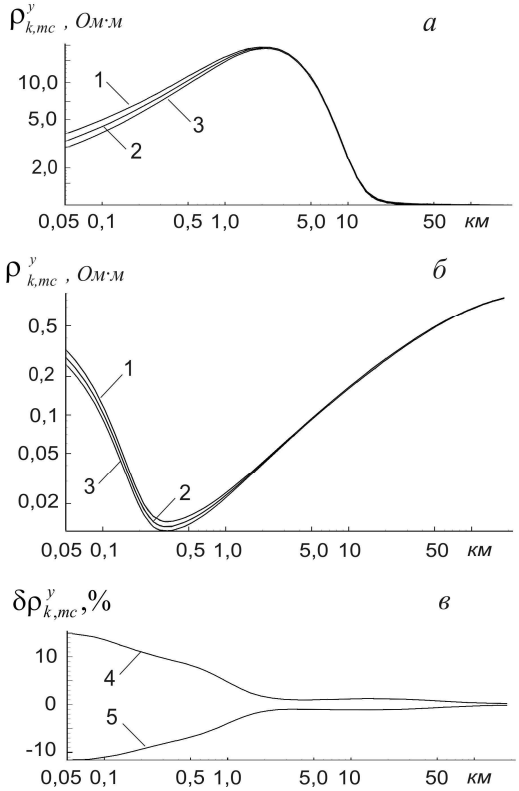


Рис. 8. Особенности хода «продольных» кривых кажущегося сопротивления ($\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}$) при ошибках задания длины секции контактного провода ($L\pm\Delta L$), координаты места изменения режимов энергопотребления электровозов ($l_0\pm\Delta l_0$) и корня квадратного из отношения погонного сопротивления рельсов к погонному сопротивлению перехода рельс – земля ($k\pm\Delta k$); высота подвеса контактного провода – 0,006 км. Остальные расчетные параметры см. рис. 7

2. Ошибками параметра k искажаются, в основном, левые ветви $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$ и правые части второй (от ЭЖД) трети профиля $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$, а ошибками в L и l_0 – правые ветви $\rho^{y}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$ и, соответственно, левые и средние части аналогичной трети профиля $\rho^{x}_{k,\partial\tilde{n}}(x)$.

3. Для получения практически значимых кривых $\rho^{ij}_{k,\partial\tilde{n}}$ достаточно обеспечить: задание длины секции контактного провода (L) с погрешностью до нескольких единиц процентов, задание координаты места изменения тяговой нагрузки электровозов (l_0) – с погрешностью до нескольких десятков–первых сотен метров, задание параметра k – с погрешностью до десяти процентов.

4. Выявленные требования к точности величин L, l_0 и k довольно мягки и в благоприятных случаях постановки метода БТ вполне выполнимы.

Автор выражает благодарность аспиранту Горшкову В.Ю. за помощь по организации расчетов на двухядерном компьютере.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований по УрО РАН (№ 09-Т-5-1024).

Литература

Вишнев В.С. Об использовании поля тяговой сети электрической железной дороги для электрозондирования // Электрометрические исследования на Урале. Свердловск, 1989. С. 2–27. – Рукопись деп. в ВИНИТИ № 4380–89.

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

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.

Вишнев В.С. Определение кажущегося сопротивления слоистой среды в методе блуждающих токов // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 10–16.

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

УДК 550.504

ПЕРЕНОС РАДОНА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ПОЧВЫ В УСЛОВИЯХ СВОБОДНОЙ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ

Климшин А.В., Миндубаев М.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Колотухин А.Э. – УрФУ им. Первого Президента России Б.Н. Ельцина, Екатеринбург

Аннотация. На лабораторном стенде исследовано распределение плотности потока радона по поверхности грунта в условиях свободной тепловой конвекции воздуха в пористой среде. На примере экспериментальных данных и численных расчетов показано, что при положительных градиентах температуры, соответствующих градиентам, наблюдаемым при охлаждении поверхности почвы в естественных условиях, возникает свободная тепловая конвекция, которая приводит к неоднородному распределению плотности потока радона по поверхности грунта.

Радон, плотность потока, температура, численное моделирование, свободная тепловая конвекция, пористая среда.

TRANSFER OF RADON IN THE SOIL SURFACE IN FREE THERMAL CONVECTION CONDITIONS

Klimshin A.V., Mindubaev M.G. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg
Kolotukhin A.E. – UFU named after the First President of Russia B.N. Yeltsin, Yekaterinburg

Abstract. On a laboratory stand the distribution of the flux density of radon on the soil surface under conditions of free thermal convection in a porous medium are studied. On the example of experimental data and numerical calculations it is shown that for positive temperature gradients wich observe during cooling the soil surface under natural conditions, a free thermal convection arise. It leads to a nonuniform distribution of the flux density of radon on the soil surface.

Radon, flux density, temperature, numerical simulation, free thermal convection, porous medium.

Введение

С 1999 года в России в качестве основного контролируемого параметра при оценке радоноопасности строительных площадок используется плотность потока радона (далее – ППР) с поверхности почвы (ОСПОРБ-99). На основании измеренных значений этой величины принимается решение о внесении мер защиты от радона в проект здания. За время применения этого критерия оценки накопилось большое количество экспериментальных фактов, указывающих на значительные временные вариации плотности потока радона, достигающие порядка его величины в сутки (Зайцев, Рогалис, Кузьмич, 2008; Микляев, Петрова, 2007). В работе (Климшин, 2009) показано, что суточные вариации температуры в верхнем слое почвы могут приводить к возникновению свободной тепловой конвекции почвенного воздуха. Это явление рассматривается как одна из причин возникновения вариаций плотности потока радона с поверхности почвы.

В работах (Horton, Rogers, 1945), а также (Lapwood, 1948) и (Золотарева, 1965) показано, что в слое пористой среды толщиной h при подогреве снизу может возникать конвективная фильтрация флюида, подобная той, которая возникает в сплошных средах (Гершуни, Жуховицкий, 1972).

На рис. 1 приведены зависимости, характеризующие суточные и годовые колебания температуры грунтов, характерные для Среднего Урала. Температура измерялась в суглинках, на полигоне Института геофизики в г. Екатеринбурге. Аппаратура и методика измерений описаны в работах (Климшин и др. 2010; Котлованова, 2010).

Суточные колебания температуры поверхности почвы амплитудой 9,7–10,6 ^{o}C (СНиП 23-01-99) наблюдаются на Среднем Урале с апреля по ноябрь (в отсутствии снежного покрова). Тепловая волна проникает приблизительно на 30–35 см вглубь от поверхности. В таких условиях, при охла-

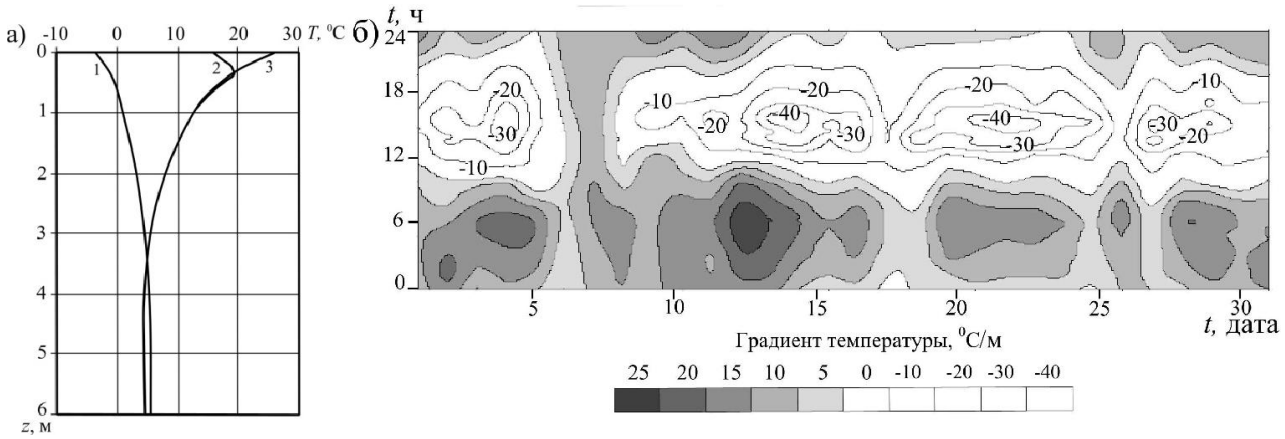


Рис. 1. Зависимости, характеризующие суточные и годовые колебания температуры грунтов, характерные для Среднего Урала: а) зависимости температуры грунтов от глубины для времен измерений: 1 – 15.02.2010 г., 15:00; 2 – 16.07.2009 г., 6:00; 3 – 16.07.2009 г., 18:00; б) зависимость градиента температуры грунтов в слое 0–0,3 м от даты и времени суток; измерения выполнены в августе 2009 г.

ждении поверхности почвы, возможно возникновение конвективного движения воздуха в поровом пространстве грунтов, проницаемость K которых более $8 \cdot 10^{-9}$ м^2. Положительные градиенты температуры почвы возникают преимущественно в ночное время суток (рис. 1б). При годовых колебаниях температуры положительный градиент, равный 0,7–8,7 °С/м, устанавливается в период с ноября по апрель в слое грунтов 0–4,5 м. В таких условиях возможно возникновение свободной тепловой конвекции в грунтах с проницаемостью K более 10^{-9} м^2.

В данной работе исследуется влияние свободной тепловой конвекции воздуха в грунтах на величину плотности потока радона. Цель исследования: экспериментальная проверка существования свободной тепловой конвекции на лабораторном стенде в условиях, соответствующих естественным колебаниям температуры верхнего слоя грунтов; экспериментальная оценка влияния свободной тепловой конвекции на диапазон вариаций плотности потока радона с поверхности почвы; исследование переноса радона в пористой среде в условиях свободной тепловой конвекции методом численного моделирования.

Аппаратура и методика

Экспериментальные исследования проводились в лабораторных условиях для того, чтобы исключить или ограничить влияние на плотность потока радона колебаний атмосферного давления, скорости и направления ветра, изменения влажности пористой среды, а также влияние осадков и фазовых переходов флюида. Экспериментальный стенд изображен на рис. 2. Создаваемый в лабораторной установке градиент температуры составляет около 20–30 °С/м, что соответствует градиенту, возникающему в естественных условиях при суточных колебаниях температуры грунтов.

Верхняя часть экспериментального стенда представляет собой емкость, заполненную доверху смесью из гранитного щебня фракции 5 мм и гранитного отсева фракции 1 мм. Проницаемость этого материала, определенная методом фильтрации, составляет $K = 2 \cdot 10^{-9}$ м^2. Боковые стенки корпуса обклеены изнутри теплоизолирующим материалом (поролон) для уменьшения горизонтального теплового потока. В нижней части стенда помещен нагревательный элемент, позволяющий поддерживать положительный градиент температуры в пористой среде. Для измерения градиента температуры в толще пористой среды размещены температурные датчики на расстоянии 30 и 450 мм от дна стенда.

Источник тепла, установленный под дном стенда, представляет собой шесть последовательно соединенных резисторов

с номинальным сопротивлением 1,8 Ом, питаемых напряжением 22 В от понижающего трансформатора УЗМ-0,4УЗ. Общая мощность нагревательной установки составляет ≈40 Вт.

Температура пористой среды измерялась терморегистратором Center 306. В качестве датчиков температуры были использованы термопары модели К-89 (рис. 2). Измерения плотности потока радона производились в течение двух часов методом экспонирования в контрольных точках накопительных камер с сорбентом радона, с последующим определением величины потока на измерительном комплексе «Камера-01» по величине бета-излучения дочерних продуктов распада радона, поглощенного сорбентом.

Экспериментальные данные

Экспериментальные данные измерения температуры в пористой среде сопоставлялись с теоретическими расчётами. Для этого решалась задача распространения тепла в однородной среде:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_{ef}\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$
$$T(z,0)=T_1,\ T(0,t)=T_2,\ T(h,t)=T_1, \quad (1)$$

где T – температура среды, °С; T_1 – температура помещения, в котором находится стенд, °С; T_2 – температура нагревателя, °С; h – высота бочки, м; κ_{ef} – коэффициент температуропроводности среды, м^2/с.

Ось OZ направлена вверх. Ее начало совпадает с дном бочки.

Аналитическое решение задачи (1) имеет вид:

$$T(z,t)=T_1-(T_2-T_1)\text{x}$$
$$\text{x}\sum_{n=0}^{\infty}\left[\operatorname{erfc}\left(\frac{2h(n+1)-z}{2\sqrt{\kappa_{ef}\,t}}\right)-\operatorname{erfc}\left(\frac{z+2nh}{2\sqrt{\kappa_{ef}\,t}}\right)\right]. \quad (2)$$

На рис. 3 представлены результаты измерений температуры пористой среды при ее подогреве снизу. Время включения подогрева стенда соответствует отметке t = 2,4 ч.

Коэффициент температуропроводности $k_{\text{ef}} = 2{,}6\cdot10^{-7}$ (м^2/с) подобран на основе сравнения экспериментальных и теоретических значений (с использованием выражения (2)) температуры пористой среды на высоте 0,03 м в интервале времени от 2,4 до 26 ч (рис. 3, кривые 1, 1′). Процедура подбора основана на минимизации функционала, являющегося суммой квадратов невязок между экспериментальными и теоретическими значениями.

Различие теоретической и экспериментальной кривых на высоте 450 мм (кривые 2 и 2′) на рис. 3 указывает на то, что при подогреве снизу температурная волна распространяется в слое пористой среды быстрее, чем это следует из модели кондуктивного теплопереноса. Это свидетельствует о наличие дополнительного – конвективного механизма переноса тепла.

В табл. 1 приведены результаты измерений плотности потока радона при равномерном распределении температуры по слою пористой среды (то есть, в отсутствии нагревания).

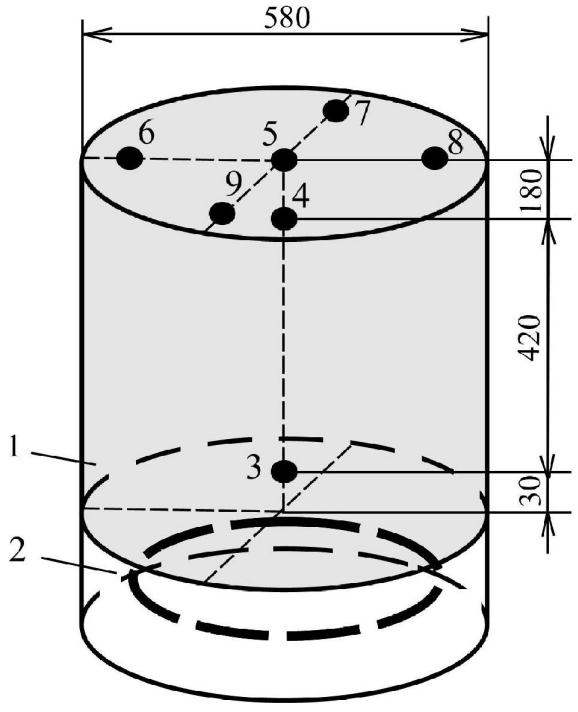


Рис. 2. Общий вид экспериментального стенда: 1 – часть стенда, заполненная щебнем и отсевом; 2 – нагревательный элемент; 3, 4 – температурные датчики; 5–9 точки измерений плотности потока радона (точки 6–9 удалены на 220 мм от точки 5)

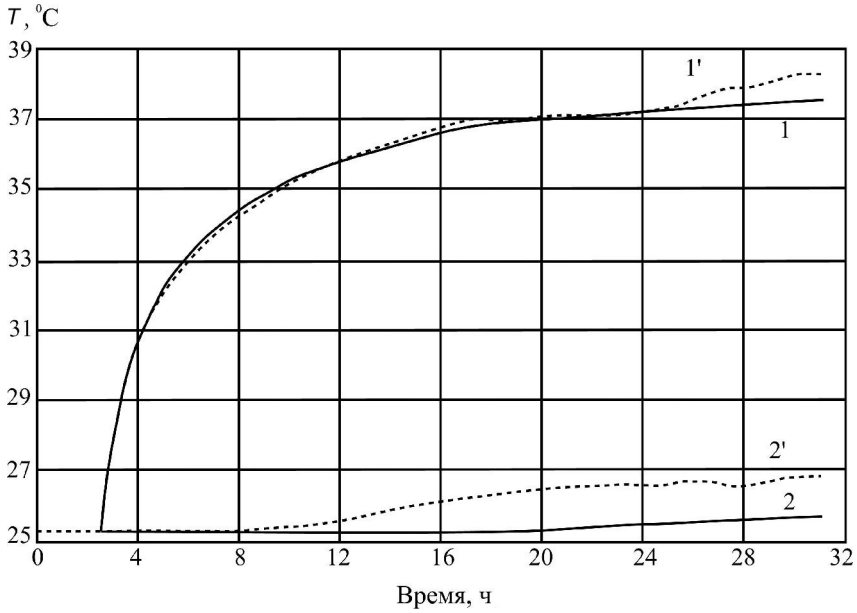


Рис. 3. Изменение температуры пористой среды (*T*) за период измерений на высоте 30 мм (кривые 1 и 1′) и 450 мм (кривые 2 и 2′) от дна стенда: сплошные линии (1 и 2) – теоретический расчет, пунктирные линии (1′ и 2′) – экспериментальные данные

Среднее значение и стандартное отклонение, определенные по результатам трех серий измерений плотности потока радона, равны 24 и 4 мБк/(м^2·с) соответственно. В табл. 2 приведены результаты измерений плотности потока радона при положительном градиенте температуры.

Среднее значение и стандартное отклонение, определенные по результатам трех серий измерений плотности потока радона, при положительном градиенте температуры пористой среды, равны 17 и 12 мБк/(м^2·с) соответственно.

Теоретическая модель

В данной работе проведено численное моделирование миграции радона в почвенном воздухе в условиях свободной конвекции, обусловленной положительным градиентом температуры. Исследования переноса радиоактивной эманации в условиях свободной тепловой конвекции флюида в пористой среде являются новыми. На начальном этапе исследований нами используется ряд существенных допущений. Рассматривается фильтрационная конвекция в пористой среде для несжимаемого флюида, описываемого приближением Буссинеска. Среда считается изотропной, зависимость коэффициента теплового расширения и вязкости газа от температуры не учитывается. Примем в качестве единицы длины – высоту бочки *H*; скорости – k_{ef} / H; температуры – $A{\cdot}H$; давления – $r_0 n k_{ef} / K$; объемной активности радона – C_0; где κ_{ef} – эффективный коэффициент температуропроводности среды, м^2/с; *A* – градиент температуры, °С/м; *K* – проницаемость порис-

Таблица 1. Плотность потока радона с поверхности пористой среды (в отсутствии нагревания)

Номер точки измерений (в соответствии с рис. 2)	Результаты измерений плотности потока радона, мБк/(м^2·с)				
	серия 1	серия 2	серия 3	серия 4	серия 5
5	19	25	25	23	22
6	29	26	28	30	30
7	31	17	24	26	23
8	29	25	25	17	19
9	21	24	19	25	21
Среднее значение	26	23	24	25	23
Стандартное отклонение	5	4	3	5	4

Таблица 2. Плотность потока радона с поверхности пористой среды (при положительном градиенте темпратуры)

Номер точки измерений (в соответствии с рис. 2)	Результаты измерений плотности потока радона, мБк/(м^2·с)				
	серия 1, $\partial T\partial/z$=24 °С/м	серия 2, $\partial T/\partial z$=20 °С/м	серия 3, $\partial T/\partial z$=29 °С/м	серия 4, $\partial T/\partial z$=30 °С/м	серия 5, $\partial T/\partial z$=28 °С/м
5	33	29	35	20	33
6	7	17	12	15	5
7	22	34	3	4	14
8	4	3	28	19	4
9	28	12	5	4	26
Среднее значение	19	19	17	15	16
Стандартное отклонение	13	13	14	10	13

той среды, м^2; ν – кинематическая вязкость воздуха, м^2/с; C_0 – равновесная объемная активность радона, Бк/м^3. Система стационарных безразмерных уравнений, описывающих перенос радона в условиях свободной тепловой конвекции, имеет вид (Nield, Bejan, 2006; Булашевич, Хайритдинов, 1959):

$$\mathbf{u} = -\nabla p + \mathrm{Ra}_p T 1_z, \qquad (3.1)$$

$$\mathbf{u} \cdot \nabla \mathrm{T} = \nabla^2 \mathrm{T}, \qquad (3.2)$$

$$\frac{1}{h}\mathbf{u}\cdot\nabla C = \frac{D}{k_{ef}h}\nabla^2 C - l^*(C-1), \qquad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \qquad (3.4)$$

где $\mathrm{Ra}_p = \dfrac{agH^2\mathrm{A}}{nk_{ef}}\mathrm{K}$ – число Рэлея для пористой среды; $l^* = \dfrac{lH^2}{k_{ef}}$ – безразмерная постоянная распада радона; $\mathbf{u} = \eta\ \mathbf{v}$ – скорость фильтрации воздуха в пористой среде; η – пористость среды; $\mathbf{v}$ – скорость частиц воздуха в порах; p – давление; T – температура; α – коэффициент теплового расширения воздуха (K^{-1}); g − ускорение свободного падения, м/с^2; C – объёмная активность радона; D – коэффициент диффузии радона, м^2/с.

Нами рассматривается двумерная осесимметричная модель свободной конвекции флюида в цилиндре. В такой постановке компоненты скорости фильтрации можно выразить через функцию тока ψ:

$$u_r = -\frac{1}{r}\frac{\partial y}{\partial z}, \quad u_z = \frac{1}{r}\frac{\partial y}{\partial r}. \qquad (4)$$

При принятых выражениях для компонент скорости (4), уравнение неразрывности (3.4) выполняется автоматически. Уравнения (3.1–3.3) в переменных функции тока ψ в цилиндрических координатах (r, φ, z) преобразуются к следующему виду:

$$\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{1}{r}\frac{\partial y}{\partial r}\right) + \frac{1}{r}\frac{\partial^2 y}{\partial z^2} = \mathrm{Ra}_p \frac{\partial T}{\partial r}, \qquad (5.1)$$

$$\frac{1}{r}\left(\frac{\partial y}{\partial r}\frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial y}{\partial z}\frac{\partial T}{\partial r}\right) = \nabla^2 T, \qquad (5.2)$$

$$\frac{1}{h}\left(\frac{1}{r}\frac{y}{\partial r}\frac{\partial T}{\partial z} - \frac{1}{r}\frac{\partial y}{\partial z}\frac{\partial T}{\partial r}\right) = \frac{D}{k_{ef}h}\nabla^2 C - l^*(C-1), \qquad (5.3)$$

где $\nabla^2 = \left(\dfrac{\partial^2}{\partial r^2} + \dfrac{1}{r}\dfrac{\partial}{\partial r} + \dfrac{\partial^2}{\partial z^2}\right)$.

Мы принимаем, что нижняя и верхняя границы слоя являются изотермическими, а на боковых границах отсутствует тепловой поток: T = 1, при z = 0; T = 0 при $z = h$; $\partial \mathrm{T}/\partial \mathrm{r} = 0$, при r = 0 и $r = R_0$, где R_0 – радиус цилиндра.

Для объёмной активности радона:
$\partial C/\partial r = 0$ при $r = R_0$; $\partial C/\partial z = 0$ при $z = 0$; $C = 0$ при $z = H$.

Для функции тока:
$y = 0$, при $z = 0$, $r = 0$, $r = R_0$; $\partial y/\partial z = 0$, при $z = 1$, т. е. верхняя граница принимается проницаемой.

Система стационарных уравнений (5), вместе с соответствующими граничными условиями, решалась методом установления по времени с использованием консервативной, монотонной неявной схемы конечных разностей (Берковский, Ноготов, 1976; Миндубаев, 2010). Применялась равномерная пространственная сетка с шагом $h = 0{,}01$.

При численном моделировании для параметров системы уравнений (5) приняты следующие значения: коэффициента диффузии радона и эффективной температуропроводности, соответственно, $D = 10^{-6}$ м^2/с и $\kappa_{ef} = 2{,}5\cdot10^{-7}$ м^2/с; безразмерного значения постоянной распада радона $\lambda^* = 3{,}33$; пористости $\eta = 0{,}5$ и проницаемости $K = 2\cdot10^{-9}$ м^2. В работах (Bau, Torrance, 1982; Nygart, Tyvand, 2010) исследуются условия возникновения конвекции в пористой среде, находящейся в цилиндре. В них на примере аналитического решения показано, что с уменьшением аспектного отношения $a = R_0/H$, устойчивость существенно возрастает. В данной работе в результате численного моделирования получена кривая нейтральной устойчивости для осесимметричной конвекции в пористой среде с верхней проницаемой границей (рис. 4). В дополнение к результатам, представленным в работе (Bau, Torrance, 1982), нами продолжена кривая нейтральной устойчи-

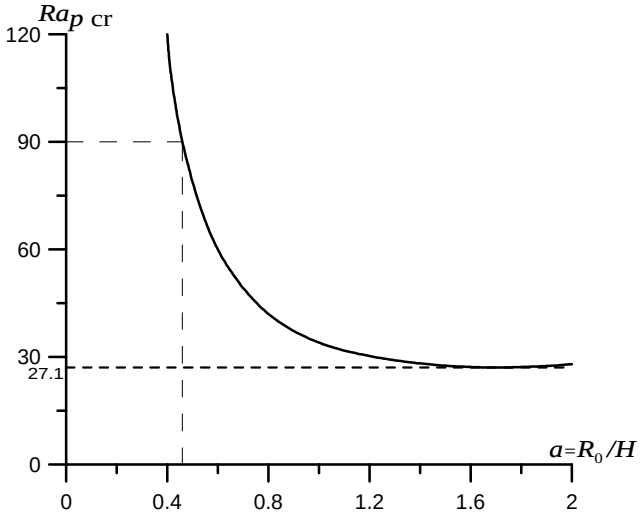


Рис. 4. Кривая нейтральной устойчивости для осесимметричной конвекции в пористой среде в цилиндре с верхней проницаемой границей (зависимость критического числа Рэлея Ra_{pcr} от аспектного отношения $a = R_0/H$)

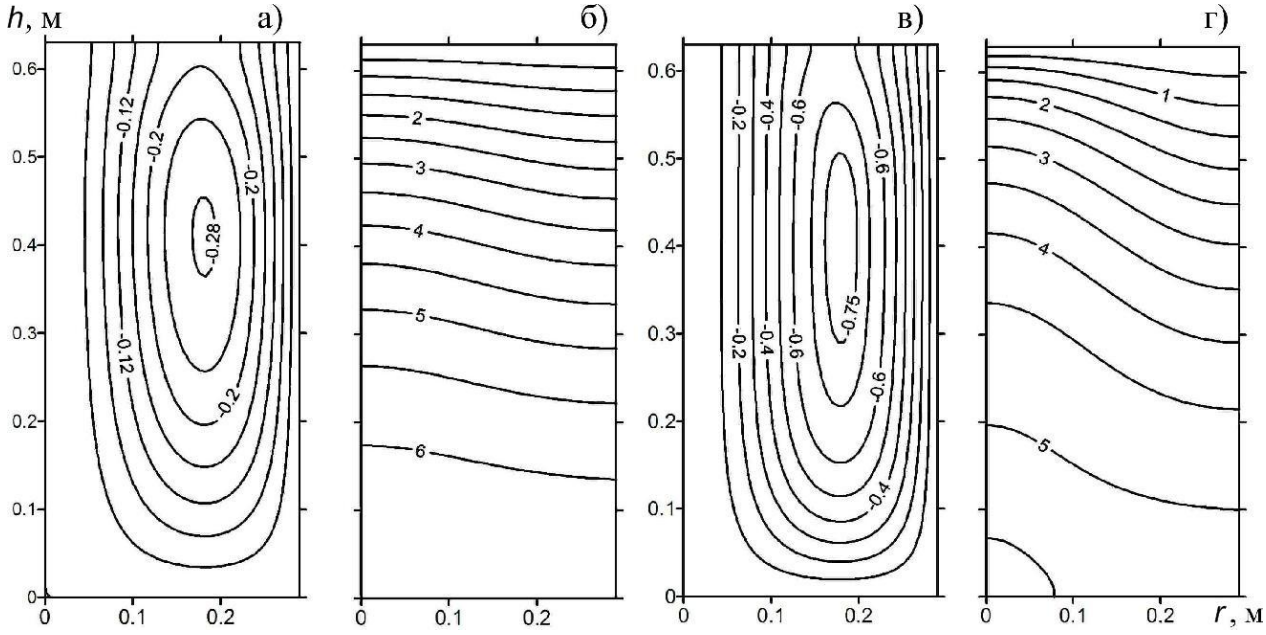


Рис. 5. Изолинии безразмерной функции тока ψ (а, в) и размерной объёмной активности радона $C\cdot10^3$ Бк/м^3 (б, г) при значениях числа Рэлея $Ra_p = 100$ (а, б) и $Ra_p = 140$ (в, г)

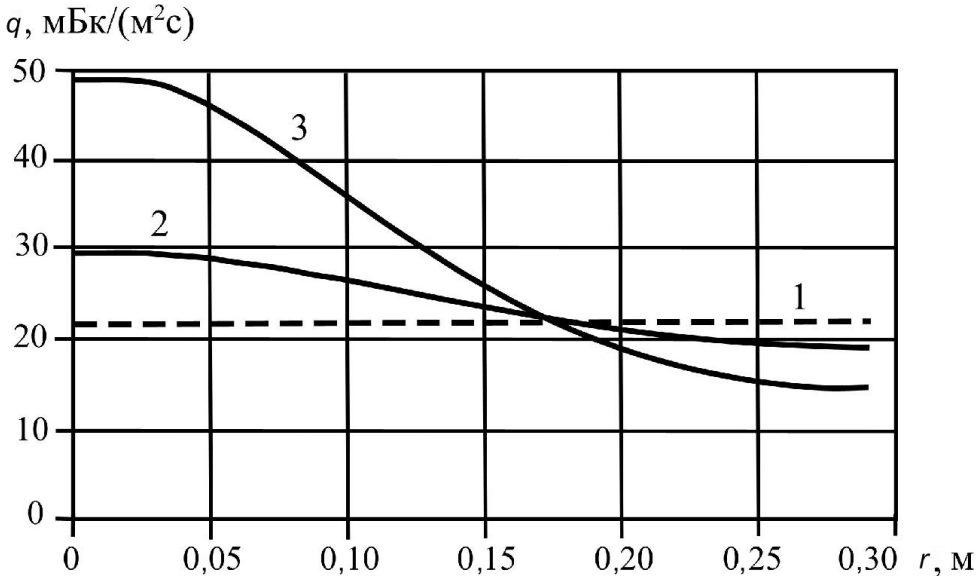


Рис. 6. Расчетные зависимости плотности потока радона с поверхности грунта q от радиуса бочки: (1) – в отсутствии конвекции (Ra_p=0); (2) – число Рэлея Ra_p = 100; (3) – число Рэлея Ra_p = 140

вости для осесимметричной моды в сторону меньших значений аспектного отношения a. Критическое число Рэлея при аспектном отношении a = 0,46, соответствующее нашей задаче, составляет $Ra_{pcr} \approx 90$, что существенно превышает критическое число для плоского бесконечного слоя пористой среды с верхней проницаемой границей $Ra_{pcr} = 27{,}1$ (Lapwood, 1948). Как следует из рис. 4, это минимальное критическое значение для случая осесимметричной конвекции достигается при аспектном отношении $a \approx 1{,}7$, что соответствует результатам, полученным в работе (Bau, Torrance, 1982).

На рис. 5 показано распределение изолиний безразмерной функции тока ψ и размерной объёмной активности радона $C{\cdot}10^3$ (Бк/м^3) при значениях числа Рэлея Ra_p = 100 и Ra_p = 140. В горизонтальном направлении показано расстояние r от оси цилиндра, а в вертикальном – высота грунта h от дна бочки, выраженные в метрах. Как следует из рисунка, с увеличением числа Рэлея Ra_p, скорость циркуляции флюида возрастает, что приводит к увеличению потока радона у оси цилиндра и уменьшению на краях. Кроме этого, с увеличением числа Рэлея Ra_p снижается интегральное значение объёмной активности радона в области.

На рис. 6 представлены плотности потока радона с поверхности грунта q при соответствующих значениях чисел Рэлея Ra_p, а также плотность потока в отсутствии конвекции, составляющая $q \approx 22$ мБк/(м^{2}с).

Рассмотренные нами примеры показывают, что при различных значениях числа Рэлея, которые зависят, главным образом, от градиента температуры и от проницаемости пористой среды, в одних и тех же точках измерения получены различные значения плотности потока радона. Этот результат качественно продемонстрирован на экспериментальных данных.

Выводы

На лабораторном стенде получены результаты измерений плотности потока радона с поверхности грунта при наличии и в отсутствии подогрева снизу. Градиенты температуры, поддерживаемые в лабораторных условиях, соответствуют градиентам, возникающим в приповерхностном слое грунтов в естественных условиях при суточных колебаниях температуры. Различие теоретической (без конвекции) и экспериментальной кривых изменения температуры пористой среды (рис. 3) и результаты измерения плотности потока радона указывают на наличие свободной тепловой конвекции воздуха в грунте.

Экспериментальными данными показано, что при возникновении свободной тепловой конвекции воздуха в грунтах может наблюдаться трехкратное увеличение стандартного отклонения значений плотности потока радона.

В данной работе впервые была решена

численным методом система уравнений, описывающих перенос радона в почвенном воздухе в условиях свободной тепловой конвекции. В результате численного моделирования, на примере двумерной осесимметричной модели, показано, что наличие свободной тепловой конвекции приводит к возникновению неоднородного по площади распределения плотности потока радона с поверхности грунта.

На основании выполненных оценок, авторы работы не рекомендуют проводить измерения плотности потока радона при оценке радоноопасности строительных площадок в ночное и утреннее время суток, а также в осеннее время года на грунтах, проницаемость которых более 10^{-9} м^2. Выводы данной работы необходимо использовать при обработке результатов измерений плотности потока радона, выполненных в условиях охлаждения поверхности почвы.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы» (ГК № П1271), Программы № 16 Президиума РАН и программы № 6 ОНЗ РАН.

Авторы благодарят профессора Ю.В. Хачая за внимание к работе и обсуждение полученных результатов.

Литература

Берковский Б.Н., Ноготов Е.Ф. Разностные схемы исследования задач теплообмена. Минск: Наука и техника, 1976. 142 с.

Булашевич Ю. П., Хайритдинов Р. К. К теории диффузии эманации в пористых средах // Известия академии наук СССР, сер. геофиз. 1959. № 12. С. 1787–1792.

Гершуни Г. З., Жуховицкий Е. М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости, М.: Недра, 1972. 392 с.

Зайцев В.В., Рогалис В.С., Кузьмич С.Г. Исследования влияния временных условий на потоки радона на строительных площадках // АНРИ. 2008. № 2. С. 34–36.

Золотарев П.П. Условия возникновения тепловой конвекции в пористом пласте // Инж. журнал. 1965. Т. 5. № 2, 236–238.

Климшин А.В. Оценка вариаций плотности потока радона при возникновении свободной тепловой конвекции в верхнем слое почвы // Уральский геофизический вестник. 2009. № 2. С. 42–45.

Климшин А. В., Козлова И. А., Рыбаков Е. Н., Луковской М. Ю. Влияние промерзания поверхностного слоя грунтов на перенос радона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 231–237.

Котлованова А.А. Исследование процессов теплопереноса в почве и горных породах по данным геотермического мониторинга // XI Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2010. С. 126–128.

Микляев П. С., Петрова Т. Б. Механизмы формирования потока радона с поверхности почв и подходы к оценке радоноопасности селитебных территорий // АНРИ. 2007. № 2. С. 2–16.

Миндубаев М.Г. Особенности развития двумерной конвекции во вращающейся сжимаемой проводящей жидкости // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50. № 6. С. 792–798.

Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99): 2.6.1. Ионизирующее излучение, радиационная безопасность СП 2.6.1.799-99 М.: Минздрав России, 2000. 98 с. СНиП 23-01-99. Строительная климатология // М.: ГУП ЦППС, 2004. 70 с.

Bau H.H., Torrance K.E. Low Rayleigh number thermal convection in a vertical cylinder filled with porous materials and heated from below // ASME Journ. Heat Transfer. 1982. V. 104. P. 166–172.

Horton C.W., Rogers F.T. Convection currents in a porous medium // J. Appl. Phys. 1945. 16. 367.

Lapwood E. R. Convection of a fluid in a porous medium // Proc. Camb. Phil. Soc. 1948. 44. № 4. P. 508–521.

Nield, D.A., Bejan, A. Convection in Porous Media, 3rd edn. Springer, New York. 2006.

Nygart H.S., Tyvand P.A. Onset of thermal convection in a vertical porous cylinder with a partly conducting and penetrative cylinder wall // Transport porous media. 2010. DOI 10.1007/s11242-010-9618-4.

УДК 550.504

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НАКОПЛЕНИЯ РАДОНА В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ

Климшин А.В. – Институт геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведенная в данной работе математическая модель позволяет рассчитать уровень эквивалентной равновесной объемной активности радона в воздухе подземного помещения, зная удельную активность радия в грунтах, пористость, плотность грунтов, коэффициенты диффузии и эманирования радона, кратность воздухообмена и габариты помещения. Модель может найти применение при оценке радоноопасности участков под строительство и проектировании вентиляционных систем в подземных сооружениях.

Радон, математическая модель, диффузия.

MATHEMATICAL MODEL OF RADON ACCUMULATION IN UNDEGROUND MINES

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

Abstract. The mathematical model is developed in this paper to calculate the level of equivalent equilibrium volume activity of radon in the air of underground structures, if specific activity of radium in the soil, porosity, soil density, diffusion and emanation coefficients of radon, air exchange and the dimensions of the room are known. The model can be applied in assessing radon potencial for construction and design of ventilation systems in underground structures.

Radon, mathematical model, diffusion.

Введение

Необходимость контроля уровня радона в воздухе подземных горных выработок возникает при строительстве и эксплуатации шахт, а также автомобильных и железнодорожных тоннелей, в том числе для метрополитенов. Расчет уровней радона в воздухе подземных помещений может выполняться для оценки потенциальной радоноопасности участка под строительство подземного сооружения.

Решению этой задачи посвящены работы (Радиационная … , 1979; Павлов, Покровский, Камнев, 1994; Булашевич, 1975; Салтыков, Шалаев, Лебедев, 1984). В работе (Радиационная … , 1979) приведены соотношения, связывающие значения объемной активности радона при различных скоростях проветривания. В работе (Павлов, Покровский, Камнев, 1994) приведена модель увеличения во времени величины скрытой энергии в вентиляционной струе равномерно эманирующей выработки. Эти модели не позволяют учесть габариты помещения и свойства горных пород. В работе (Булашевич, 1975) приведена математическая модель, позволяющая рассчитать накопление радона в горной выработке в отсутствии вентиляции. В работе (Салтыков, Шалаев, Лебедев, 1984) приводятся математические соотношения для расчета объемной активности радона в шахтном воздухе с учетом содержания урана (радия) в горных породах, их пористости и скорости движения воздуха в подземном помещении. Недостатком этой модели является то, что она не учитывает геометрические характеристики горной выработки.

Целью данной работы является создание математической модели накопления радона в подземных горных выработках, учитывающей размеры подземного помещения, кратность воздухообмена и способность грунтов выделять радон.

Математическая модель

Примем следующие допущения:

– будем предполагать, что помещение подземной горной выработки представляет собой цилиндр с длиной L и с площадью основания $S_{\text{осн}}$ (рис. 1);

– за счет вентиляции через основание цилиндра I поступает атмосферный воздух с объемной активностью C_{atm}, создавая плотность конвективного потока радона $\vec{j}_1$; через основание цилиндра II воздух с объ-

емной активностью C_{ind} выходит, создавая плотность конвективного потока радона $\vec{j}_2$;

– с боковой поверхности выработки в помещение поступает диффузионный поток радона $\vec{j}_3$, источники которого (атомы Ra-226) распределены равномерно в горной породе;

– внутри помещения радон распределен равномерно за счет перемешивания воздуха.

Введем цилиндрическую систему координат. Ось OZ направим вдоль оси цилиндра от основания I к основанию II. Уравнение диффузии радона с источником имеет вид (Булашевич, Хайритдинов, 1959):

$$\frac{\partial \tilde{N}}{\partial t} + div\,\vec{j} + \lambda \cdot C = 0 \ , \qquad (1)$$

где C – объемная активность радона, Бк/м^3; λ – постоянная распада радона, равная $2{,}1\cdot10^{-6}$ c^{-1}; $\vec{j}$ – плотность потока радона, Бк/(м^2·с), равная сумме конвективной и диффузионной составляющих

$$\vec{j} = C\cdot\vec{v} - D\cdot\vec{\nabla}C, \qquad (2)$$

где $\vec{v}$ – среднемассовая скорость движения воздуха, м/с; D – коэффициент диффузии радона, м^2/с.

Проинтегрируем уравнение (1) по объему цилиндра V.

$$\frac{1}{V}\cdot\frac{\partial}{\partial t}\int_V C dV = -\frac{\lambda}{V}\cdot\int_V C dV - \frac{1}{V}\cdot\int_V div\,\vec{j}\,dV. \qquad (3)$$

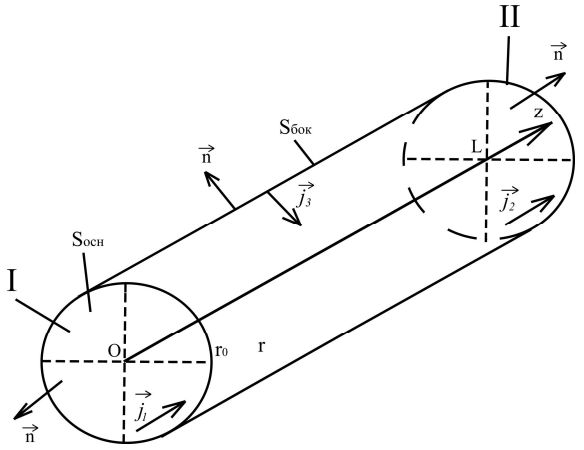


Рис. 1. Схематическое изображение подземной горной выработки

По теореме Остроградского-Гаусса:

$$\int_V div\,\vec{j}\,dV = \oint_S \vec{j}\cdot\vec{n}\,dS\,, \qquad (4)$$

где $\vec{n}$ – вектор нормали, внешней по отношению к выработке, тогда

$$\oint_S \vec{j}\cdot\vec{n}\,dS = -\int_{S_{\text{îñí}}} j_{1z}\,dS + \int_{S_{\text{î ñí}}} j_{2z}\,dS - \int_{S_{\text{áî ê}}} j_{3r}\,dS\ . \qquad (5)$$

В выражении (5) j_{1z} и j_{2z} – это нормальные к поверхности основания цилиндра составляющие плотности конвективного потока радона; j_{3r} – нормальная к боковой поверхности цилиндра составляющая плотности диффузионного потока радона. Введем среднюю по объему цилиндра V объемную активность радона C_{ind}. Данная величина совпадает со средней по поверхности основания II цилиндра объемной активностью радона

$$\tilde{N}_{ind} = \frac{1}{V}\cdot\int_V C dV = \frac{1}{S_{\text{î ñí}}}\cdot\int_{S_{\text{iñí}}} C\big|_{z=L}\,dS\ .$$

Средняя по поверхности основания I цилиндра объемная активность радона равна

$$C_{atm} = \frac{1}{S_{осн}}\cdot\int_{S_{осн}} C\big|_{z=0}\,dS\ .$$

Средние по поверхностям основания цилиндра I и II скорости движения воздуха равны

$$\tilde{v} = \frac{\int_{S_{\text{iñí}}} (Cv_z)\big|_{z=0}\,dS}{\int_{S_{\text{iñí}}} C\big|_{z=0}\,dS} = \frac{\int_{S_{\text{iñí}}} (Cv_z)\big|_{z=0}\,dS}{C_{atm}S_{\text{iñí}}} \qquad \text{и}$$

$$\tilde{v} = \frac{\int_{S_{\text{iñí}}} (Cv_z)\big|_{z=L}\,dS}{\int_{S_{\text{iñí}}} C\big|_{z=L}\,dS} = \frac{\int_{S_{\text{iñí}}} (Cv_z)\big|_{z=L}\,dS}{C_{ind}S_{\text{îñí}}}$$

Тогда средние по поверхностям основания цилиндра значения плотности потока радона равны:

$$\tilde{j}_1 = \frac{1}{S_{\text{îñí}}}\cdot\int_{S_{\text{iñí}}} j_{1z}dS = \frac{1}{S_{\text{îñí}}}\int_{S_{\text{iñí}}} (Cv_z)\big|_{z=0}\,dS = \tilde{v}\cdot C_{atm}\ ,$$

$$\tilde{j}_2 = \frac{1}{S_{\text{îñí}}}\cdot\int_{S_{\text{iñí}}} j_{2z}dS = \frac{1}{S_{\text{îñí}}}\int_{S_{\text{iñí}}} (Cv_z)\big|_{z=L}\,dS = \tilde{v}\cdot C_{ind}\ .$$

Среднее по боковой поверхности цилиндра значение плотности диффузионного потока радона равно $\tilde{j}_3 = \frac{1}{S_{\text{áîê}}}\cdot\int_{S_{\text{áîê}}} j_{3z}dS$.

Тогда выражение (3) можно записать в виде:

$$\frac{\partial \tilde{N}_{ind}}{\partial t} = -\lambda \cdot C_{ind} - \\ - \frac{\tilde{\nu} \cdot S_{îñí}}{V} \cdot (C_{ind} - C_{atm}) + \frac{\tilde{j}_3 \cdot S_{áîê}}{V}. \quad (6)$$

Выражение $\frac{\tilde{\nu} \cdot S_{îñí}}{V}$ показывает, какая часть воздуха в помещении обновляется за счет вентиляции в единицу времени. Ее принято называть (Postendorfen, Wicke, Schraub, 1978) кратностью воздухообмена. Обозначим ее λ_v.

Для того чтобы найти среднее значение плотности диффузионного потока радона с боковой поверхности цилиндра, входящее в выражение (6), решим уравнение диффузии радиоактивной эманации в пористой среде (Булашевич, Хайритдинов, 1959) в области $r \in [r_0, \infty)$. В цилиндрической системе координат оно имеет вид:

$$\eta \cdot \frac{\partial \tilde{N}_1}{\partial t} = D\left(\frac{\partial^2 C_1}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial C_1}{\partial r}\right) - \\ - C_1 \cdot \lambda \cdot \eta + A_{Ra} \cdot K_{ýì} \cdot \rho \cdot \lambda \quad , \quad (7)$$

где C_1 – объемная активность радона в пористой среде; η – пористость; A_{Ra} – удельная активность радия-226 в грунтах, Бк/кг; $K_{эм}$ – коэффициент эманирования радона; ρ – плотность грунтов, кг/м^3. Зависимостью объемной активности радона C_1 от координаты z пренебрегли, так как предполагается, что удельная активность радия в грунтах, их плотность и пористость, коэффициенты эманирования и диффузии радона распределены равномерно в горных породах, а в помещении радон распределен равномерно.

Система уравнений (6–7) с начальными и граничными условиями $\tilde{N}\big|_{t=0} = C(r)$, $C_{ind}\big|_{t=0} = C_{ind\,0}$, $\frac{\partial \tilde{N}}{\partial r}\big|_{r\to\infty} = 0$, $C_1\big|_{r=r_0} = C_{ind}$, $\left.\frac{\partial C}{\partial r}\right|_{r\to r_0} = \left.\frac{\partial C_1}{\partial r}\right|_{r\to r_0}$ представляют собой математическую модель накопления радона в подземных горных выработках.

Рассмотрим стационарное решение уравнения (7) с указанными выше граничными условиями. Оно имеет место при $t >> \lambda^{-1}$.

$$\tilde{N}_1 = C_{ind} \cdot \frac{K_0(r/l)}{K_0(r_0/l)} + \tilde{N}_\infty \cdot \left[1 - \frac{K_0(r/l)}{K_0(r_0/l)}\right]. \quad (8)$$

В выражении (8) использованы следующие обозначения:

$K_\nu(u)$ – модифицированная функция Бесселя второго рода или функция Макдональда (Никифоров, Уваров, 1984), ν = (0, 1)

$l = \sqrt{D/\lambda \cdot \eta}$ – диффузионная длина радона в грунтах (м), $\tilde{N}_\infty = \frac{A_{Ra} \cdot K_{ýì} \cdot \rho}{\eta}$ – равновесная объемная активность радона в воздухе грунтов, Бк/м^3. По закону Фика плотность потока радона с боковой поверхности горной выработки равна:

$$\tilde{j}_3 = D \cdot \left.\frac{\partial \tilde{N}_1}{\partial r}\right|_{r=r_0} = \frac{K_1(r_0/l)}{K_0(r_0/l)} \cdot \frac{D}{l} \cdot (C_\infty - C_{ind}). \quad (9)$$

С учетом выражения (9), стационарное решение уравнения (7) можно записать в виде:

$$\tilde{N}_{ind} = \frac{2 \cdot r_0 \cdot \lambda_v \cdot C_{atm} \cdot l \cdot K_0(r_0/l) + D \cdot K_1(r_0/l) \cdot \tilde{N}_\infty}{2 \cdot (\lambda + \lambda_v) \cdot r_0 \cdot l \cdot K_0(r_0/l) + D \cdot K_1(r_0/l)}. \quad (10)$$

При оценке дозовой нагрузки от радона и его дочерних продуктов распада принято нормировать и контролировать эквивалентную равновесную объемную активность (ЭРОА) радона. ЭРОА неравновесной смеси дочерних продуктов распада радона в воздухе – это такая объемная активность радона в полном равновесии с дочерними продуктами распада, которая имеет такую же величину скрытой энергии (то есть энергии альфа излучения, выделяемой при распаде всех короткоживущих дочерних продуктов распада радона в единице объема воздуха), как данная неравновесная смесь (Защита … , 1995). Взаимосвязь между объемной активностью радона в помещении и ЭРОА устанавливается соотношением:

$$ÝÐÎ À = F \cdot C_{ind}. \quad (11)$$

Коэффициент F характеризует сдвиг равновесия между радоном и его дочерними продуктами. В тех случаях, когда его значение неизвестно, используют значение F = 0,5, которое почти наверняка дает оценку верхней границы диапазона возможных значений ЭРОА радона в горных выработках (Радиационная … , 1988).

С учетом выражений (10) и (11) формула для расчета ЭРОА радона в подземных горных выработках имеет вид:

$$ЭРОА = \frac{2 \cdot r_0 \cdot \lambda_v \cdot C_{atm} \cdot l \cdot K_0(r_0/l) + D \cdot K_1(r_0/l) \cdot \tilde{N}_\infty}{4 \cdot (\lambda + \lambda_v) \cdot r_0 \cdot l \cdot K_0(r_0/l) + 2 \cdot D \cdot K_1(r_0/l)}. \quad (12)$$

Запишем выражение для расчета минимальной кратности воздухообмена, обеспечивающей безопасный (заданный) уровень ЭРОА в помещении подземной горной выработки.

$$\lambda_v = \frac{D \cdot (2 \cdot C_\infty - ЭРОА) \cdot K_1(r_0/l)}{2 \cdot r_0 \cdot l \cdot K_0(r_0/l) \cdot (ЭРОА - 2 \cdot C_{atm})} - \frac{ЭРОА \cdot \lambda}{ЭРОА - 2 \cdot C_{atm}}. \quad (13)$$

Приведем расчет ожидаемых уровней ЭРОА радона в подземном тоннеле радиусом r_0 = 3 м, что приблизительно соответствует размеру тоннеля метрополитена. Рассмотрим три значения кратности воздухообмена: 1) $\lambda_{v1} = 8{,}3 \cdot 10^{-4}$ с$^{-1}$ – нормативная кратность воздухообмена для метрополитенов, в соответствии со СНиП 32-02-2003, п. 5.8.4; 2) $\lambda_{v2} = 0{,}5 \cdot \lambda_{v1}$ с$^{-1}$; 3) $\lambda_{v3} = 0$ с$^{-1}$ – отсутствие вентиляции. В качестве грунтов рассмотрим граниты со следующими характеристиками: плотность ρ = 2600 кг/м^3; пористость η = 0,15; коэффициент эманирования $K_{эм}$ = 0,1; коэффициент диффузии радона $D = 3 \cdot 10^{-7}$ м^2/с. Объемная активность радона в атмосферном воздухе принята равной C_{atm} = 10 Бк/м^3.

Результаты расчета приведены на рис. 2.

По результатам расчета, безопасный уровень ЭРОА радона – не более 200 Бк/м^3 (норматив указан в СанПиН 2.6.1.2523-09, п. 5.3.3) будет обеспечен при нормативной кратности воздухообмена, если удельная активность радия-226 в грунтах не превысит 2070 Бк/кг. При снижении кратности воздухообмена в два раза, безопасный уровень ЭРОА следует ожидать при $УА_{Ra\text{-}226} \leq 1035$ Бк/кг. В условиях отсутствия вентиляции, превышение норматива по ЭРОА наступит, если $УА_{Ra\text{-}226} > 5$ Бк/кг.

Заключение

Предложенная математическая модель позволяет дать прогноз ожидаемых уровней ЭРОА радона в будущих подземных помещениях по известным свойствам грунтов, проектным характеристикам работы вентиляционной системы и габаритам помещения. Кроме того, модель позволяет рассчитать минимальное значение кратности воздухообмена, необходимое для обеспечения безопасных уровней радона.

Эта модель может быть использована при оценке радоноопасности участков для строительства подземных сооружений, а также при проектировании вентиляционных систем в горных выработках.

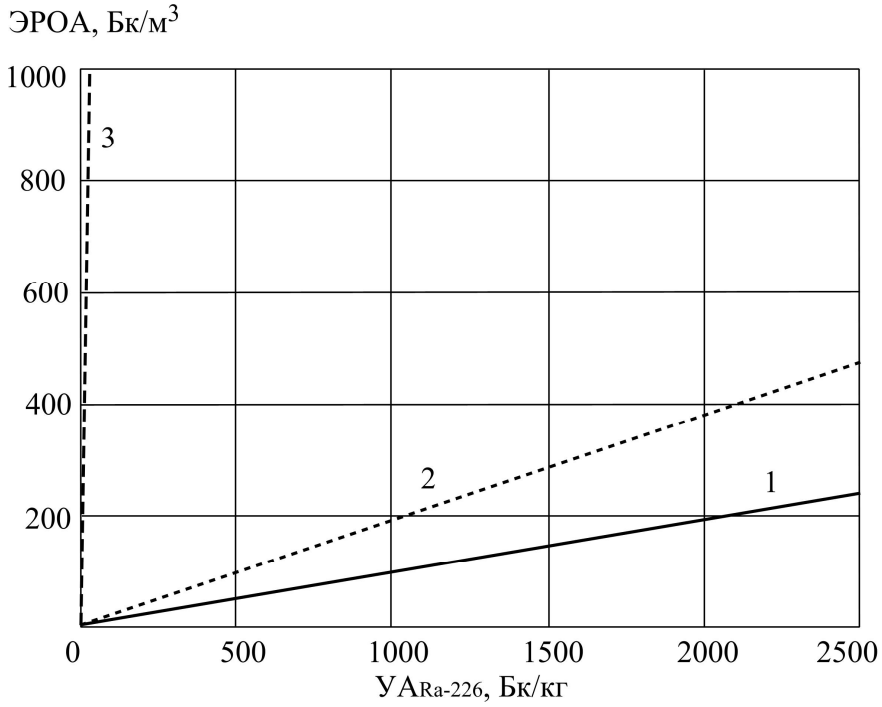


Рис. 2. Теоретический расчет ЭРОА радона в воздухе подземного помещения в зависимости от удельной активности радия-226 ($УА_{Ra\text{-}226}$) при различных значениях кратности воздухообмена: 1 – $\lambda_{v1} = 8{,}3 \cdot 10^{-4}$ с$^{-1}$; 2 – $\lambda_{v2} = 0{,}5 \cdot \lambda_{v1}$ с$^{-1}$; 3 – $\lambda_{v3} = 0$ с$^{-1}$

Литература

Булашевич Ю.П. Некоторые нестационарные задачи диффузии частиц с ограниченным временем жизни // Ядерно-геофизические исследования. Сб. статей. Свердловск, 1975. С. 3–15.

Булашевич Ю.П., Хайритдинов Р.К. К теории диффузии эманации в пористых средах // Изв. АН СССР, сер. геоф. 1959. № 12. С. 1787–1792.

Защита от радона-222 в жилых зданиях и на рабочих местах. Публикация 65 МКРЗ / Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат, 1995. 68 с.

Никифоров А. Ф., Уваров В.Б. Специальные функции математической физики. Учебное пособие. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Наука, 1984. 344 с.

Павлов И.В., Покровский С., Камнев Е.Н. Способы обеспечения радиационной безопасности при разведке и добыче урановых руд. М.: Энергоатомиздат, 1994. 256 с.

Радиационная защита на урановых и других рудниках. Рекомендации МКРЗ №24 / Под ред. и с комментариями А.А. Моисеева и И.Л. Шалаева; Пер. с англ. М.: Атомиздат, 1979. 76 с.

Радиационная защита работающих в рудниках: Публикация 47 МКРЗ / Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат, 1988. 40 с.

Салтыков Л.Д., Шалаев И.Л., Лебедев Ю.А. Радиационная безопасность при разведке и добыче урановых руд. Изд. 2-е перераб. и доп. М.: Энергоатомиздат, 1984. 144 с.

Postendorfer J., Wicke A., Schraub A. The influence of exhalation, ventilation and deposition processes upon the concentration of radon (222Rn) and thoron (220Rn) and their decay products in room air // Health Phys. 1978. V. 34, N 5. P. 465–473.

УДК 550.343

О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ И НЕРАВНОМЕРНОСТЬЮ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ *

Цурко И.А. – Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Аннотация. Проанализирована с точки зрения теории вероятности устойчивость связи между вариациями вращения Земли и ее сейсмичностью. Показано, что между землетрясениями и неравномерностью вращения Земли имеется прямая и довольно сильная связь. Следовательно, на основе вариаций вращения Земли возможно определение начала сейсмического события за 48 - 120 часов до его наступления, что позволяет говорить о возможности краткосрочного прогноза.

Неравномерность вращения Земли, сейсмичность, краткосрочный прогноз.

ABOUT POSSIBLE CONNECTION BETWEEN EARTHQUAKES AND NON-UNIFORMITY OF ROTATION OF THE EARTH

Tsurko I.A. – Urals State Mining University, Yekaterinburg

Abstract. Stability of communication between variations of rotation of the Earth and its seismicity is analysed from the point of view of the theory of probability. It is shown, that between earthquakes and non-uniformity of rotation of the Earth there is direct and strong enough communication. Hence, on the basis of variations of rotation of the Earth probably definition has begun seismic event for 48 - 120 hours before its approach that allows to speak about possibility of the short-term forecast.

Non-uniformity of rotation of the Earth, seismicity, the short-term forecast.

Введение

Ежегодно на Земле происходит около миллиона землетрясений, но большинство из них так незначительны, что они остаются незамеченными в повседневной жизни. Действительно сильные землетрясения, способные вызвать обширные разрушения, случаются на планете примерно раз в две недели. Возможный прогноз землетрясений позволил бы избежать значительных как материальных, так и человеческих потерь.

Необходимым условием возникновения тектонического землетрясения является напряженное состояние земной коры, которое вызывается деформированием литологического блока или литологической плиты. Достаточным условием можно считать появление некоторой внешней силы, которая спровоцирует сброс напряжения. Таким образом, для краткосрочного прогноза необходимо определить эту внешнюю силу и сопоставить с информацией о напряженных состояниях планеты. Разница в величине энергии землетрясений (самое мощное – порядка 10^{17}-10^{18} Дж) и энергии вращения Земли (по различным оценкам 10^{30}-10^{32}Дж) составляет почти пятнадцать порядков. При этом вариации энергии вращения Земли сопоставимы с энергией землетрясения. Учитывая это, можно сделать предположение, что кратковременное изменение скорости вращения планеты является достаточным условием для возникновения землетрясения (Уткин, Цурко, 2010).

В качестве обрабатываемого материала использовались данные сейсмического каталога NEIC и каталога точного времени IERS за 2000 и 2010 годы.

Исходные данные

При проводимых исследованиях была изучена плотность землетрясений за указанные годы. В подсчет вошли все сейсмические события с магнитудой большей или равной 5 ($M \geq 5$) и глубиной эпицентра менее 70 км, в том числе повторяющиеся в одном и том же эпицентре, с небольшим временным интервалом, поскольку сейсмические события с магнитудой менее 5 наносят существенно меньший ущерб.

Среднее число крупных землетрясений ($M > 5$) в день с 2000 по 2010 гг. увеличилось (рис. 1, цветная вкладка). Среднее же число всех землетрясений остается на прежнем уровне. При произведенных расчетах выяснилось, что фоновым значением можно считать 4–5 крупных землетрясений в день. В период с 2000 по 2003 гг.

* Публикуется в порядке обсуждения

среднее число колеблется около фонового. Но уже с 2004 г. можно выделить несколько пиков. Причем они распределены неравномерно, большая их часть расположена в начале и конце года. Эти пики, судя по всему, связаны афтершоковыми процессами после крупных землетрясений. Так как при рассмотрении исходных данных можно выделить дни с повышенным числом землетрясений, можно заметить, что в эти же дни происходили особо крупные землетрясения. Например, 26 декабря 2004 г. на Суматре произошло катастрофичное землетрясение с магнитудой 9. Число землетрясений 26.12.2004 равно 143, а 27 декабря – 49 и т.д. Таким образом, среднее число землетрясений в день за декабрь получилось равным 11. На рис. 1 также можно увидеть место и магнитуду землетрясений, к которым приурочены пики модели.

Поскольку планета вращается неравномерно, то в точках изменения направления ускорения генерируется достаточно мощный механический импульс, который воздействует на земную кору и вызывает сброс накопленной упругой энергии.

На графике (рис. 2), отражающей величину вариаций вращения, можно отметить несколько характерных точек, отмеченных треугольниками. В указанных точках существенно изменяется направление вращательного ускорения. Как видно из графика, обязательно после начала изменения вращательного ускорения, в течение 2–6 дней, происходит землетрясение с магнитудой больше 6. Землетрясения же с меньшей энергией зачастую являются фоном и не подчиняются указанному взаимодействию с неравномерностью вращения Земли. Поэтому из дальнейших расчетов было решено убрать землетрясения с магнитудой меньшей 6.

Обобщение полученных данных представлено на рис. 3 (цветная вкладка) в виде трехмерной модели, представляющей число землетрясений в зависимости от величины входного возмущающего сигнала и времени реакции среды (времени между входным возмущающим сигналом и моментом землетрясения). Например, на второй день после смены знака ускорения вращения происходит до 20 событий в сутки, на 6 день – не более 9. Для предварительной оценки возможного прогноза тектонического события были выбраны следующие прогнозные величины: а) ускорение между двумя точками смены знаков вариаций в пределах от 0,3 до 0,6 мс/сут (величина изменения длины суток LOP в мс/сут строго пропорциональна величине изменения скорости вращения Земли);
б) запаздывание тектонического события относительно момента смены знака ускорения равно 2–6 суткам, то есть землетрясение должно произойти в течение указанного времени запаздывания.

Таким образом, был определен интервал, в течение которого должно произойти землетрясение. Для дальнейших расчетов была сделана выборка из каталога землетрясений с магнитудой более 6, поскольку на

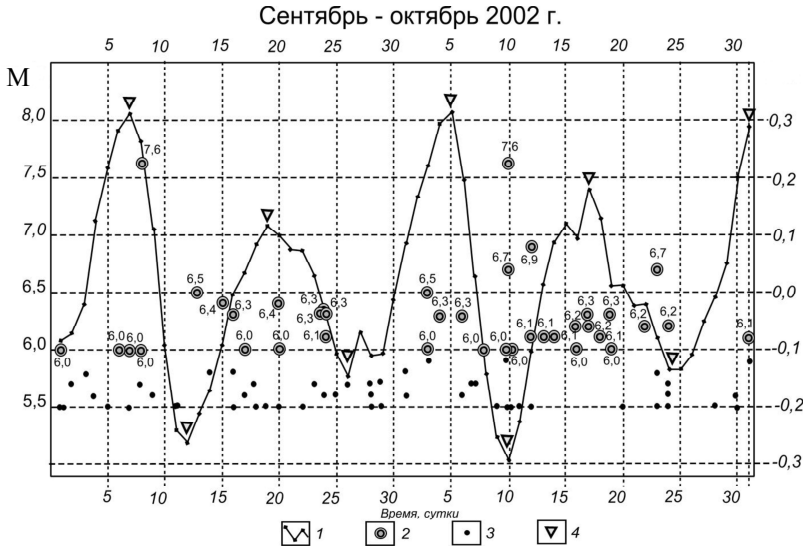


Рис. 2. Связь между вариациями вращения Земли и магнитудами землетрясений в сентябре–октябре 2002 года: 1 – график вариации вращения Земли, мс/сут; 2 – землетрясения с M≥6; 3 – землетрясения с 5,5≤ M<6; 4 – точки изменения направления ускорения

инициализацию землетрясений с меньшей энергией могут влиять и другие факторы. Далее были построены графики зависимости между вариациями вращения Земли и числом землетрясений в день, на которые были наложены прогнозные интервалы по выше изложенной методике. Пример этих графиков показан на рис. 4 (цветная вкладка). Для оценки правильности методики необходимо определить вероятность правильного прогноза и ложной тревоги, а также вычислить коэффициент корреляции.

При обработке данных за 2000–2010 гг. было подсчитано, что вероятность крупного землетрясения в прогнозный интервал равна 73 %, а в «непрогнозный» – 27 %. Время тревоги составляет 47 % от исследуемого времени.

Следующим этапом является: выявление связи между землетрясениями и неравномерностью вращения Земли, при двухразрядной группировке (Шарапов, 1965).

Методика обработки данных и результаты

На основе полученных данных оценку связи числа землетрясений и неравномерности вращения Земли проведем следующим образом. Обозначим событие, заключающееся в том, что произойдет землетрясение, через A, а через B – прогнозный интервал. Отсутствие признака A обозначим через α, а отсутствие признака B через β. Пусть общее число рассматриваемых объектов будет N, а число тех объектов, которые обладают признаком A, обозначим (A), признаком B – (B), α – (α), β – (β). Число объектов, обладающих признаками A и B одновременно, обозначим (AB) и т.д.

В случае отсутствия какой бы то ни было связи между двумя качественными признаками A и B имеет место равенство (Шарапов, 1965):

$$\frac{(\grave{A}\hat{A})}{(\hat{A})} = \frac{(\grave{A}\beta)}{(\beta)} \ . \qquad (1)$$

Согласно принятой модели были выбраны прогнозные интервалы (B=476, β=475), за 2000–2010 гг. в них попало 979 землетрясений из 1349. В нашем случае A – землетрясение, α – отсутствие землетрясения, B – прогнозный интервал, β – «непрогнозный» интервал. Сочетание признаков будет равно: (AB) = 979, $(A\beta)$ = 370, (αB) = 89, $(\alpha\beta)$ =312.

Чтобы узнать, есть ли связь землетрясений с прогнозными интервалами, подставим в формулу (1) полученные значения. При этом оказывается, что

$$\frac{(\grave{A}\hat{A})}{(\hat{A})} = \frac{979}{476} = 2{,}06 \ ;$$

$$\frac{(\grave{A}\beta)}{(\beta)} = \frac{370}{475} = 0{,}78 \ .$$

Таким образом $\frac{(\grave{A}\hat{A})}{(\hat{A})} > \frac{(A\beta)}{(\beta)}$,

значит признаки A и B нельзя считать несвязанными друг с другом (Шарапов,1965).

Полная связь (положительная или отрицательная), как и отсутствие связи, на практике встречается очень редко. Чаще всего мы имеем неполную связь (положительную или отрицательную). Реальное количество связанных признаков A и B (α и β, α и B, A и β) почти всегда находится где-то в промежутке между двумя границами, из которых одна означает отсутствие связи, а другая – полную положительную или полную отрицательную связь. Степень близости реальной связи ко второй из этих двух границ характеризует силу связи. При этом связь бывает тесная или сильная и нетесная или слабая.

Силу связи можно измерить с помощью коэффициента связи (Юл, Кендалл, 1960). Значения этого коэффициента укладываются в пределы от 0 до ±1. При этом нуль указывает на отсутствие связи, единица – на полную связь, а все прочие значения – на неполную связь. Были рассчитаны два коэффициента связи. Первый из них, известный по (Юл, Кендалл, 1960) как коэффициент устойчивой связи, равен:

$$Q = \frac{(AB)\cdot(\alpha\beta) - (A\beta)\cdot(\alpha B)}{(AB)\cdot(\alpha\beta) + (A\beta)\cdot(\alpha B)} \ ; \qquad (2)$$

Другой коэффициент, известный как коэффициент взаимосвязанности или коэффициент коллигации (Юл, Кендалл, 1960), равен:

$$Y = \frac{1 - \sqrt{\frac{(A\beta)\cdot(\alpha B)}{(AB)\cdot(\alpha\beta)}}}{1 + \sqrt{\frac{(A\beta)\cdot(\alpha B)}{(AB)\cdot(\alpha\beta)}}} \ . \qquad (3)$$

Ввиду того, что каждый коэффициент имеет свои достоинства и недостатки, рекомендуется пользоваться тем и другим одновременно. По приведенным выше формулам вычисляем:

$$Q = \frac{979 \cdot 312 - 370 \cdot 89}{979 \cdot 312 + 370 \cdot 89} = 0{,}89;$$

$$Y = \frac{1 - \sqrt{\frac{370 \cdot 89}{979 \cdot 312}}}{1 + \sqrt{\frac{370 \cdot 89}{979 \cdot 312}}} = 0{,}51.$$

По полученным значениям коэффициентов связи – оба коэффициента более 0,5 – можно сделать вывод, что связь между количеством землетрясений и прогнозными интервалами положительная и сильная, а это показывает надежность наших данных по предсказанию землетрясения.

Также связь двух качественных признаков друг с другом, их зависимость друг от друга, можно измерить коэффициентом корреляции. Коэффициент корреляции двух зависимых друг от друга событий или качественных признаков *A* и *B* при независимых испытаниях имеет следующий вид (Шарапов, 1965):

$$r = \frac{(AB) \cdot (\alpha\beta) - (A\beta) \cdot (\alpha B)}{\sqrt{(A) \cdot (\alpha) \cdot (B) \cdot (\beta)}} \quad . \qquad (4)$$

Этот коэффициент четко устанавливает связь признаков. В нашем случае коэффициент корреляции r = 0,78. Полученное число – положительное и не малое (существенно больше 0,5). Поэтому предположение о связи признаков *A* и *B* не опровергнуто. Для окончательного принятия этого предположения необходимо еще проверить реальность полученного значения выборочного коэффициента корреляции.

Для решения вопроса о том, насколько реально значение коэффициента корреляции и не определено ли оно одними только случайностями, рекомендуется (Чупров, 1926) вычислить среднюю квадратичную ошибку коэффициента корреляции σ_r по формуле:

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N}}. \qquad (5)$$

Здесь N – число наблюдений.

В нашем случае получается $\sigma_r = \frac{1 - 0{,}78^2}{\sqrt{951}}$.

Считается (Романовский,1938), что если абсолютное значение коэффициента корреляции не менее трех σ_r, то связь признаков реальная. В данном случае 3 σ_r = 0,04, то есть $|r| > 3\sigma_r$.

Выводы

Между землетрясениями и неравномерностью вращения Земли имеется прямая и довольно сильная связь. Следовательно, на основе вариаций вращения Земли возможно определение начала сейсмического события за 48–120 часов до его наступления, что позволяет говорить о возможности краткосрочного прогноза. Но поскольку интенсивность и координаты землетрясения с помощью этой методики определить невозможно (Уткин, Цурко, 2010), можно рекомендовать комплексирование этой методики с другими способами, определяющими координаты и силу землетрясения. Полученный результат позволяет предположить возможность дальнейших исследований в данном направлении. Связь неравномерности вращения с величиной магнитуды будущего сейсмического события не наблюдается, но тенденция изменений соблюдается для обоих параметров одинаково.

Автор считает своим долгом выразить искреннюю благодарность и признательность своему учителю члену-корреспонденту РАН В.И. Уткину за постоянное внимание к работе и доброжелательные советы. Автор также выражает благодарность заведующей кафедры недропользования УГГУ Т.А. Глушковой, чьи представления о статистических зависимостях стали благодатной почвой для новых идей.

Литература

Романовский В.И. Математическая статистика. ГОНТИ НКТП СССР. М.; – Л., 1938. 527 с.

Уткин В. И., Цурко И.А. О связи вращения Земли и сейсмичности Земли // Уральский геофизический вестник. 2010. № 2. С. 53–58.

Чупров А.А. Основные проблемы теории корреляции. М.: Изд. М. и С. Сабашниковых, 1926.

Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии (Статистический анализ геологических данных). М.: Изд-во Недра, 1965. 260 с.

Юл Д., Кендалл М. Теория статистики. М.: Госстатиздат, 1960. 778 с.

УДК 574 : 539.16.047

УРОВНИ СОДЕРЖАНИЯ ТРИТИЯ В ИСТОЧНИКАХ ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ РАЙОНА БАЭС НА УРАЛЕ

Чеботина М.Я., Николин О.А. – Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

Рыбаков Е.Н. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе изложены результаты оценки качества питьевой воды по содержанию трития, поступающего в природную среду в результате длительной работы Белоярской АЭС. Современный уровень содержания трития в воде обследованных водных источников варьировал в пределах 1-25 Бк/л. Показано наличие достоверной обратной корреляционной связи между концентрациями трития в питьевой воде и расстоянием их до АЭС. Установленный научный факт подтверждает возможность проникновения трития в питьевые источники в районах расположения предприятий ядерно-топливного цикла (ЯТЦ) через внутригрунтовый сток. Произведено сравнение полученных результатов для БАЭС с аналогичными данными для района ПО «Маяк».

Тритий, питьевая вода, Белоярское водохранилище, колодцы, скважины.

TRITIUM LEVELS IN THE SOURCES OF DRINKING WATER SUPPLY IN THE REGION OF BELOYARSKAYA ATOMIC POWER STATION IN THE URALS

Chebotina M.Ja., Nikolin O.A. – Institute of Plant and Animal Ecology UB RAS, Yekaterinburg
Ribakov Je.N. – Institute of Geophisics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. The paper reports on the results on the estimation of the drinking water quality from the levels of tritium entering the environment during the long term operation of the Beloyarskaya atomic power station. Tritium levels in the water of the investigated sources was in the range of 1 to 25 Bq/l. A significant reverse correlationship was revealed between tritium concentrations in the drinking water and the distance from the power station. Thus fact evidenced of the penetration of tritium into the sources by possible leakage though the ground. The results were compared with the data for the region of the «Mayak» enterprise.

Введение

Тритий – радиоактивный изотоп водорода с периодом полураспада ~12,3 года – поступает в окружающую природную среду при эксплуатации предприятий ядерно-топливного цикла. При этом он загрязняет различные водные системы, расположенные в непосредственной близости от предприятия. В проведенных ранее исследованиях были выявлены уровни загрязнения тритием воды Белоярского водохранилища с 1980 по 2003 гг., охватывающий период работы трех энергоблоков АЭС (Чеботина, 2010). Показано, что концентрации трития в воде, как правило, превышали уровень техногенного фона (5 Бк/л) во всех точках наблюдений, включая верховье водоема. В течение указанного срока наблюдений отмечена тенденция к снижению концентрации трития в воде Белоярского водохранилища. Особенно четко она проявилась после вывода из эксплуатации второго энергоблока (1998 г.), когда содержание радионуклида в воде снизилось примерно в два раза. Установлены пути поступления трития в водоем-охладитель от БАЭС (промливневый и обводной каналы). Концентрация трития в воде указанных водотоков варьировала за время наблюдений от уровня техногенного фона до нескольких тысяч беккерелей на литр. Показано, что в период работы третьего энергоблока, несмотря на проводимые на БАЭС мероприятия по снижению поступления трития в водоем, не исключаются отдельные случаи залповых поступлений трития в водоем.

Данная работа посвящена оценке содержания трития в источниках питьевого водоснабжения населения, проживающего в населенных пунктах 30-километровой зоны вокруг Белоярской АЭС. Согласно литературным данным, современные уров-

ни содержания трития в питьевой воде разных территорий нашей страны находятся в пределах уровня техногенного фона или немного выше, в зависимости от наличия или отсутствия поблизости функционирующих предприятий ЯТЦ. Краткую информацию по этому вопросу можно найти в работах (Болсуновский, Бондарева, 2005; Гудков,1999; Дельвин и др., 1996; Егоров, 1996). Согласно результатам наших исследований, в Уральском регионе уровень техногенного фона по тритию в питьевой воде (г. Кытлым на севере Свердловской области) находится на уровне ~5 Бк/л (Чеботина, Николин, 2005).

Методика исследований

Различные этапы исследований выполнялись в период с 1996 по 2005 гг. Воду отбирали из колодцев и скважин в стеклянные бутылки, которые плотно закрывали пробками и транспортировали в лабораторию Отдела континентальной радиоэкологии Института экологии растений и животных УрО РАН (г. Заречный). В процессе анализа воду фильтровали через бумажный фильтр, дистиллировали и хранили в холодильнике. Для количественного определения трития в пробах воды проводили предварительное обогащение методом одноступенчатого электролиза (Чиркова, 1947).

Метод основан на значительной разнице в скорости выделения легкого (протия) и тяжелых (дейтерия и трития) изотопов водорода при разрядке ионов на катоде в ходе электролитического разложения воды. Обогащение производили с помощью специально сконструированной электролитической установки.

Детальная информация о ее устройстве, методике работы и расчетах концентраций трития приведена в монографии (Чеботина, Николин, 2005).

Пробы просчитывали на американской установке «Дельта-300». Концентрацию трития определяли относительным методом путем сравнения со стандартным раствором. Ошибка β-счета на счетной установке не превышала 5 %, чувствительность метода составляет 3 Бк/л.

Результаты исследований и их обсуждение

Колодцы

Согласно проведенным оценкам, содержание исследуемого радионуклида в питьевой воде колодцев варьировало в пределах 2–25 Бк/л при среднем значении

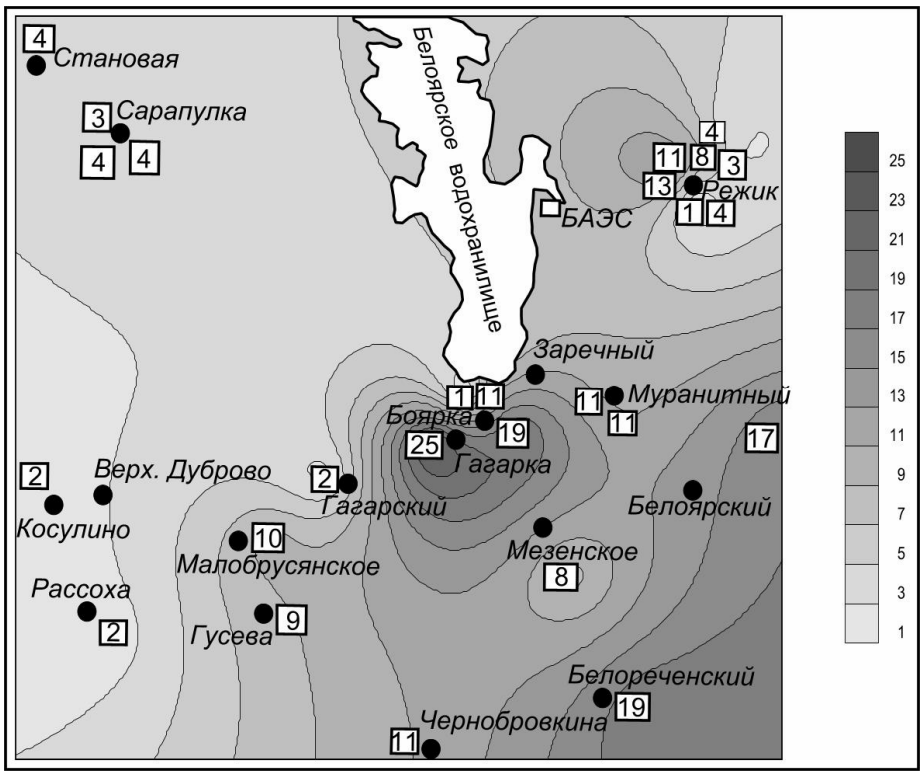


Рис. 1. Концентрации трития в воде колодцев района БАЭС, Бк/л; цифрами указаны значения концентрации трития в пункте наблюдения

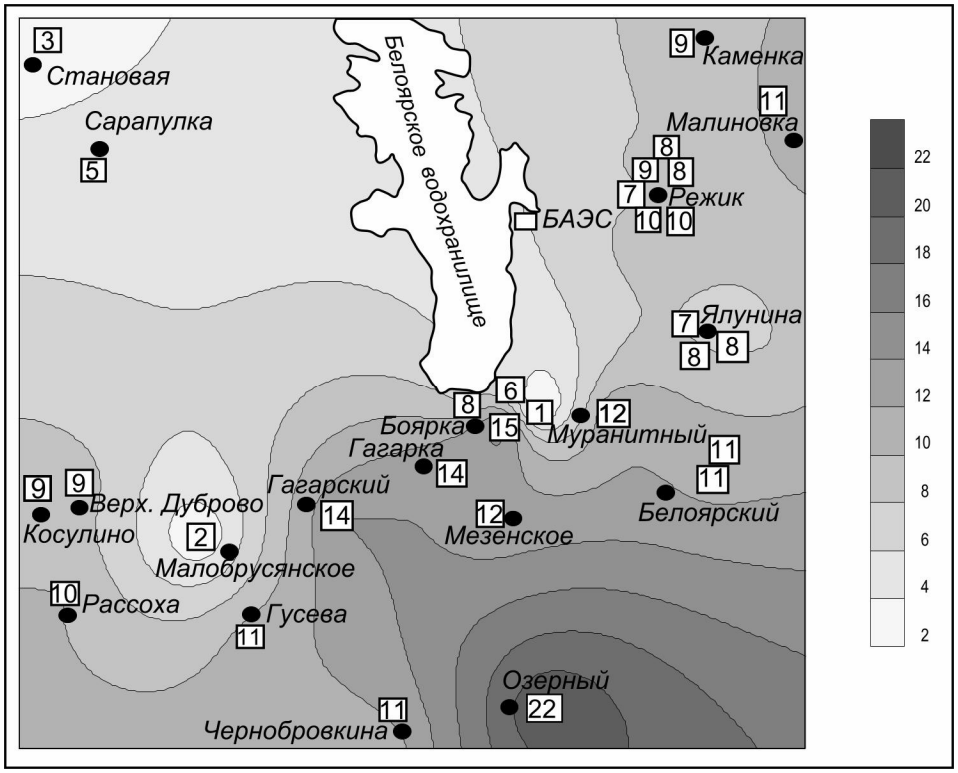


Рис. 2. Концентрации трития в воде скважин района БАЭС, Бк/л; цифрами указаны значения концентрации трития в пункте наблюдения

8,7 Бк/л. Как видно из рис. 1, повышенные концентрации трития отмечены в некоторых пунктах наблюдений, расположенных в южном и юго-восточном направлениях от нижней акватории Белоярского водохранилища (п. Гагарка, Боярка, Белореченский). В более удаленном периферийном районе восточного направления обследованной территории (п. Становая, Косулино, Рассоха) зарегистрированы относительно более низкие значения концентраций радионуклида в воде по сравнению с остальной территорией.

Скважины

Концентрации трития в скважинной воде в обследуемом регионе варьируют от 1 до 22 Бк/л (рис. 2). Как и в предыдущем случае, несколько более высокие концентрации радионуклида отмечены в пунктах наблюдений, расположенных в южном направлении от нижней акватории Белоярского водохранилища (п. Боярка, Гагарка, Гагарский, Озерный), а более низкие – в районе п. Сарапулка и Становая.

Зависимость концентрации трития в воде от расстояния от БАЭС

В колодцы и скважины вода поступает из глубинных слоев подстилающих пород и геологических пластов коренных пород, расположенных ниже почвенного слоя. Пористая структура ряда пород и включения линз воды в них способствуют миграции загрязнений из первичных мест их образования в другие, более удаленные регионы. В связи с этим представляло интерес оценить возможность перемещения трития в пространстве путем миграции его внутригрунтовым способом. На рис. 3 на-

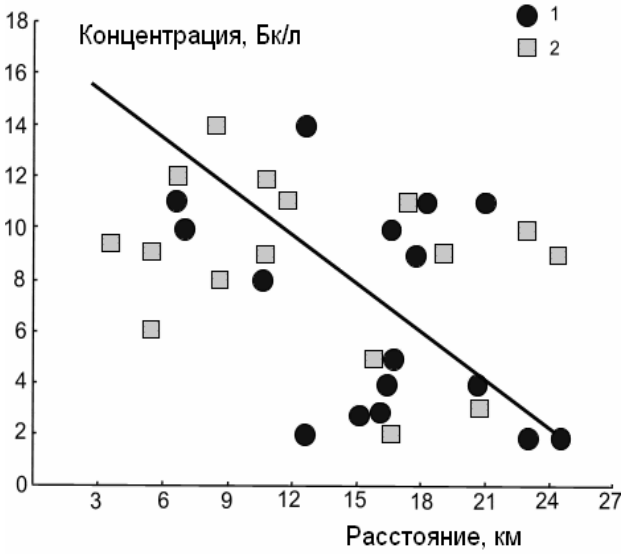


Рис. 3. Зависимость содержания трития в воде колодцев (1) и скважин (2) от расстояния до БАЭС

несены данные концентраций трития в воде колодцев и скважин в зависимости от расстояния от Белоярской АЭС. Расстояние до пункта наблюдений измеряли при помощи компьютерной программы Google Earth (версия 5.2.1.1588). Статистическую обработку данных производили с использованием программы Statistica (Бутстрем-анализ с 29 репликами). Показано наличие достоверной обратной корреляционной связи между концентрациями трития в питьевой воде и расстоянием от АЭС (коэффициент корреляции $r = -0{,}39$, уровень значимости $p = 0{,}037$). Зависимость между изученными параметрами выражается в виде формулы: $y = 11{,}29 - 0{,}2396\,x$.

Установленный научный факт подтверждает возможность проникновения трития в питьевые источники в районах расположения предприятий ЯТЦ через внутригрунтовый сток.

Сравнительная оценка концентраций трития в питьевой воде в районах размещения двух предприятий ЯТЦ

Представляло интерес сравнить концентрации трития в воде колодцев и скважин вокруг двух крупных атомных предприятий Уральского региона – Белоярской АЭС и Производственного объединения «Маяк». Результаты детального исследования современных уровней содержания трития в разных типах питьевой воды в районе ПО «Маяк» представлены в работе (Чеботина, Николин, Смагин, 2008).

Как видно из рис. 4, средние уровни концентраций трития в воде колодцев и скважин зоны БАЭС варьируют в пределах 8–12 Бк/л и статистически не различаются между собой. Для района ПО «Маяк» средний показатель для обоих типов питьевой воды выше. В частности, скважинная вода со средней концентрацией трития 40 ± 4 Бк/л в районе ПО «Маяк» превышает соответствующий показатель для района БАЭС примерно в 5 раз. При этой оценке следует учитывать, что радиус территории, в пределах которой проводилось обследование питьевых источников, в районе ПО «Маяк» составлял 45 км, а в районе БАЭС – всего 25 км.

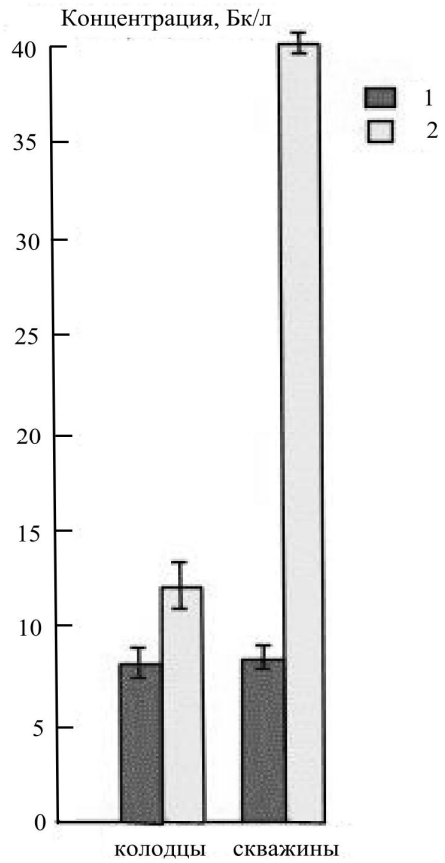


Рис. 4. Средние уровни концентраций трития в питьевой воде колодцев и скважин районов БАЭС(1) и ПО «Маяк»(2)

Заключение

В работе впервые сделана оценка современных уровней концентрации трития в зоне расположения Белоярской АЭС им. Курчатова, функционирующей с 1964 г. Согласно проведенным исследованиям, содержание радионуклида в колодцах и скважинах в пределах 25-километровой зоны наблюдения вокруг атомного предприятия варьирует в пределах от уровня техногенного фона до 25 Бк/л. Повышенные концентрации трития в питьевой воде фиксировались в южном и юго-восточном направлениях от нижней части Белоярского водохранилища.

Последнее можно объяснить тем, что Белоярская АЭС расположена достаточно близко к нижней акватории водоема-охладителя и именно сюда и далее в р. Пышму направлен поток воды, несущий сбросные воды обводного, промлив-

невого и теплого каналов с повышенными концентрациями трития (Чеботина, 2010). В работе впервые установлено, что тритий, поступивший в водоем со сбросными водами, может путем диффузии в глубинные подпочвенные слои проникать в источники питьевого водоснабжения, о чем свидетельствует снижение концентраций трития в воде колодцев и скважин в зависимости от расстояния от АЭС. Из числа всех проанализированных проб питьевой воды примерно 30 % по содержанию трития находилось на уровне техногенного фона, остальные 70 % проб превышали его. В то же время во всех случаях концентрации трития не достигали уровня вмешательства, регламентирующего содержание трития в питьевой воде (Санитарные правила … , 1989).

Литература

Болсуновский А.Я., Бондарева Л.Г. Тритий в водоемах бассейна реки Енисей в зоне влияния горно-химического комбината Минатома РФ // Экология. 2005. № 1. С. 59–64.

Гудков Д.И. Динамика содержания трития в пойменных водоемах р. Припять и прудеохладителе Чернобыльской АЭС // Радиационная биология. Радиоэкология. 1999. Т. 39. № 6. С. 605–608.

Дельвин Н.Н., Иванов А.Б., Крылов В.А., Носов А.В. Изучение содержания трития в водных объектах и приземной атмосфере в районе Калининской АЭС // Экология регионов атомных станций. М., 1996. С. 264–274.

Егоров Ю.А. Еще раз о тритии, образующемся при работе АС, и его перенос в окружающей АЭС среде // Экология регионов атомных станций. М., 1996. С. 237–251.

Санитарные правила проектирования и эксплуатации атомных станций (СП АЭС-88): Сборник правил и норм по радиационной безопасности в атомной энергетике. М.: Минздрав СССР, 1989. Т. 1. С. 3–131.

Чеботина М.Я., Николин О.А. Радиоэкологические исследования трития в Уральском регионе. Екатеринбург, 2005. 90 с.

Чеботина М.Я., Николин О.А., Смагин А.И. Тритий в источниках питьевого водоснабжения жителей района ПО «МАЯК» // Вопросы радиационной безопасности. 2008. № 2. С. 82–86.

Чеботина М.Я. Тритий в воде Белоярского водохранилища в период работы трех энергоблоков АЭС // Водное хозяйство России. 2010. № 4. С. 58–73.

Чиркова В.Г. О методах концентрирования при измерении трития в природных водах // Труды Института экспериментальной метеорологии. 1947. Вып. 3 (42). С. 105.

УДК 550.343

ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО МОНИТОРИНГА В СКВАЖИНАХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Уткин В.И. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе представлены результаты анализа причин низкой эффективности гидрогеодинамического метода, в варианте измерения уровня столба жидкости по скважинам, при изучении изменений тектонического режима. Приведены примеры регистрации изменений геодинамической обстановки по вариациям температурных изменений в скважинах и изменениям уровня столба жидкости перед тектоническими событиями. Показаны преимущества температурных измерений по сравнению с измерением уровня столба жидкости.

Землетрясение, прогноз, уровень, мониторинг, температура.

INFORMATIVITY OF BOREHOLE TEMPERATURE MONITORING FOR TECTONIC REGIM INVESTIGATION

Yurkov A.K., Demezhko D.Yu., Outkin V.I. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. Low informativity of hydrogeodynamic method based on the water level measurements in boreholes for tectonic regime investigation is discussed. Examples of preseismic changes in water level and groundwater temperature show an advantage of the last one.

Earthquake, prognosis, level, monitoring, temperature.

Введение

Интерес к изучению геофизическими методами изменений геодинамического состояния земной коры возник в Институте геофизики (тогда геофизический сектор горно-геологического Института) в пятидесятые годы прошлого столетия. В 1953 году Ю.П. Булашевич (устное сообщение) провел натурные эксперименты в шахтах Кизеловского угольного бассейна с целью изучения информативности радона для прогнозирования внезапных выбросов газа при отработке угольных пластов. В начале девяностых годов прошлого века, в связи с проблемой горных ударов на шахтах Северо-Уральского бокситового рудника, в Институте геофизики возобновились работы по применению радона для прогнозирования динамических явлений. Именно 1991 год можно считать началом плановых работ в Институте по проблеме прогноза горных ударов и тектонических землетрясений на основе измерений изменения объемной активности почвенного радона. Накопленный теоретический и экспериментальный материал в результате крупномасштабных экспериментов на шахтах СУБРа, Северном Тянь-Шане, Курильских островах и Сахалине позволил составить определенные представления о деформационных процессах при подготовке тектонического события. В.И. Уткин показал, что основным видом деформации при подготовке тектонического события является деформация изгиба (Уткин, Юрков, 2008). При этом виде деформации в земных недрах могут образовываться зоны сжатия и зоны растяжения. Наличие таких зон позволило объяснить многие закономерности поведения объемной активности почвенного радона, в том числе и результаты эксперимента, проведенного в Калифорнии под руководством Chi-Yu King (Уткин, Юрков, 1997). Полученный в результате почти двадцатилетних исследований опыт позволил ответить на ряд вопросов, связанных с проблемой предвестников и прогноза землетрясений. В частности, стало возможным объяснить неудачное применение ряда используемых для прогнозирования геофизических методов. В первую очередь это касается гидрогеодинамического способа прогноза по измерению уровня жидкости в стволах скважин. Мнения о возможности осуществления прогноза, высказанные рядом ученых, зачастую диаметрально противоположны.

Имеется много публикаций, в которых убедительно доказывается невозможность какого-либо прогноза из-за наличия огромного количества трудно учитываемых факторов (Кондратьев, 2003). Тем не менее, во многих странах продолжаются работы по поиску надежных предвестников тектонических событий. Определенный импульс для активизации таких работ дают периодически происходящие в различных районах земного шара тектонические катастрофы. В России – на Камчатке и Сахалине, организованы филиалы Федерального центра прогнозирования землетрясений на базе учреждений РАН и ряда других организаций в основном геологического профиля (Гордеев, Салтыков, Серафимова, 2006). Результаты их работы представляют, кроме практического, большой научный интерес, особенно для оценки информативности и достоверности различных предвестников.

Постановка задачи

К настоящему времени известно более 200 физических явлений, которые так или иначе связаны с процессом подготовки тектонических событий. Возможности и применение каждого метода, основанного на том или ином явлении, имеют свои индивидуальные ограничения как со стороны технической реализации мониторинговых наблюдений, так и наличия четкого прогностического эффекта и надежности его регистрации. В работе (Гордеев, Салтыков, Серафимова, 2006) группой камчатских ученых приведены статистические данные об эффективности ряда предвестников из числа реализуемых в данном регионе. Приведенные результаты показывают, что наибольшей эффективностью обладают методы, основанные на измерениях ионосферных полей. На втором месте стоит радоновый предвестник. И, что интересно, в списке анализируемых методов не нашлось места гидрогеодинамическому способу, основанному на измерении уровня столба жидкости в скважинах (Гордеев, Салтыков, Серафимова, 2006), хотя его используют в качестве основного на большинстве наблюдательных полигонов в сейсмоактивных районах России и за рубежом. В чем же причины низкой эффективности гидрогеодинамического метода в этом регионе и есть ли возможности для ее повышения?

Результаты и их обсуждение

Основываясь на результатах работ, проведенных нами на полигонах Урала, Северного Тянь-Шаня, Сахалина и Курильских островов, причины, определяющие низкую эффективность гидрогеодинамического метода по измерению уровня столба жидкости, можно объединить в две группы (Демежко и др., 2010; Юрков и др., 2007; Demezhko et al., 2009).

К первой группе относятся причины геологической направленности, включающие в себя особенности геологического строения рассматриваемого региона. Это, прежде всего, наличие разломной тектоники, протяженность водоносных горизонтов, величины геотермического градиента и ряд других факторов.

Ко второй группе относятся причины, связанные с организацией наблюдений и использованием скважины как геофизического инструмента. Сюда можно отнести выбор информативного водоносного горизонта, герметичность обсадной колонны до гидрогеологического фильтра, отсутствие заколонной циркуляции скважинной жидкости, влияние метеофакторов и ряд других причин.

Первая группа причин накладывает ограничения на «дальнодействие» метода. В общем случае при формировании очага землетрясения передача изменения давления к наблюдательной скважине через поровое пространство, заполненное водой, осуществляется благодаря слабой сжимаемости жидкости. Но если между скважиной и горными породами, в которых происходит изменение объема порового пространства за счет деформационных процессов, находится проницаемая тектоническая зона, то она выступает как демпфер, и давление пластовой жидкости за пределы такой зоны практически не передается. То есть тектонические зоны служат своеоб-

разным экраном, не пропускающим изменение давления, возникающее в очаге готовящегося землетрясения, через подземную гидросферу. Отсюда следует, что «дальнодействие» метода определяется степенью тектонической нарушенности горных пород, находящихся между очагом готовящегося события и наблюдательной скважиной, т.е. фактически размерами монолитных блоков горных пород. Размеры таких блоков, ограниченных тектоническими зонами, редко превышают первые десятки километров. Поэтому не удивительно, что используемые в работе (Гордеев, Салтыков, Серафимова, 2006) для оценки эффективности землетрясения не отразились в гидрогеодинамическом поле, так как все они произошли на значительных расстояниях от наблюдательных станций. Вторым существенным ограничением «дальнодействия» метода является глубина достижения критической температуры воды, равной 374,1 ^{o}C. При такой температуре и давлении 217,7·105 Па вода переходит в пароводяную смесь, обладающую существенно большей сжимаемостью по сравнению с жидкой водой (Кикоин И., Кикоин А., 1963). Последнее обстоятельство затрудняет передачу давления за пределы области деформации. Глубина, на которой достигается такая температура, зависит от величины геотермического градиента в месте расположения наблюдательной скважины. Так, для условий Южных Курил при геотермическом градиенте 0,1 ^{o}C/м, эта температура в ряде случаев достигается уже на глубинах 6–8 км. Таким образом, причины первой группы ограничивают «дальнодействие» метода до размеров монолитных блоков и глубин очага землетрясений до 8–20 км. Естественно, что глубокофокусные события и неглубокие, с небольшой магнитудой, происходящие на расстоянии сотен километров, непосредственно не должны отражаться в гидрогеодинамическом поле.

Вторая группа причин связана с особенностью использования скважины как геофизического инструмента. Здесь нет никакой оговорки, так как именно благодаря наличию скважины мы имеем возможность наблюдать за изменениями гидравлического давления в различных водоносных горизонтах. Успешная реализация гидрогеодинамического метода возможна в том случае, если рабочий водоносный горизонт гидравлически связан с деформируемым блоком горных пород. Поэтому, хотя в качестве рабочего горизонта выбирается самый нижний, нет никакой гарантии, что он будет самым информативным, особенно в районах слабого развития осадочного чехла.

Следующим важным условием успешной реализации рассматриваемого метода является отсутствие заколонных перетоков, т.е. хорошего качества цементирования затрубного пространства. Это обстоятельство является практически неконтролируемым при подготовке скважины к измерениям. В скважинах, где отсутствует обсадка, изменение давления в одном из водоносных горизонтов может быть компенсировано за счет перетока жидкости в другой, без изменения положения уровня воды в ней. Таким образом, физические и геологические предпосылки применения гидрогеодинамического метода для прогноза землетрясений свидетельствуют о том, что этот метод является локальным с радиусом действия десятки (редко – первые сотни) километров и при небольших глубинах очагов землетрясений. Именно об этом свидетельствуют многочисленные опубликованные данные по поведению уровня столба жидкости в скважинах до, во время и после землетрясения. Один из примеров такого поведения гидрогеодинамического поля приведен на рис. 1 (Монахов, Хантаев, Сапрыгин, 1979).

Практически всегда регистрируются разнообразные вариации гидрогеодинамического поля, но только в редких случаях отмечается его закономерные изменения именно в момент тектонического события. В большинстве же случаев предвестникового эффекта не наблюдается, что, исходя из вышесказанного, вполне объяснимо. Высказанные соображения о локальности гидродинамического способа прогноза ни в коей мере не умаляют его достоинств.

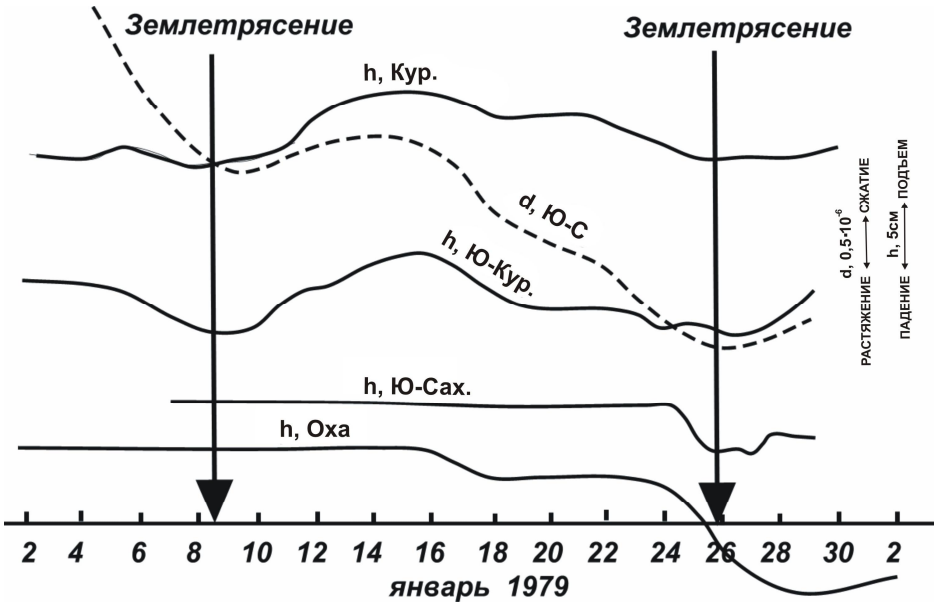


Рис. 1. Изменение уровня воды в скважинах (h) и деформация поверхности Земли (d) (Монахов, Хантаев, Сапрыгин, 1979)

Более того, именно его локальность является самой сильной стороной, так как появление предвестниковых изменений гидрогеодинамического поля свидетельствуют о готовящемся «близком» тектоническом событии, что является главным в пространственном прогнозе землетрясения. К этому следует добавить, что использование этого метода в режиме измерения только уровня столба жидкости не позволяет получить всю информацию, заложенную в изменениях гидрогеодинамического поля. Большей информативностью обладает модификация метода, основанная на измерениях движений жидкости в различных интервалах наблюдательной скважины. Такие наблюдения легко осуществляются путем измерения температуры жидкости стационарно расположенными по стволу скважины датчиками. На рис. 2 приведен фрагмент записи изменений температуры датчиками, стационарно расположенными на разных глубинах в наблюдательной скважине К-1 на острове Кунашир (Демежко и др., 2010). Поскольку изменения температуры датчиков связано с движением жидкости по стволу скважины (или за обсадной колонной), то можно сказать, что наиболее интенсивные движения жидкости происходит на глубинах 240, 120, 220 и 200 метров.

Интересно сравнить измерения температуры на глубине 40 метров с изменениями уровня столба жидкости в этой же сква-

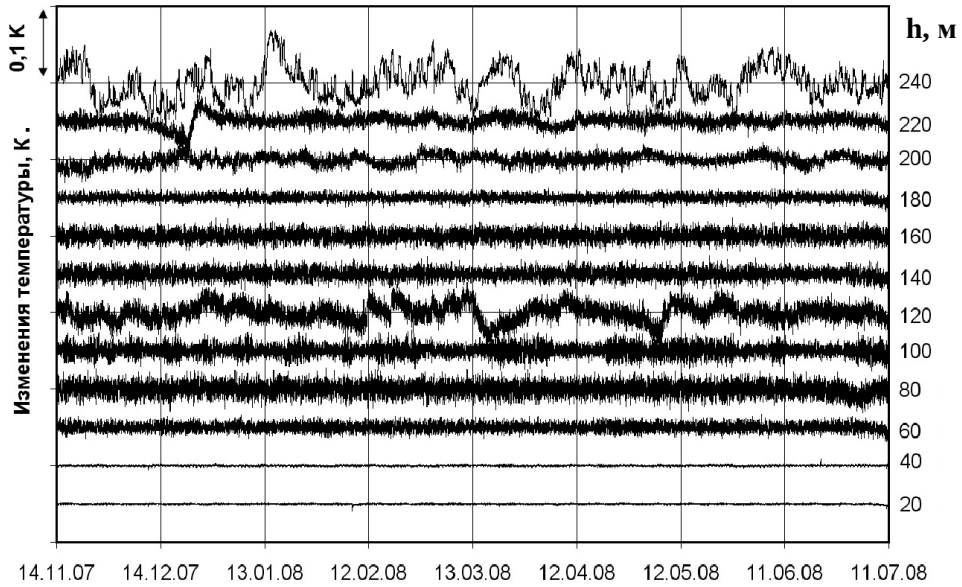


Рис. 2. Изменения температуры на различных глубинах (h) в скважине К-1 (остров Кунашир) (Демежко и др., 2010)

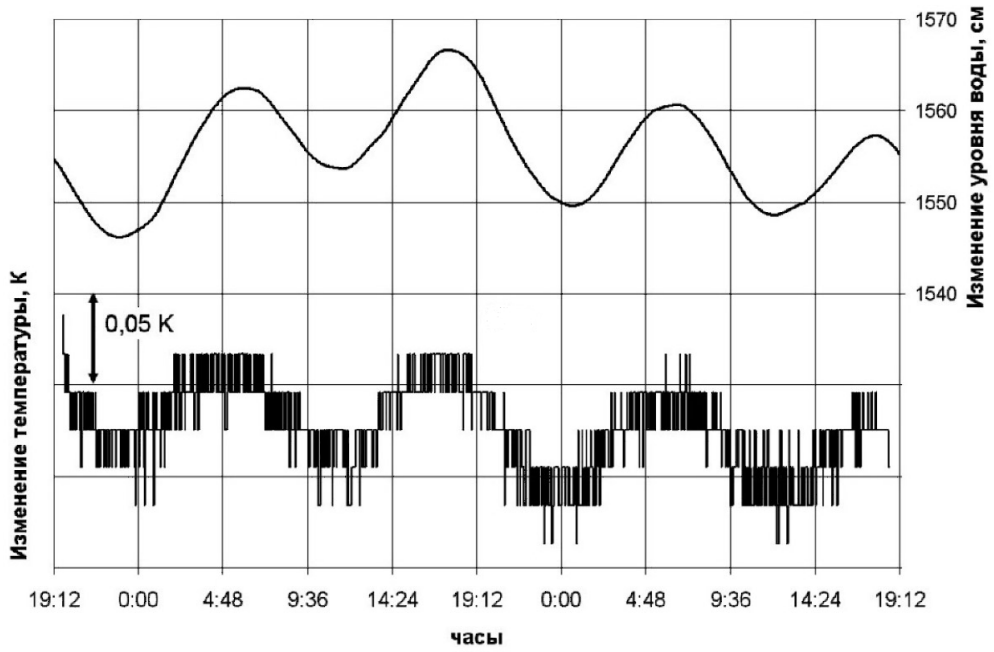
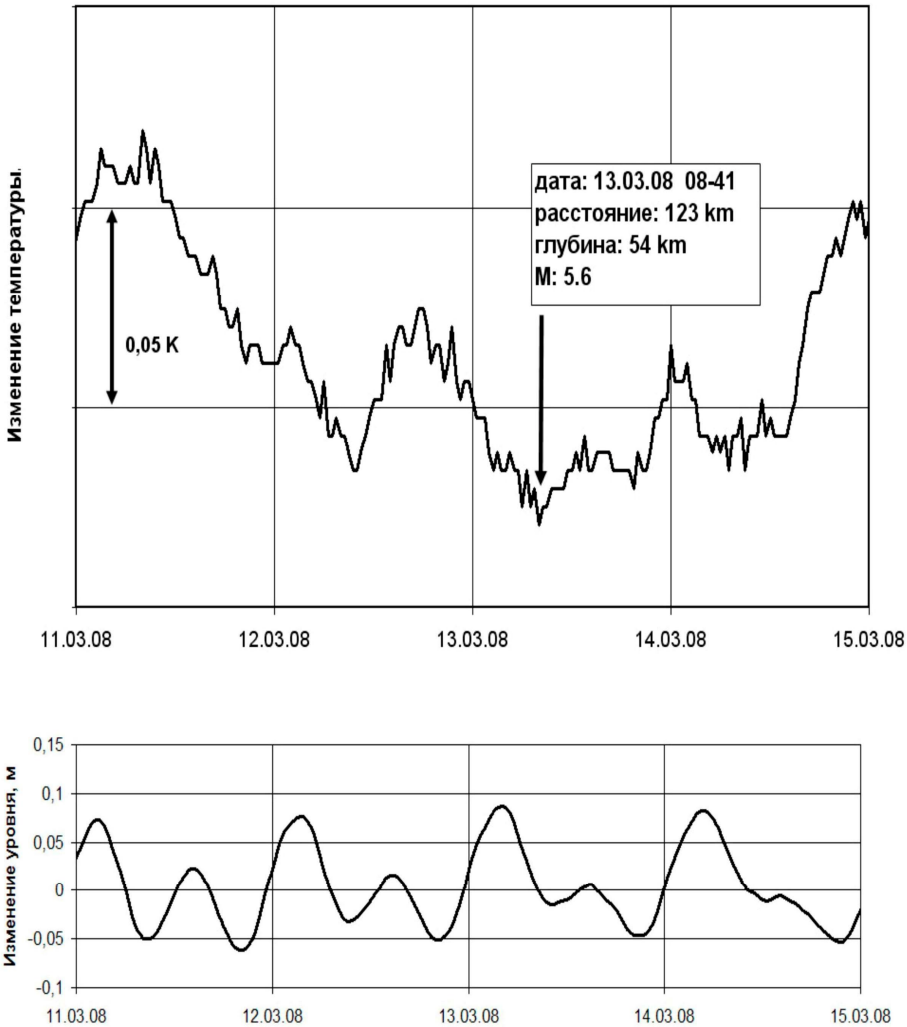


Рис. 3. Изменение уровня столба жидкости и температуры на глубине 40 метров в скважине К-1 (Демежко и др., 2010)

жине, приведенные на рис. 3 (Демежко и др., 2010). Хорошо видно, что даже те низкоамплитудные изменения температуры на глубине 40 метров, практически не види-



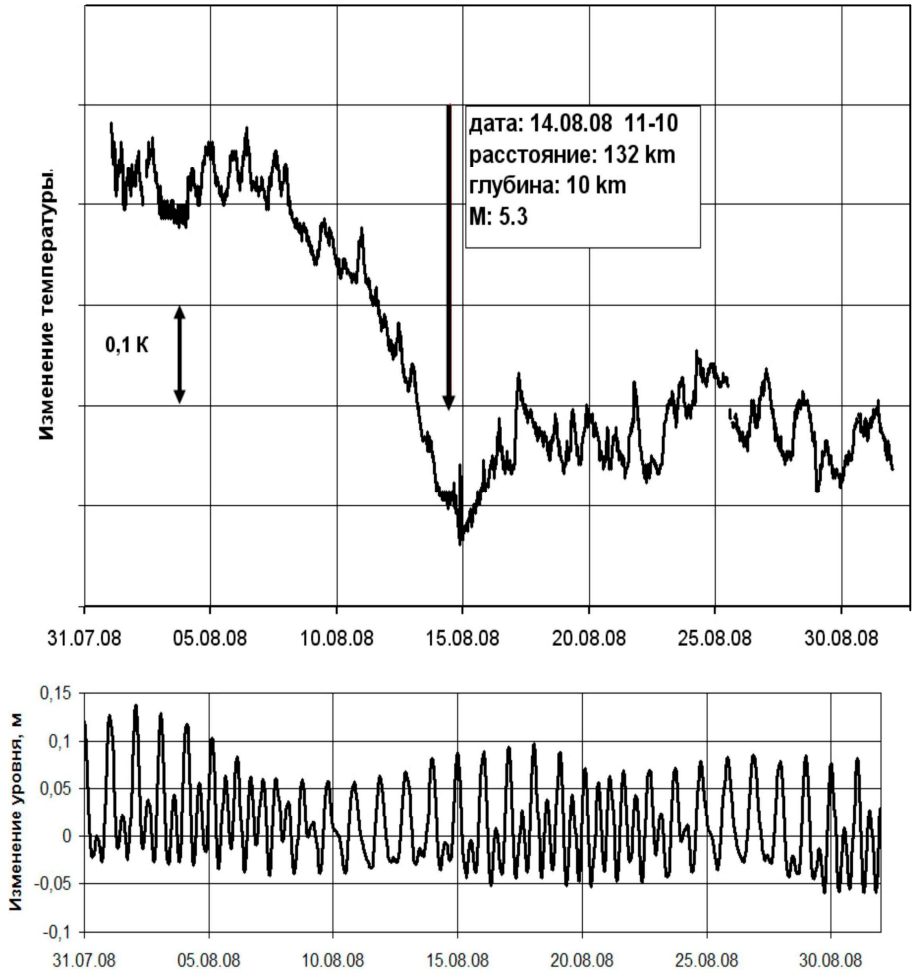


Рис. 5. Изменение температуры на глубине 240 метров и уровня столба жидкости в скважине К-1 в августе 2008 г; стрелками выделены моменты основных землетрясений

мые в масштабе рис. 2, повторяют вариации уровня столба жидкости, т.е. температурные измерения на небольшой глубине можно использовать для контроля изменения уровня столба жидкости.

Результаты сравнения измерений температуры и уровня жидкости, приведенные на рис. 4 и 5, подтверждают выдвинутый выше тезис о большей информативности температурных измерений для изучения изменений гидрогеодинамического поля.

Аналогичный вывод можно сделать и на основе анализа данных, приведенных на рис. 6. Видно, что хорошо отмечаемое на уровне 240 метров по изменениям температуры движение жидкости совершенно не влияет на изменение уровня.

Процесс подготовки тектонического события никак не отразился в температурных изменениях, и только само динамическое явление (землетрясение) привело к перестройке гидрогеодинамического поля. Такое поведение температурной кривой подтверждает высказанное выше утверждение о небольшом радиусе действия гидрогеодинамического предвестника.

Выводы

Анализ результатов температурного мониторинга по скважинам показал, что низкая эффективность гидрогеодинамического метода в варианте измерения уровня столба жидкости обусловлена, с одной стороны, геологическими условия-

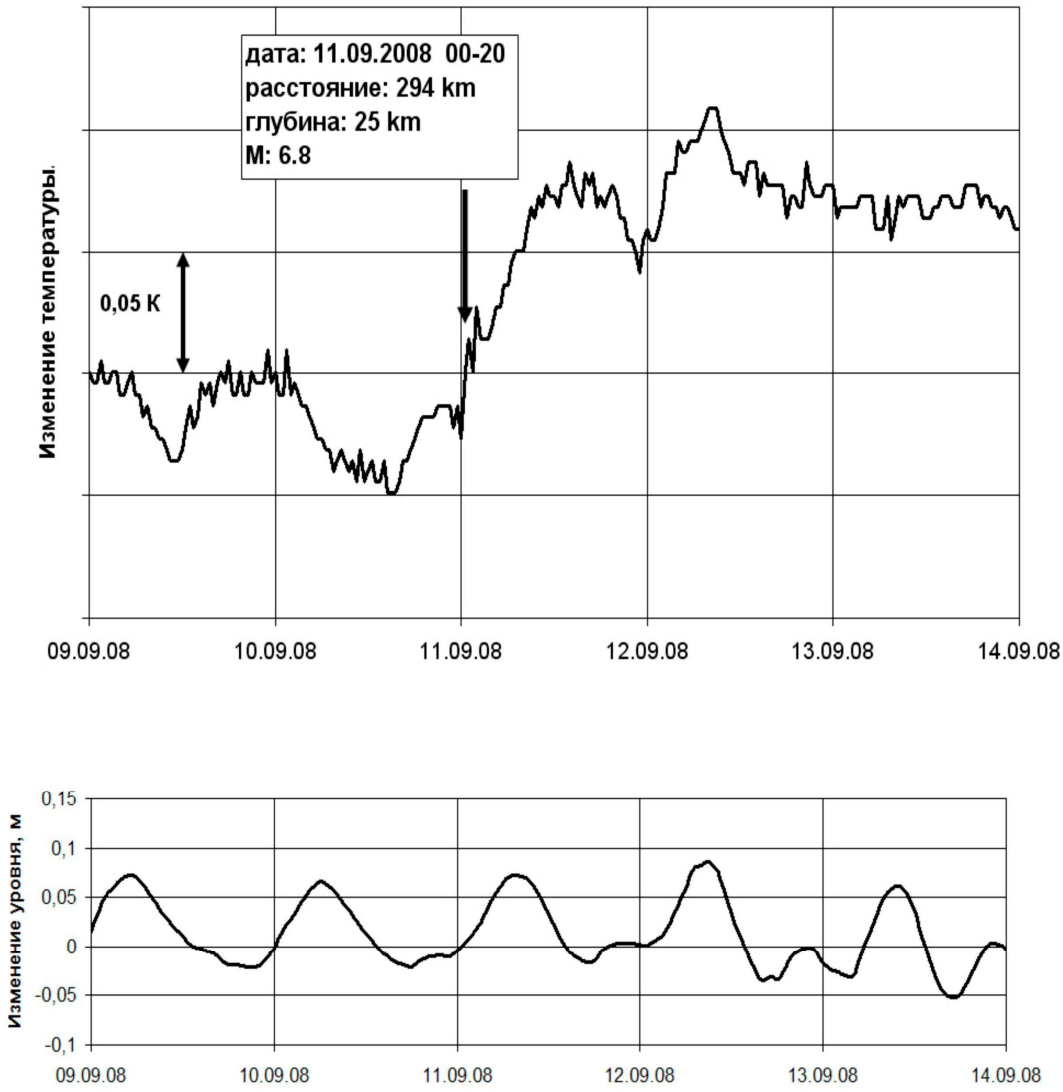


Рис. 6. Изменение температуры на глубине 240 метров и уровня столба жидкости в скважине К-1 в сентябре 2008 г; стрелками выделены моменты основных землетрясений

ми района расположения наблюдательных скважин и, с другой стороны, техническими сложностями их оборудования для наблюдений.

Приведенные экспериментальные данные подтверждают, что мониторинговые температурные измерения в скважинах позволяют получить существенно больше информации об изменениях гидрогеодинамического поля перед тектоническими событиями по сравнению с традиционными измерениями уровня столба жидкости. Важно отметить, что организация мониторинговых температурных измерений не предъявляет особых требований к оборудованию скважин для наблюдений.

Литература

Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Предвестники Камчатских землетрясений (по материалам Камчатского отделения федерального центра прогнозирования землетрясений 1998–2004 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 3–13.

Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Климшин А.В. Исследование температурных вариаций в скважине kun-1 (остров Кунашир) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 811–816.

Кикоин И.К., Кикоин А.К. Молекулярная физика. М.: Физматгиз, 1963. 500 с.

Кондратьев О.К. Прогноз землетрясений: причины неудач и пути решения пробле-

мы // Геофизика. 2003. № 1. С. 3–15.

Монахов Ф.И., Хантаев А.М., Сапыгин С.М. Краткосрочный гидрогеодинамический предвестник землетрясений и его связь с упругой деформацией земной коры // Труды СахНИИ ДНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск, 1979.

Уткин В.И., Юрков А.К. Деформация изгиба и трение – основные процессы при подготовке тектонического землетрясения // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: тез. докл. 4 Межд. симп. Бишкек, 2008. С. 382–387.

Уткин В.И., Юрков А.К. Радон и проблема тектонических землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 84–92.

Юрков А.К., Уткин В.И., Рыбин А.В., Демежко Д.Ю., Муравьев Л.А., Козлова И.А., Жарков Р.В. Отражение Курильских землетрясений 2006 года в радоновом и гидродинамическом полях на острове Кунашир // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: материалы. Екатеринбург, 2007. С. 129–131.

Demezhko D.Yu., Yurkov A.K., Ryvkin D.G., Zharkov R.V. Temperature variation at different depth in borehole Kun-1 (Kunashir Island, Russia) // CD-Abstracts IASPEI 2009 General Assembly, Cape Town, South Africa, 10–16 January 2009.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

X11 УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

21-25 марта 2011 года, в Перми прошла XII Уральская молодежная научная школа по геофизике, организованная на базе Горного института УрО РАН при поддержке Пермского государственного университета, Геофизической службы РАН, Уральского отделения ЕАГО.

Широкая география школы была представлена участниками из Перми, Екатеринбурга, Новосибирска, Москвы, Санкт-Петербурга, Архангельска, Иркутска, Обнинска, Якутска, Октябрьского, Оренбурга, Жезказгана (всего 76 человек).

За время XII Уральской молодежной научной школы по геофизике было прочитано шесть очень интересных и содержательных лекций.

Член-корреспондент **Алексей Александрович Маловичко** *(Геофизическая служба РАН, Обнинск)* в лекции «Проблемы сейсмического мониторинга крупных градопромышленных агломераций» рассказал об интересных результатах, полученных при сейсмическом мониторинге высотных зданий в Москве.

Лекцию «Восстановление когерентных составляющих волновых полей в сейсмике» прочитал д.г.-м.н. **Еманов Александр Федорович** *(Геофизическая служба Сибирского Отделения РАН, Новосибирск),* к тому же Александр Федорович проявил большой интерес к работам учеников школы, задавая огромное количество вопросов нашим «школьникам».

Рис. 1. Д.г.-м.н. **А.Ф. Еманов** (Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск) читает лекцию

Огромный интерес у молодого поколения вызвала лекция о новейших разработках в области электроразведки профессора, д.т.н. **Колесникова Владимира Петровича** *(Пермский государственный университет, Пермь)* «Развитие ряда классических и нетрадиционных методов электрометрии».

С новыми аппаратурными и методическими разработками в области геофизических исследований скважин слушателей познакомила д.г.-м.н. **Губина Августа Ивановна** *(ООО «ПИТЦ Геофизика», Пермь),* прочитав лекцию «Новые направления развития технологии и интерпретации данных ГИС и их использование для решения геологических задач».

О необходимости сейсмического микрорайонирования, с приведением большого количества практических результатов, рассказал к.ф.-м.н. **Дягилев Руслан Андреевич** (*Горный институт УрО РАН, Пермь*) в своей лекции «Практические аспекты изучения грунтовых условий при сейсмическом микрорайонировании»

О возможностях детерминистского подхода в задачах количественной интерпрета-

ции данных грави- и магнитометрии доложил д.ф.-м.н. **Долгаль Александр Сергеевич** *(Горный институт УрО РАН, Пермь)*. Он выступил с лекцией «Новые подходы к решению обратных задач гравиметрии и магнитометрии».

Рис. 2. Екатеринбургские и Пермские «школьники»

Необходимо отметить, что произошла десятилетняя смена «школьников». Сегодня уже приезжают ученики первых участников Уральской геофизической школы. Но не перестает удивлять высокий уровень представляемых докладов как в оформлении, так и в научном плане. Большинство участников школы хорошо разбираются в научных проблемах и задачах, поставленных перед ними руководителями, уверенно отвечают на вопросы и активно задают свои.

Вызвали особый интерес доклады: Тягунова Д.С. (ИГф УрО РАН) – «Корреляция между техногенным магнитным полем и морскими приливами»; Конечной Я.В. (ГС РАН Архангельск) – «Возможность изучения сейсмической активности арктических и приарктических территорий по данным станций Архангельской сети»; Сыздыкова Н.Е, Ильяшенко Н.В, Ефименко С.А. (ГС ПО «Жезказганцветмет», Жезказган) – «Мониторинг содержаний серебра в полиметаллических рудах Жезказгана рентгенорадиометрическим методом»; Нестеренко М.Ю., Марковой Л.П., Пелагеина А.А. (Оренбургский НЦ УрО РАН) – «Сейсмологический мониторинг взрывов и оценка их воздействия на населенные пункты и промышленные объекты на территории Оренбургской области».

Также отмечу наиболее активных участников: Вакарчук Р.Н. (ИФЗ РАН, Москва), Климшин А.В. (ИГф УрО РАН, Екатеринбург), Цурко И.А. (УГГУ, Екатеринбург), Данилов К.Б. (ИэпС, Архангельск.), Курашов И.А. (УГГУ, Екатеринбург).

Делегация из Архангельска, после блестяще доложенных докладов на «молодежке», отправилась в Институт геофизики УрО РАН (Екатеринбург) на предзащиту диссертационных работ.

Рис. 3. Делегация из Института экологических проблем Севера, Архангельск (слева направо: **Конечная Я.В., Иванова Е.В., Басакина. И.В., Ваганова Н.В., Данилов К.Б.**)

Рис. 4. Участники XII Уральской молодежной научной школы по геофизике

В день открытия прошел товарищеский ужин, уже давно ставший традицией, после которого участники становятся хорошими друзьями. В культурно-развлекательный вечер участники школы посетили спектакли: «Лебединое озеро» и «Отцы и дети».

В экскурсионной программе была организована экскурсия в потрясающе красивую Кунгурскую ледяную пещеру.

И в заключении отмечу, что интересные лекции именитых ученых, высокий уровень докладов, хорошая организация, дружелюбная атмосфера – все это, на мой взгляд, залог успешной работы школы. Разменяв второй десяток, Уральская молодежная школа по геофизике продолжает свою работу. Но если происходит смена поколений, значит школа живет и процветает.

Козлова И.А., к.г.-м.н.,
н.с. Института геофизики УрО РАН

****

ЮБИЛЯРЫ

21 февраля 2011 года – юбилейная дата начальника общего отдела Института геофизики
ЦЫГАНКОВОЙ ВАЛЕНТИНЫ ПАВЛОВНЫ
Редакция журнала Уральский геофизический вестник и коллеги Института геофизики сердечно поздравляют Валентину Павловну!
Мы желаем, чтоб у Вас сбывались
Самые заветные мечты,
Чтобы Вы почаще улыбались,
Ведь улыбка – признак красоты.

Первого мая исполнилось 60 лет старшему научному сотруднику

ДРЯГИНУ ВЕНИАМИНУ ВИКТОРОВИЧУ

В 1974 году Вениамин Викторович окончил Уральский политехнический институт, в 1985 году – очную аспирантуру во Всесоюзном научно-исследовательском институте ядерной геофизики и геохимии в Москве и успешно защитил кандидатскую диссертацию.

С 1975 по 1990 год работал в должности старшего научного сотрудника в УПИ и в Институте физики металлов УрО РАН. С 1990 года являлся директором научно-производственного предприятия «Интенсоник».

В Институт геофизики УрО РАН Вениамин Викторович пришел в 2003 году на должность научного сотрудника лаборатории промысловой геофизики. С 2006 года он – старший научный сотрудник лаборатории.

Дрягин В.В. – Лауреат премии Ленинского комсомола (1980 г.), автор и соавтором более 50 научных работ, в т.ч. 10 патентов РФ и США.

Вениамин Викторович – ответственный исполнитель программы фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН (2003, 2006, 2009 гг.) «Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа, разработки месторождений и развития нефтегазового комплекса России». В настоящее время он проводит научные исследования в области акустического воздействия и энергоинформационных критериев, механизмов переизлучения залежи углеводородов, выполняя сложные и ответственные работы.

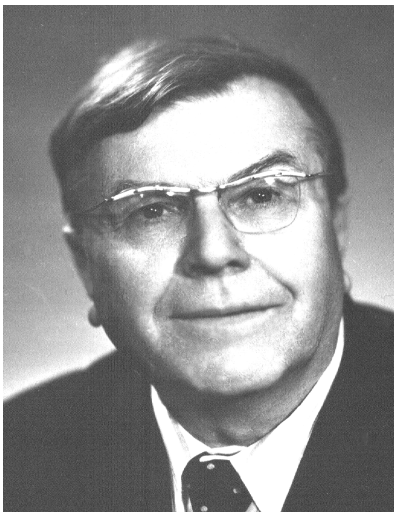
Дрягин В.В. разработал программно-аппаратный комплекс акустического воздействия ААВ-400, методику определения нефтенасыщенности коллекторов на основе отклика среды на виброволновое воздействие и лабораторную установку исследования акустической эмиссии кернов. Он принимает участие в подготовке научных кадров.

Коллеги по работе и редакция Уральского геофизического вестника поздравляют Вениамина Викторовича с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, счастья и дальнейших успехов в научной деятельности.

****

ЮРИЙ ПЕТРОВИЧ БУЛАШЕВИЧ – УЧЕНЫЙ И УЧИТЕЛЬ

(1911 – 1999)



11 июля 2011 года исполняется **100 лет со дня рождения первого директора Института геофизики УрО РАН, члена-корреспондента РАН Юрия Петровича Булашевича.**

Юрий Петрович Булашевич прожил насыщенную творческую жизнь, его работы создали целую эпоху в геофизике. Нет практически такой отрасли геофизики, в которую бы Юрий Петрович не внес своего оригинального вклада.

Путь в геофизику Юрия Петровича был во многом типичным для крупных ученых его поколения. Трудовую деятельность он начал в коллективе безработных электромонтажников «Нижнеэлектротока» в Нижнем Новгороде. Увидел на почте объявление о наборе студентов в Казанский

университет. Ему особенно понравилась физика. Отправил документы в Казанский университет. Экзаменов в 1930 году не было, и вскоре получил уведомление о зачислении. Первую свою научную работу по физике диэлектриков Юрий Петрович выполнил на первом курсе.

Будучи студентом третьего курса, он преподавал курс общей физики первокурсникам. Диплом писал на кафедре теоретической физики на тему электронной теории металлов, а руководителем его дипломного проекта был И.Е. Тамм, будущий академик и лауреат Нобелевской премии. После окончания университета в 1935 году по распределению Булашевич приезжает на Урал в только что образованный Уральский физико-технический институт, и далее вся его научная деятельность связана с Уралом.

В 1940 году после защиты кандидатской диссертации по физике Юрия Петровича направляют на работу в геофизический сектор Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР. Здесь он впервые столкнулся с физическими проблемами в геологии. Здесь раскрылся его талант исследователя и организатора. Булашевич прослушал полный курс лекций по геофизике в Свердловском горном институте, и уже в следующем году в журнале «Известия АН СССР» выходит его первая геофизическая статья «К вопросу о происхождении земного магнетизма», представленная к опубликованию академиком О.Ю. Шмидтом.

С 1942 года Юрий Петрович руководит Геофизическим сектором, в котором интенсивно развиваются две темы: радиометрия и теория распределения эманаций, а также электрометрия углеразведочных скважин. Исследования по радиометрии содействовали существенному развитию методов поиска месторождений урана. Основная теорема о площади для гамма-каротажа долгое время именовалась «Теоремой Булашевича-Воскобойникова». Уже мало кто помнит сегодня, что широко вошедшие в производство оптимальные зонды для проведения электрокаротажа на угольных месторождениях были предложены Ю.П. Булашевичем вместе с его аспирантом С.И. Восанчуком. В 1951 году был закончен цикл работ по нейтронному каротажу. В этих работах он впервые ввел понятие о нейтронных свойствах горных пород и создал основы теории нейтронного каротажа применительно к разведке нефтяных и угольных месторождений. Эти работы были высоко оценены Президентом АН СССР академиком С.И. Вавиловым.

Докторская диссертация на тему «Теория и методика радиометрических методов разведки» была защищена Ю.П. Булашевичем в 1951 году. Многие из идей, высказанных в диссертации, составили фундамент современного состояния науки в этом направлении.

В 1957 году геофизический сектор был преобразован в Геофизический отдел, на основе которого в 1958 году был создан Институт геофизики, и Юрий Петрович стал директором нового института. Как он сам пишет в своих воспоминаниях, в научно-организационной работе по руководству институтом он руководствовался двумя методологическими принципами: «1. Тесная связь с Уральскими научными и производственными геологическими организациями, знание их запросов и состояния дел; 2. Обеспечение единства теоретической проработки задачи, разработки на этой основе метода и разработка оптимального аппаратурного решения». Указанные принципы оказались весьма продуктивными. Из 20 человек, принятых на работу в новый Институт геофизики в 1958 году, семеро стали докторами наук. О продуктивности работы Института свидетельствует тот факт, что за научные достижения в 1968 году Институт был награжден орденом Трудового Красного Знамени.

Даже краткое перечисление работ Ю.П. Булашевича показывает широту его интересов.

Ядерная геофизика. Разработка метода расчета гамма-полей путем сведения объемных источников к поверхностным. Разработка теории непрерывного нейтронного акти-

вационного каротажа и методик выделения отдельных элементов. Разработка теории диффузии частиц с ограниченным временем жизни.

Геомагнетизм. Вековые изменения геомагнитного поля и классификация магнитных аномалий, аномальность векового хода геомагнитного поля на обсерватории «АРТИ», аномалии векового хода на Урале.

Электроразведка. Теория метода вызванных потенциалов, индукционное зондирование земной коры на Урале с использованием МГД-генератора. Выявление связи между электрическими и гравитационными аномалиями.

Геотермика. Оценка геологической значимости аномально низкого теплового потока в осевой части Уральской синклинали. Соотношение между потоками тепла и гелия из литосферы в атмосферу, возможная эволюция термического режима Земли, тепловой поток в условиях вертикальной фильтрации, информативность геотермии при изучении земной коры. Геотермическая характеристика рудных месторождений Урала.

Радиогенные газы. Тепловой поток и оценка выделения гелия земной корой в атмосферу, гелиевая и аргоновая съемки при изучении тектоники, в том числе шельфа и океанического ложа, связь выделения аргона и гелия из мантии с термической эволюцией Земли, газы в подземных водах в рудных районах Урала.

Подводя промежуточный итог своей научной деятельности, Юрий Петрович писал: «На восьмом десятке лет можно подвести некоторые итоги моей научной деятельности. На май 1985 года мною опубликовано, частично в соавторстве, 127 научных работ. В основном исследования относились к физическому обоснованию и определению информативности различных геофизических методов изучения строения земной коры и поисков месторождений полезных ископаемых, а именно: к ядерной геофизике (большинство), геомагнетизму, электроразведке, геотермике, изучению разрывной тектоники по концентрациям гелия и аргона в подземных водах, дегазации Земли в процессе ее термической эволюции».

Ю.П. Булашевич подготовил 19 кандидатов наук, часть из которых стали известными учеными: д.г.-м.н., проф. В.Н. Пономарев; д.г.-м.н., проф. В.В. Кормильцев; член-корр. РАН, директор Института с 1999 по 2004 гг. В.И. Уткин; д.ф.-м.н., проф. Ю.В. Хачай; д.т.н. В.В. Бахтерев; д.т.н. В.В. Шестаков и др.

Трудно формализовать тот результат, который запечатлен в памяти научного коллектива от проведения им научных советов. Во времена отсутствия Интернета, благодаря емким, образным, четким выступлениям Юрия Петровича доносилось дыхание исследований на передовом рубеже науки, вставали яркие зарисовки о его научных контактах с Н. Бором, М.В. Келдышем, Х. Юкавой, О.Ю. Шмидтом, И.Е. Таммом, А.Н. Тихоновым, М.А. Лаврентьевым, А.П. Виноградовым, Я.И. Френкелем, Л.А. Арцимовичем и др., работами которых активно прирастала совокупность научного знания.

Научная пытливость, глубокая эрудиция, непримиримость к фальсификаторам науки, яркость натуры – это основные черты личности Ю.П. Булашевича.

Коллеги и ученики Юрия Петровича навсегда сохранят память об этом человеке, создавшим целую эпоху в геофизике.

Д.ф.-м.н., проф. Ю.В. Хачай

****

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале «Уральский геофизический вестник» публикуются статьи, посвященные проблемам геофизики и геофизических исследований Урала. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются к опубликованию по рекомендации членов редколлегии после рецензирования экспертами. Редакция журнала оставляет за собой право отклонять материалы, не соответствующие тематике журнала, и просит авторов журнала следовать изложенным ниже правилам.

Журнал принимает рукописи для опубликования научных статей (до 2 авт.л.), кратких сообщений (не более 0,5 авт.л.) и хроники (не более 0,2 авт.л.). 1 авт.л. соответствует 40000 печатных знаков, 1 журнальная страница, полностью занятая иллюстрациями вместе и подписями, – 0,1 авт.л.

Рукописи представляются в окончательно проверенном и подписанном автором (авторами) виде (2 экземпляра полной статьи с рисунками и фотографиями, а также на отдельных листах рисунки, фотографии и подрисуночные надписи) и в электронном виде в стандарте текстовых редакторов Microsoft Word Windows версия не ранее 6 или Publisher. При наборе используется шрифт Times New Roman, размер 12 пт, один межстрочный интервал, поля со всех сторон – 2 см, отступ абзаца – 0,75 см.

К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации, в которой данное исследование выполнено; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса; 4) контактный телефон и электронный адрес автора (авторов) для решения вопросов, связанных с прохождением статьи.

Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: в первой строке указывается индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК). Следующая строка – название статьи набирается с выравниванием по центру прописными буквами (полужирный шрифт). В следующем абзаце без отступа указываются последовательно фамилии и инициалы авторов, а после тире – организация и город. Если авторы из разных организаций, фамилия (фамилии) авторов из каждой организации начинаются с новой строки. Указание организации следует за последним автором. Далее следует краткая аннотация и ключевые слова на русском и английском языках; затем идет текст статьи, список литературы. Аннотация начинается со слова «***Аннотация***» (полужирный курсив), без отступа на первой строке, размер шрифта 11 пт.

Название статьи должно строго соответствовать ее содержанию. Статья должна быть разбита на разделы с рубриками, принятыми для изданий РАН. Рекомендуются придерживаться следующих стандартных рубрик статьи: «Введение», «Исходные данные», «Аппаратура и методика», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; иногда более целесообразен объединенный раздел «Результаты и их обсуждение». Другие необходимые автору рубрики помещаются в начале соответствующего абзаца.

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных); сокращенные названия поясняются при первом упоминании.

Рисунки и фотографии в электронном виде представляются в форматах: *.tif, *.gif, *.jpg. Они должны быть контрастными и четкими, разрешение не менее 200 точек на дюйм, толщина линий не менее одного пикселя, текст в них должен быть набран шрифтом «Arial», размер 11 пт. На рисунке должно быть минимум букв и цифровых обозначений , обязательно объясненных в статье или в подрисуночных подписях. Размеры рисунков и фотографий не должны превышать размера журнальной страницы (165х225 мм).

Формулы и символы в строке текста набираются обязательно с помощью вкладки Символ (Symbol) меню Вставка (Insert). Курсивом набираются только латинские буквы. Сложные формулы набираются обязательно в редакторе формул Microsoft Equation 3.0 в виде, удобном для двухколоночной верстки (ширина колонки – 6,7 см). Размеры внутри формулы устанавливаются следующие: обычный – 12 пт, крупный индекс – 8 пт, мелкий индекс – 5 пт, крупный символ – 18 пт, мелкий символ – 7 пт. Векторные величины набираются только полужирным шрифтом.

Количество рисунков не должно превышать шести на авторский лист.

Таблицы набираются в тексте статьи (название таблицы сверху полужирным шрифтом, размер 11 пт, выравнивание по левому краю). Данные в таблице набираются обычным шрифтом, размер 11 пт).

Библиографические ссылки даются в соответствие с ГОСТом Р 7.05 2008.

Рукописи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения.

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»