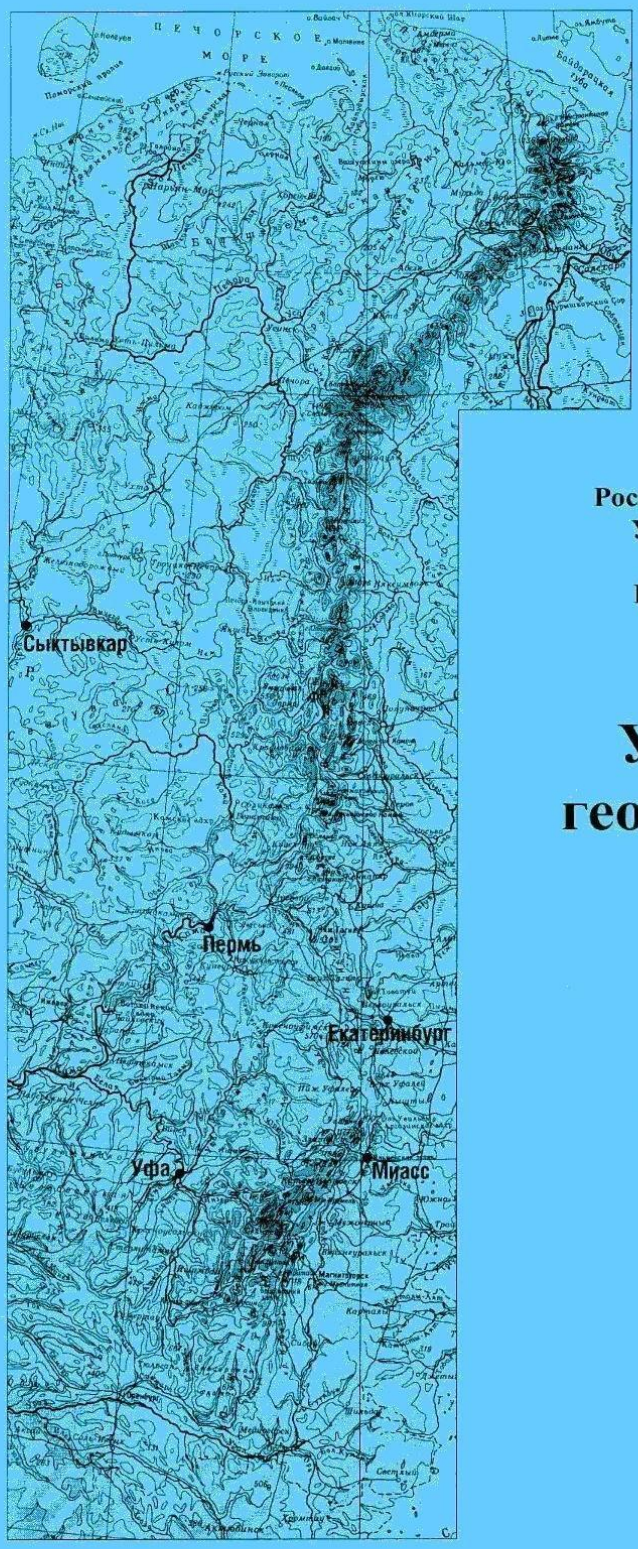
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 2
2010

Екатеринбург
2010

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 2 (17)

Основан в 2000 г.
Выходит 4 раза в год
ISSN 1991– 0223

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Уткин В.И. (voutkin@rambler.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В.
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, 2010

СОДЕРЖАНИЕ

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Глухих И.И., Иголкина Г.В., Старовойтов В.П.
Вариации геомагнитного поля на Кольской и Уральской сверхглубоких скважинах…… 4

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.
Использование вариаций концентрации радона для восстановления временных изменений структурно-петрофизических характеристик разрушающихся горных пород……... 16

Виноградов А.М.
Геофизические поля и положение уникального медно-цинкового колчеданного месторождения в структуре Гайского рудного узла…… 26

Долгаль А.С., Мичурин А.В.
Новая модификация монтажного метода решения нелинейной обратной задачи гравиметрии……. 34

Климшин А.В., Козлова И.А., Рыбаков Е.Н., Луковской М.Ю.
Экспериментальные и теоретические исследования переноса радона в грунтах в условиях промерзания…… 41

Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А.
Картирование археологических памятников с помощью магнитометрии……. 47

Уткин В.И., Цурко И.А.
О связи неравномерности вращения и сейсмичности Земли……. 53

Сарвартинов А. И., Коноплин А. Д.
Сравнение параметров магнитомодуляционного и торсионного датчиков магнитного поля…….. 59

Сокол-Кутыловский О.Л.
О пороге чувствительности магнитомодуляционных датчиков……. 62

Баландин Д.В.
Методика обработки данных GPS наблюдений……. 66

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

Юбилеи…….. 79

==========

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

Astrakhanrtsev Yu.G., Beloglasova N.A., Glukhikh I.I., Igolkina G.V., Starovoytov V.P.
Geomagnetic field variations at the Kola andural super deep boreholes……. 4

Belikov V.T., Ryvkin D.G.
Use the variations of radon concentration for restoration of time changes of structural-petrophysical characteristics of destructing rocks……..…… 16

Vinogragov A.M.
Geophysical fields and location of the unique copper-zing pyrite deposit in the structure of the gay ore cluster……... 26

Dolgal A.S., Michurin A.V.
New modification of the montage approach to the solution of nonlinear inverse problem of the gravimetric…….. 34

Klimshin A.V., Kozlova I.A., Rybakov E.N., Lukovskoy M.Yu.
Experimental and theoretical study of radon transport in soil frost penetration conditions……. 41

Noskevich V.V., Fedorova N.V., Muraviev L.A.
Mapping of archaeological settlement by means of magnetometer…….……. 47

Outkin V.I., Tsurko I.A.
About communications between non-uniformity of Earth rotation speed and the general seismicity……... 53

Sarvartinov A.I., Konoplin A.D.
Comparison parameters of magneto modulating and torsion magnetic field sensors….. 59

Sokol-Kutylovskiy O.L.
About resolving power of magneto-modulation sensors…… 62

Balandin D.V.
Technique data processing GPS of supervision…… 66

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE. 79

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 550.380

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА КОЛЬСКОЙ И УРАЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ

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

Аннотация. В работе рассмотрены результаты измерений вариаций геомагнитного поля в скважине-спутнике Кольской СГ-3 на глубине ~600 м и в Уральской СГ-4 на глубине 5970 м. Приведены данные амплитудно-частотного анализа. Показано, что не наблюдается принципиальных отличий между вариациями геомагнитного поля, связанными с полярными сияниями, зарегистрированными на поверхности и на малых глубинах (Кольская СГ-3). При регистрации вариации на существенных глубинах (Уральская СГ-4) наблюдаемые расхождения с наземными измерениями могут быть обусловлены особенностями геологического строения района (наличие источников вторичных низко- и высокочастотных составляющих геомагнитных вариаций).

Геомагнитное поле, вертикальная и горизонтальная составляющие, склонение, спектральный анализ, амплитуда, частота, период.

GEOMAGNETIC FIELD VARIATIONS AT THE KOLA AND URAL SUPERDEEP BOREHOLES

Astrakhanrtsev Yu.G., Beloglasova N.A., Glukhikh I.I., Igolkina G.V., Starovoytov V.P. – Institute of geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The paper examines the results of measurements of geomagnetic field variations in the Kola SD-3 satellite at a depth of ~600 m and the Ural SD-4 at a depth of 5970 m. The data of amplitude-frequency analysis are adduced. It is shown that there are no fundamental differences between geomagnetic field variations caused by aurora borealis, registered on the surface and at small depths (the Kola SD-3). While recording variations at substantial depths (the Ural SD-4) the observed discordance with surface measurements may be stipulated by the region geological structure peculiarities (the presence of sources of secondary low and high-frequency components of geomagnetic variations).

Geomagnetic field, vertical and horizontal components, declination, spectrum analysis, amplitude, frequency, period.

Введение

В любой доступной для непосредственных измерений точке земного шара: на поверхности, в глубоких горных выработках, сверхглубоких скважинах, а также вне земного шара, действуют магнитные силы, связанные с намагниченностью Земли в целом. Геомагнитное поле – пространство, в котором проявляется действие магнитных сил Земли. Учет геомагнитных вариаций имеет большое значение в магнитной разведке, так как они вносят иногда значительные искажения в наблюденные данные, особенно при высокоточных измерениях.

Наблюдаемое магнитное поле Земли делят на постоянное (главное) поле внутреннего происхождения с вековыми вариациями и переменное, имеющее внешнее происхождение. Переменное магнитное поле Земли является частью ее электромагнитного поля. Вариации переменного магнитного поля разделяют на магнитные бури и периодические вариации: годовые, суточные и короткопериодные (от долей секунды до двух минут). Сложность спектра, изменчивость во времени и пространстве, интенсивность магнитных вариаций существенно возрастают по мере приближения к магнитным полюсам. Поэтому учет суточных вариаций при проведении магнитных наблюдений в высоких широтах приобретает особенно важное значение.

Многими исследователями установлено различие хода суточных вариаций магнитно-

го поля в аномальном и нормальном магнитных полях. Впервые теоретически это явление рассмотрел в 1901 г. П.Т. Пассальский (Магниторазведка … , 1990). Дальнейшее теоретическое и экспериментальное изучение вариаций над намагниченным телом было выполнено Б.М. Яновским (там же) в 1938 г.

Позднее этот вопрос привлек внимание многих специалистов, задавшихся целью найти закономерную связь между магнитными вариациями и геологическими факторами. Однако, несмотря на многочисленные исследования в этом направлении, возможности использования магнитных вариаций для решения геологических задач изучены еще недостаточно.

В.П. Орловым (1958 г.) обнаружена зависимость векового хода от геологического строения местности. Изучение этого явления было продолжено рядом исследователей: Ю.П. Булашевичем, В.А. Шапиро и др. На вековой ход влияют также солнечная и магнитная активность (там же).

Мониторинг магнитного поля геопространства, ограниченного определенной геолого-геофизической обстановкой, в отличие от стандартных обсерваторских наблюдений, может решать некоторые дополнительные задачи:

– влияние среды на прохождение геомагнитных возмущений различной природы;

– разделение внешних и внутренних источников геомагнитных возмущений;

– отклик геопространства на различные геолого-геофизические воздействия.

Решение этих вопросов наиболее перспективно при реализации системы наблюдений «поверхность-скважина» и сопоставлении полученных результатов с обсерваторскими наблюдениями.

Для оценки возможностей магнитных методов при углубленных исследованиях геомагнитной среды и процессов, протекающих в земной коре и являющихся причиной вариаций современных геофизических полей, выполнен мониторинг магнитного поля на скважинах Кольской сверхглубокой СГ-3 (спутнике) и Уральской сверхглубокой СГ-4. В ходе экспериментов были выполнены многократные измерения вариаций магнитного поля на поверхности и в скважинах.

Проведение исследований возмущений геомагнитного поля стало возможным при использовании аппаратуры, позволяющей проводить режимные наблюдения геомагнитного поля в скважинных условиях с погрешностью не более обсерваторских наблюдений (Астраханцев, Белоглазова, Старовойтов, 2001).

Предпосылки для проведения измерений на сверхглубоких скважинах

Геологическое строение района Кольской скважины и магнитные свойства вскрытых пород создали хорошие предпосылки для успешного применения скважинной магнитометрии. В значительной части разреза вскрыты массивы магнитных ультраосновных пород. Наблюдаются интенсивные проявления процессов окисной минерализации, которые привели к образованию обильной магнетитовой вкрапленности. К магнитным минералам относится и моноклинный пирротин, встреченный в материнской, ждановской и заполярнинской свитах (Кольская сверхглубокая, 1984).

Уральская сверхглубокая скважина СГ-4 в районе с классической доорогенной металлогенией вскрыла мощный разрез вулканогенных образований, завершающих островодужные комплексы, который представлен риолит-андезит-базальтовой формацией, залегающей на базальтовых вулканитах офиолитового основания (Башта, Шахторина, Кускова, 1999).

Рудная минерализация в разрезе СГ-4 представлена магнетитом, титаномагнетитом, пирротином, пиритом и гематитом. К настоящему времени проанализированы измерения магнитного поля, проведенные в открытом стволе в разрезе Кольской СГ-3 с 1973 г. и в Уральской СГ-4 с 1985 г. (Иголкина, 2002).

Анализ магнитного разреза и Кольской, и Уральской сверхглубоких скважин сделан в основном по вертикальной составляющей магнитного поля, которая достаточно информативна для решения геологических задач. В скважине измерялись и горизонтальные составляющие магнитного

поля, которые использовались, преимущественно, для определения азимута ствола скважины и угла падения магнитных пород.

В 2000–2001 гг. на базе геодинамической лаборатории «Кольская сверхглубокая» впервые проведены измерения вариаций геомагнитного поля в скважинных условиях. Такие измерения были повторены в 2002 и 2005 гг. В 2004 г. аналогичные измерения были выполнены на Уральской сверхглубокой скважине СГ-4 (Глухих и др., 2007).

Вариации геомагнитного поля являются объектом исследований с момента инструментальных измерений магнитного поля Земли (Гордин, 2004). Геомагнитные вариации различного периода служат естественным источником электромагнитных методов изучения глубинного строения Земли (Рикитаки, 1968; Ваньян, 1965 и др.). Накоплен большой материал по изучению связи геомагнитных вариаций с солнечной активностью при изучении солнечно-земных связей. В настоящее время проводятся исследования взаимосвязи магнитных бурь и сейсмичности (Соболев, Пономарев, 2003).

Известно, что, кроме регулярных и плавных суточных вариаций геомагнитного поля, существует, так называемое, поле возмущений, представленное разнообразными нерегулярными вариациями (Яновский, 1964; Паркинсон, 1986). Периоды сильной возмущенности – это магнитные бури. На поверхности Земли выделяют области, отличающиеся характером магнитных вариаций во время различных возмущений, обусловленных их связью с различными частями магнитосферы. Район Кольской сверхглубокой относится к авроральной области, связанной силовыми линиями, достигающими на дневной стороне магнитопаузы, а на ночной – проходящими через плазменный слой хвоста магнитосферы (Паркинсон, 1986). При анализе магнитных бурь выделяются общие характерные элементы: внезапное начало бури (SSC), начальная фаза (не является обязательным элементом бури), главная фаза (как правило, отличается уменьшением горизонтальной составляющей геомагнитного поля и возрастанием вертикальной составляющей), фаза восстановления, нерегулярные флуктуации (обладают широким спектром в интервале периодов от долей минуты до нескольких часов; амплитуда колебаний достигает сотен нанотесла). Морфология нерегулярных флуктуаций во время магнитных бурь отличается от главной фазы, и при приближении к авроральной зоне амплитуды нерегулярных флуктуаций резко возрастают, что связано с особенностями индуцированных токов (вариации вертикальной составляющей меньше, чем вариации горизонтальной составляющей и склонения) (Яновский, 1964). Магнитные бури случаются в среднем один-два раза в месяц. Наиболее часто бывают периоды возмущенности, когда некоторые проявления бури отсутствуют, а наиболее сильные возмущения ограничены областью широт вблизи авроральной зоны (магнитные суббури). Суббури сопровождают изменения в магнитосфере и ионосфере. Установлена тесная связь между бурями и северными сияниями (Паркинсон, 1986). Суббури охватывают почти всю планету, хотя они сильнее в ночном полушарии. На умеренных широтах положительные бухты в горизонтальной составляющей геомагнитного поля встречаются чаще, чем отрицательные. Возмущения ДР1, по терминологии Чепмена (там же), обладают резким максимумом вблизи авроральной зоны и возникают спорадически. Все эти исследования основаны на данных, полученных по наземным наблюдениям магнитного поля Земли.

Аппаратура для проведения мониторинга магнитного поля геопространства, ограниченного определенной геолого-геофизической обстановкой

В Институте геофизики УрО РАН разработан скважинный магнитометр-вариометр СТМ-120, предназначенный для измерения вариаций геомагнитного поля в скважинах (Астраханцев, Белоглазова, Старовойтов, 2001). По техническим характеристикам (измерение трех компонент, чувствительность не более ±2,0 нТл, цикл измерений 6 с, рабочая температура до 120 ^{0}C) прибор не уступает феррозондо-

вым магнитометрам обсерваторского типа. Имеющееся программное обеспечение позволяет производить: вычисление горизонтальной и вертикальной составляющих и полного модуля геомагнитного поля в процессе измерения с учетом ухода «нуля» и изменения коэффициентов преобразования первичных преобразователей, осреднение серии измерений, привязку к временному интервалу и исключение случайных выбросов в измерениях. Измерения проводятся одновременно двумя аналогичными приборами, один из которых располагается у устья скважины (наземный), а второй – в скважине.

Проведение измерений на геодинамической станции «Кольской сверхглубокая» и анализ результатов

В условиях существующей конструкции основной скважины, оборудованной обсадкой, выявление изменения магнитных аномалий, связанных с горными породами, достаточно сложно. Изменение магнитного поля или его стабильность в таких условиях можно зафиксировать только для сильномагнитных объектов. По результатам измерений геомагнитного поля в основном стволе в 2000 и 2002 гг. оказалось возможным выявление аномальной зоны, связанной с сильномагнитными породами пирттиярвинской свиты, вскрытой в интервале глубин 4884÷5642 м. Результаты изучения магнитного поля в этом интервале в период с 1973 по 2002 гг. (измерения 1973, 1975, 1984 гг. в стволе 1.1) показали, что магнитная аномалия, зафиксированная в открытом стволе, четко видна и через обсадную колонну, но изменение во времени интенсивности магнитного поля оценить практически невозможно.

При измерениях в декабре 2000 г. – мае 2001 г. на Кольской СГ-3 основное внимание было уделено испытанию скважинного прибора, установленного в необсаженной скважине-спутнике на глубине

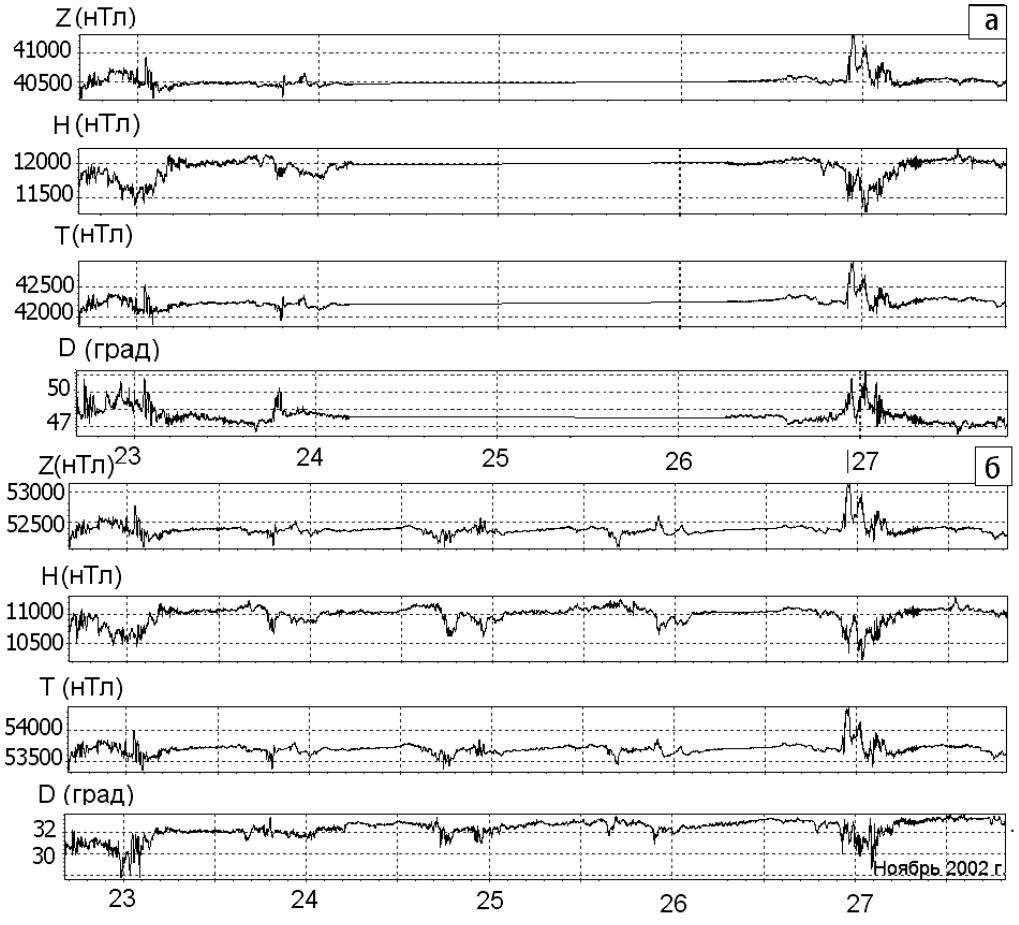


Рис. 1. Измерения вариаций геомагнитного поля на геодинамической лаборатории «Кольская сверхглубокая» 23–27 ноября 2002 г.: а – измерения на поверхности; б – измерения в скважине-спутнике (глубина установки 560 м)

630 м в зоне массивных диабазов. За этот период в скважине были зарегистрированы магнитные возмущения в утренние, дневные и ночные часы как с внезапным, так и плавным началом длительностью от 0,5 до 24 часов и амплитудой в диапазоне ±600 нТл.

В полном объеме, т.е. регистрация вариаций геомагнитного поля в скважине и на дневной поверхности, измерения на Кольской СГ-3 проведены в период с 23 по 27 ноября 2002 г. Скважинный прибор располагался в скважине-спутнике на глубине 560 м в зоне массивных диабазовых порфиритов, а наземный – вблизи (~100 м) от устья скважины (рис. 1).

За этот период зарегистрировано пять возмущений геомагнитного поля. Амплитуды возмущений составляют по вертикальной составляющей 300–1000 нТл, по горизонтальной – 400-800 нТл. Наличие магнитных возмущений, но значительно меньшей амплитуды, отмечено в это же время на обсерватории «Арти» (Свердловская область), что позволяет, в соответствии с принятой классификацией, относить магнитные возмущения, записанные на Кольской сверхглубокой, к локальным, типа ДР1, связанным с полярными сияниями.

Визуальное сопоставление данных, полученных при измерениях в скважине и на поверхности (рис. 2, цветная вкладка), показывает, что практически не отмечается разницы в амплитудах вертикальной и горизонтальной составляющих геомагнитного поля, однако отмечается существенное различие магнитного склонения и по амплитуде, и по направлению.

По программам, использующим алгоритм быстрого преобразования Фурье (Cooley, Tukey, 1965), выполнен амплитудно-частотный анализ пяти магнитных возмущений, одновременно зарегистрированных в скважине и на поверхности. Результаты представлены на рис. 3. В пределах погрешности расчета, амплитудно-частотные спектры горизонтальной и вертикальной составляющих геомагнитного поля, измеренных в скважине и на поверхности, не отличаются, но наблюдаются значимые расхождения для значений магнитного склонения. Поскольку влиянием вышележащих пород такое изменение склонения объяснить нельзя, то наиболее вероятным является изменение направления горизонтальной составляющей за счет техногенных факторов в точке измерения у устья скважины-спутника (металлические

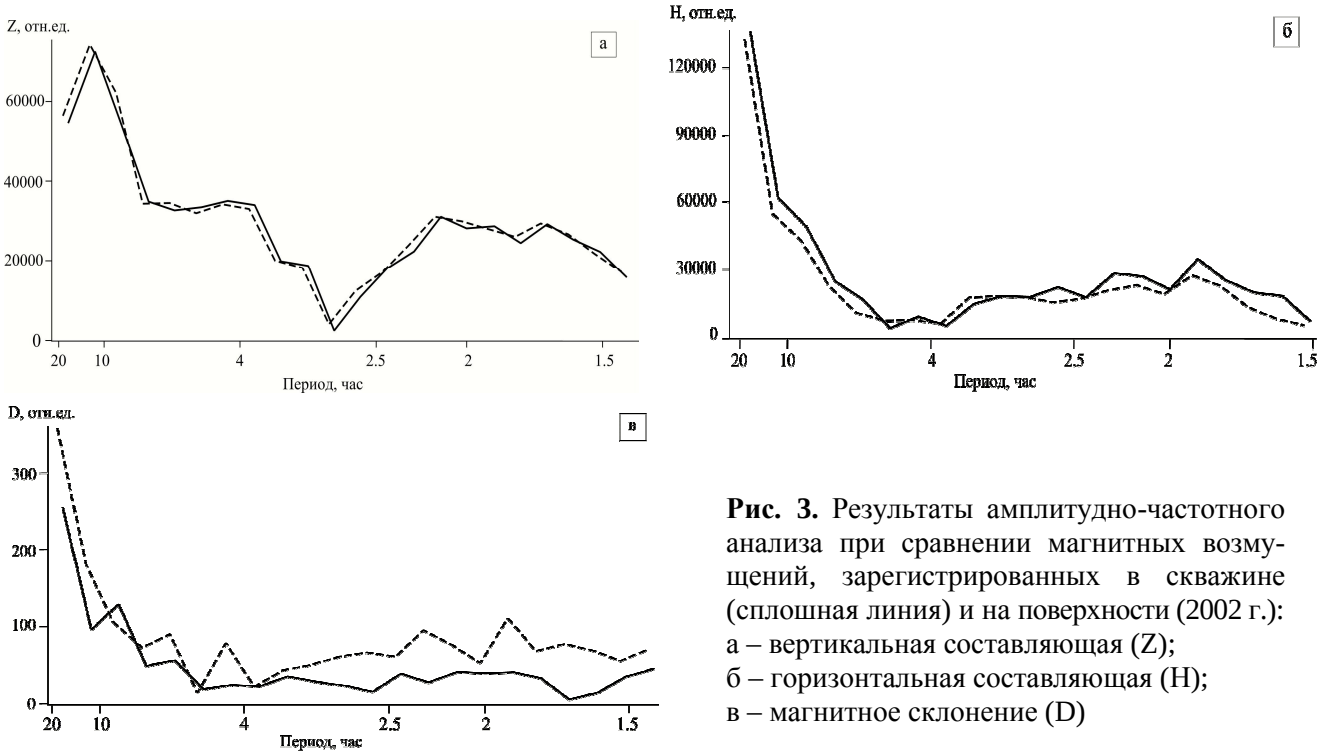


Рис. 3. Результаты амплитудно-частотного анализа при сравнении магнитных возмущений, зарегистрированных в скважине (сплошная линия) и на поверхности (2002 г.):
а – вертикальная составляющая (Z);
б – горизонтальная составляющая (H);
в – магнитное склонение (D)

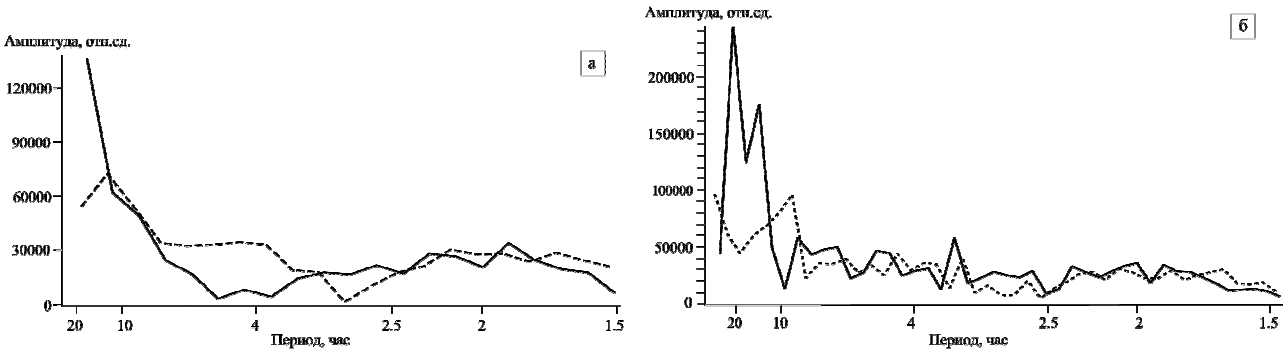


Рис. 4. Сравнение амплитудно-частотных спектров по вертикальной и горизонтальной составляющим вариаций геомагнитного поля на СГ-3 за периоды: а – 26–27.11.2002; б – 24- 27.11.2002 г.

конструкции скважины и оборудование). Амплитудно-частотные спектры для горизонтальной и вертикальной составляющих имеют свои особенности. Вертикальная составляющая магнитного возмущения представлена широким спектром колебаний с периодами от 11,3 до 1,7 часа. Увеличение по амплитуде наблюдается на периодах 11,37 и 8,6 часов, и спад амплитуды – для периодов 3,4-2,4 часа (минимум на периоде 2,8 часа). Для горизонтальной составляющей магнитного возмущения наблюдается плавный спад амплитуды на периодах от 17,1 до 3,7 часа и последующее незначительное увеличение амплитуды периодов 3,4 до 1,8 часа.

Сопоставление амплитудно-частотных спектров составляющих магнитного поля для периодов в трое суток (24-27 ноября 2002 г.) и одни сутки (26–27 ноября 2002 г.) позволяет выделить особенность, связанную с различным соотношением составляющих в этих спектрах (рис. 4).

Для магнитного возмущения 26–27 ноября 2002 г. характерно превышение вертикальной составляющей над горизонтальной для периодов 11,4÷3,4 часа. В общем спектре магнитных возмущений 24–27 ноября такое превышение наблюдается на периодах 11,4–8,5, 5,7 и 4,3 часа, что может свидетельствовать о различии в токовых системах, и, возможно, источниках этих магнитных возмущений (Яновский, 1964; Паркинсон, 1986).

По аналогичной методике были проведены наблюдения вариаций геомагнитного поля с 15 по 19 сентября 2005 г. (рис. 5).

За этот период зарегистрировано шесть сильных магнитных возмущений. Диапазон изменений полного вектора 300÷780 нТл; склонения – 1,2÷10°; составляющих геомагнитного поля: для вертикальной – 260÷900 нТл, горизонтальной – 250÷1300 нТл.

Результаты амплитудно-частотного анализа по вышеупомянутой методике быстрого преобразования Фурье приведены на рис. 6. Расчет выполнен за период 14.09–17.09.2005 г. Для всех составляющих геомагнитного поля преобладают вариации с периодами выше 1 часа. Более детальное сопоставление амплитудно-частотных спектров вариаций для наземного и скважинного приборов для периодов 1,6 часа и выше (рис. 6) показывает, что принципиальных различий амплитудно-частотных спектров вертикальной составляющей геомагнитного поля не наблюдается. Значимое увеличение амплитуды вертикальной составляющей для наземного прибора можно отметить на периодах 34,1–22,7 часа. В амплитудно-частотном спектре горизонтальной составляющей геомагнитного поля наблюдается увеличение амплитуд в скважине на периодах 34,1–11,4 и 8,7–4,1 часа. Для склонения амплитуды спектра наземных измерений выше, чем скважинных, во всем частотном диапазоне.

На диаграммах регистрации вариаций геомагнитного поля можно выделить периоды высокой активности магнитных возмущений и периоды меньшей активности. Так при регистрации в скважине 14–17 сен-

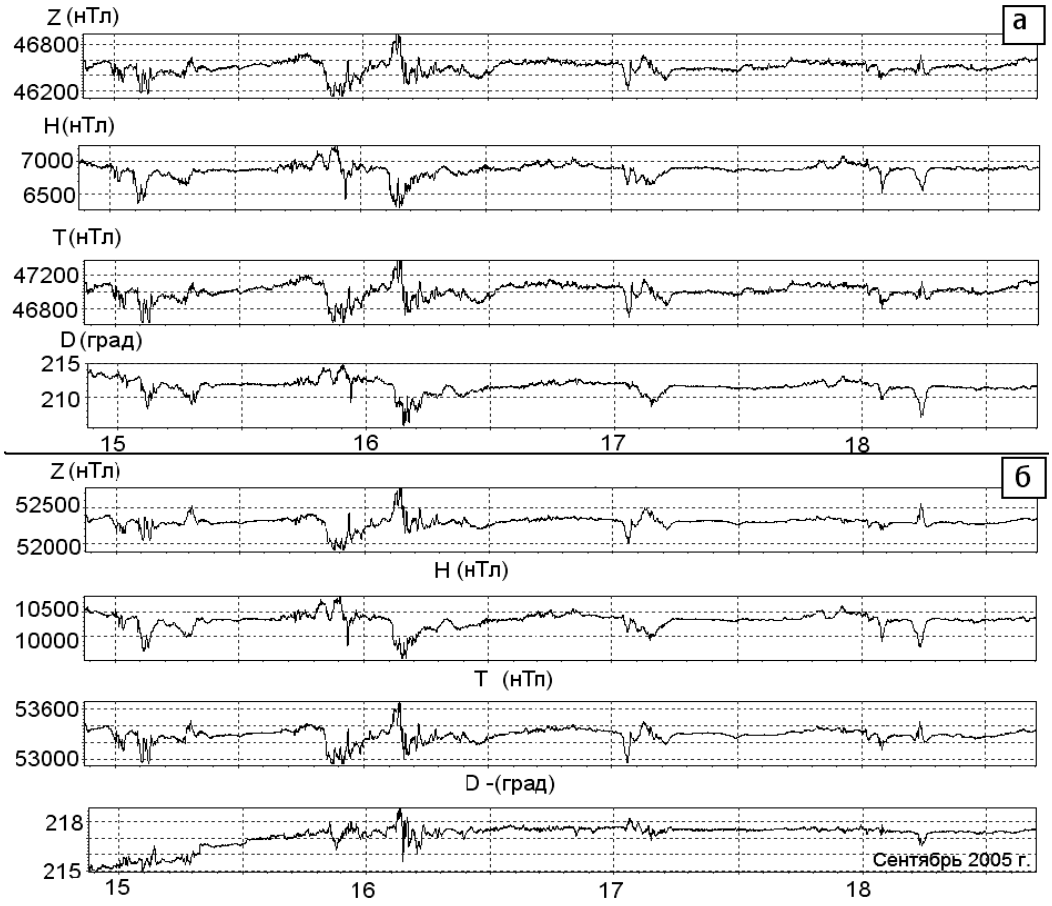


Рис. 5. Измерения вариаций геомагнитного поля на геодинамической лаборатории «Кольская сверхглубокая» с 15.09.2005 по 19.09.2005 гг.: а – измерение на поверхности; б – измерение в скважине-спутнике (глубина установки 560 м)

тября (рис. 7) выделяются периоды высокой активности, а 16–19.09.2005 г. – слабой. Для этих периодов проведено сопоставление амплитудно-частотных спектров составляющих геомагнитного поля. Отмечается значительное увеличение амплитуды вариаций в период 14–17.09.2005 г. Частотный спектр этих периодов отличается в меньшей степени. В возмущенные дни (14–17.09.2005) появляются вариации на периодах 17,1; 11,4; 4,6; 3,1; 2,7; 2,4; 2,3 часа (вертикальная составляющая) и на периодах 5,1; 4,9; 4,0; 3,4; 3,1; 2,4; 2,1; 2,0 часа для горизонтальной составляющей.

Проведение измерений на Уральской сверхглубокой скважине и анализ результатов

Измерения вариаций геомагнитного поля на Уральской сверхглубокой скважине СГ-4 проведены по аналогичной схеме: поверхность-скважина. Скважинный прибор располагался на глубине 5970 м. На этой глубине в скважине отмечается зона массивных риодацитов с магнитной восприимчивостью $1500 \div 2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Регистрация вариаций проводилась в период с 23 по 26 сентября 2004 г. По наблюдениям магнитного поля на обсерватории «Арти» эти дни относятся к спокойным невозмущенным дням. Поэтому зарегистрированные на СГ-4 вариации магнитного поля могут быть отнесены к классу S_q-вариаций.

Сопоставление записей вариаций наземным и скважинным приборами позволяет установить несколько отличий (рис. 8, цветная вкладка, и табл. 1):

- скважинным прибором зарегистрировано уменьшение вертикальной составляющей геомагнитного поля в период с 24 по 25 сентября, которое не отмечается ни назем-

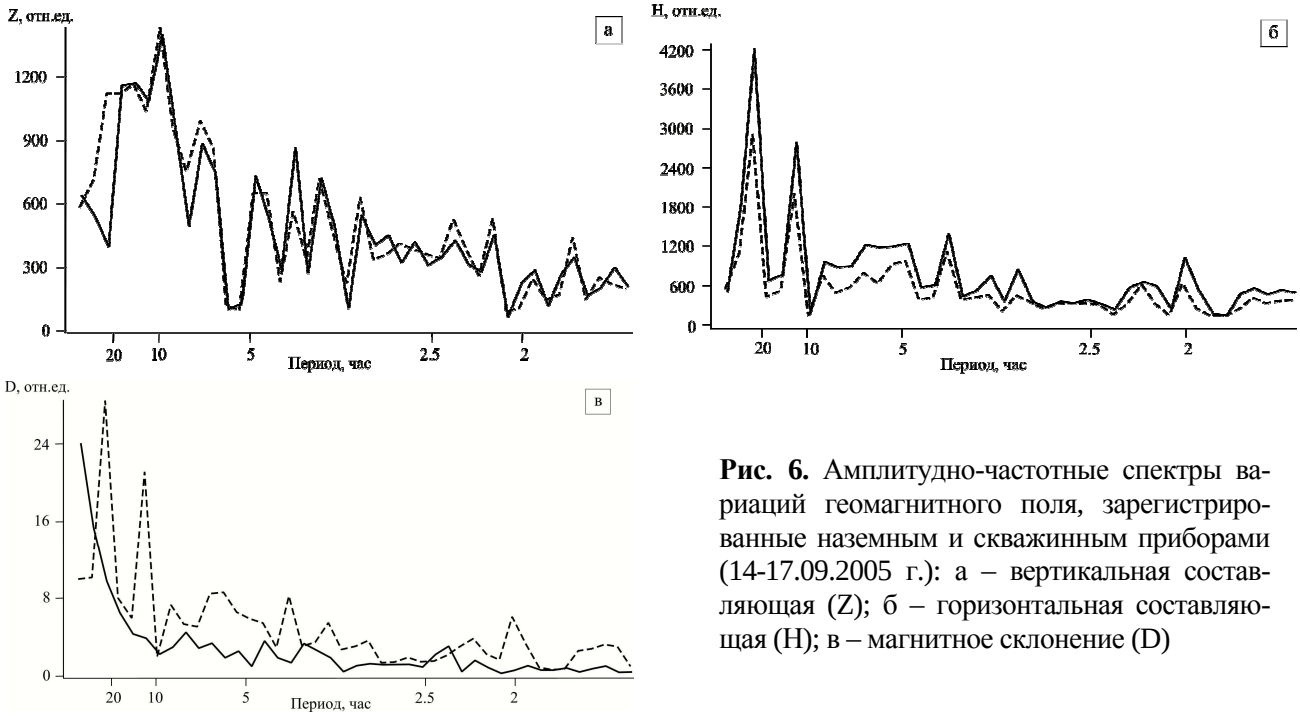


Рис. 6. Амплитудно-частотные спектры вариаций геомагнитного поля, зарегистрированные наземным и скважинным приборами (14-17.09.2005 г.): а – вертикальная составляющая (Z); б – горизонтальная составляющая (H); в – магнитное склонение (D)

ным прибором, ни на обсерватории «Арти»;

- амплитуда вариаций, особенно по вертикальной составляющей, значительно выше в скважине, чем на поверхности;
- скважинным прибором регистрируются локальные возмущения магнитного поля (по вертикальной и горизонтальной составляющим) в течение 15–30 мин.

По программе на базе алгоритма быстрого преобразования Фурье, (Cooley, Tukey, 1965) выполнен амплитудно-частотный анализ на интервале регистрации 04:53 24.09.04÷15:00 25.09.04 г.

Несмотря на резкое отличие вариаций по амплитудам, принципиальных отличий в частотном спектре вариаций с периодами от 5 до 60 мин, зарегистрированных на поверхности и в скважине, не наблюдается.

На рис. 9 приведены амплитудно-частотные спектры для периодов 1,3÷34,2 часа для вариаций, зарегистрированных наземным и скважинным приборами. Для вертикальной

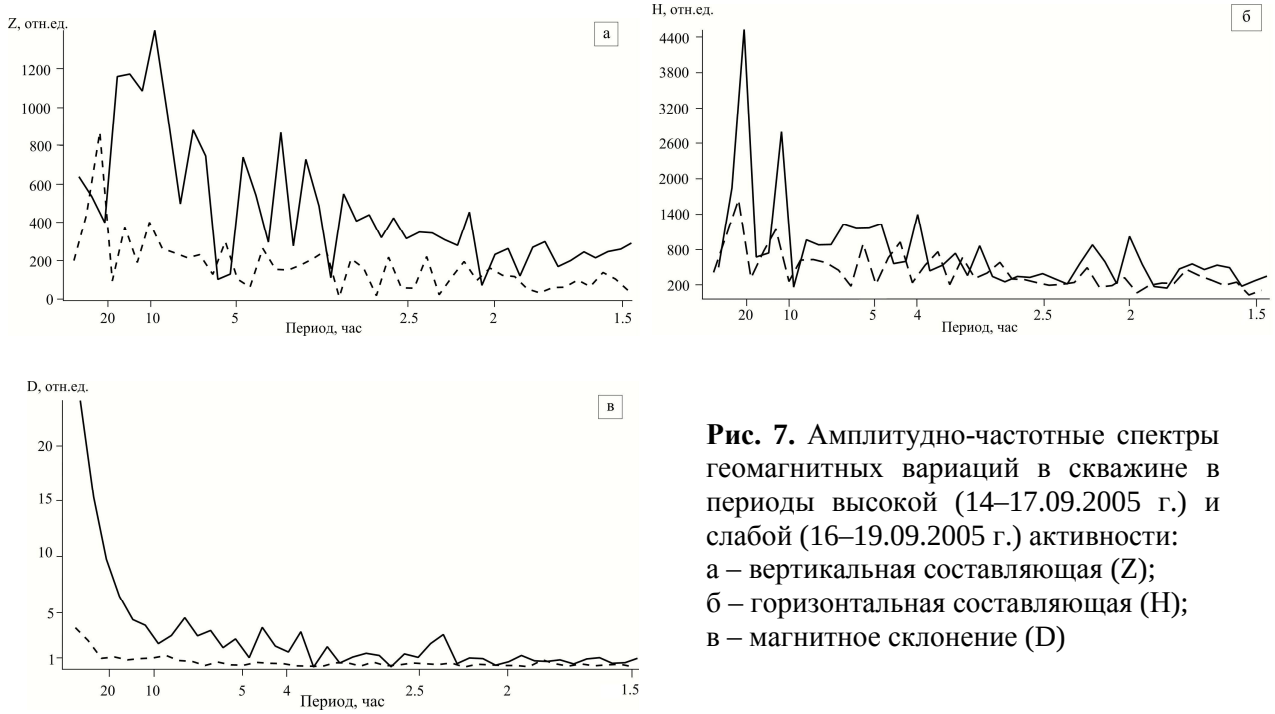


Рис. 7. Амплитудно-частотные спектры геомагнитных вариаций в скважине в периоды высокой (14–17.09.2005 г.) и слабой (16–19.09.2005 г.) активности:
а – вертикальная составляющая (Z);
б – горизонтальная составляющая (H);
в – магнитное склонение (D)

Таблица 1. Диапазон зарегистрированных изменений геомагнитного поля на Уральской сверхглубокой скважине СГ-4

Измеряемый параметр	Скважина, глубина 5970 м			Поверхность		
	min	max	диапазон	min	max	диапазон
Вертикальная составляющая, нТл	53540	53730	190	56230	56260	30
Горизонтальная составляющая, нТл	15150	15220	70	14595	14640	45
Магнитное склонение, градус	314,2	315,0	0,8	331,6	331,8	0,2

составляющей геомагнитного поля (рис. 9а), измеренной в скважине, наблюдаются максимумы на периодах 1,4; 2,0; 3,3 часа и увеличение амплитуды с периода 6,7 до 34,1 часа. При регистрации вариаций наземным прибором максимумы наблюдаются на периодах 1,5; 2,2 и 3,3 часа. На периодах от 6,7 до 34,1 часа также наблюдается увеличение амплитуды, но с минимумом для периода 11,2 часа. Для горизонтальной составляющей геомагнитного поля (рис. 9б) разница амплитуд при измерениях в скважине и на поверхности значительно меньше, но отмечаются различия в частотном спектре. При скважинных измерениях максимумы амплитуд наблюдаются на периодах 1,3; 1,5; 1,7; 2,0; 2,4; 3,3 и 4,2 часа. Для наземных наблюдений максимумы отмечаются на периодах 1,5; 1,8; 3,0; 3,8 и 4,8 часа. В диапазоне периодов от 6,7 до 24,1 часа максимальная амплитуда для скважинных измерений наблюдается для периода 17,3 часа, а для наземных для этого периода отмечается минимальное значение. Аналогичная ситуация для периодов от 6,7 до 34,1 часов отмечается и для склонения геомагнитного поля (рис. 9в).

При дальнейшем обсуждении результатов использовано разделение измеренных вариаций на низкочастотную (с 1 по 15 гар-

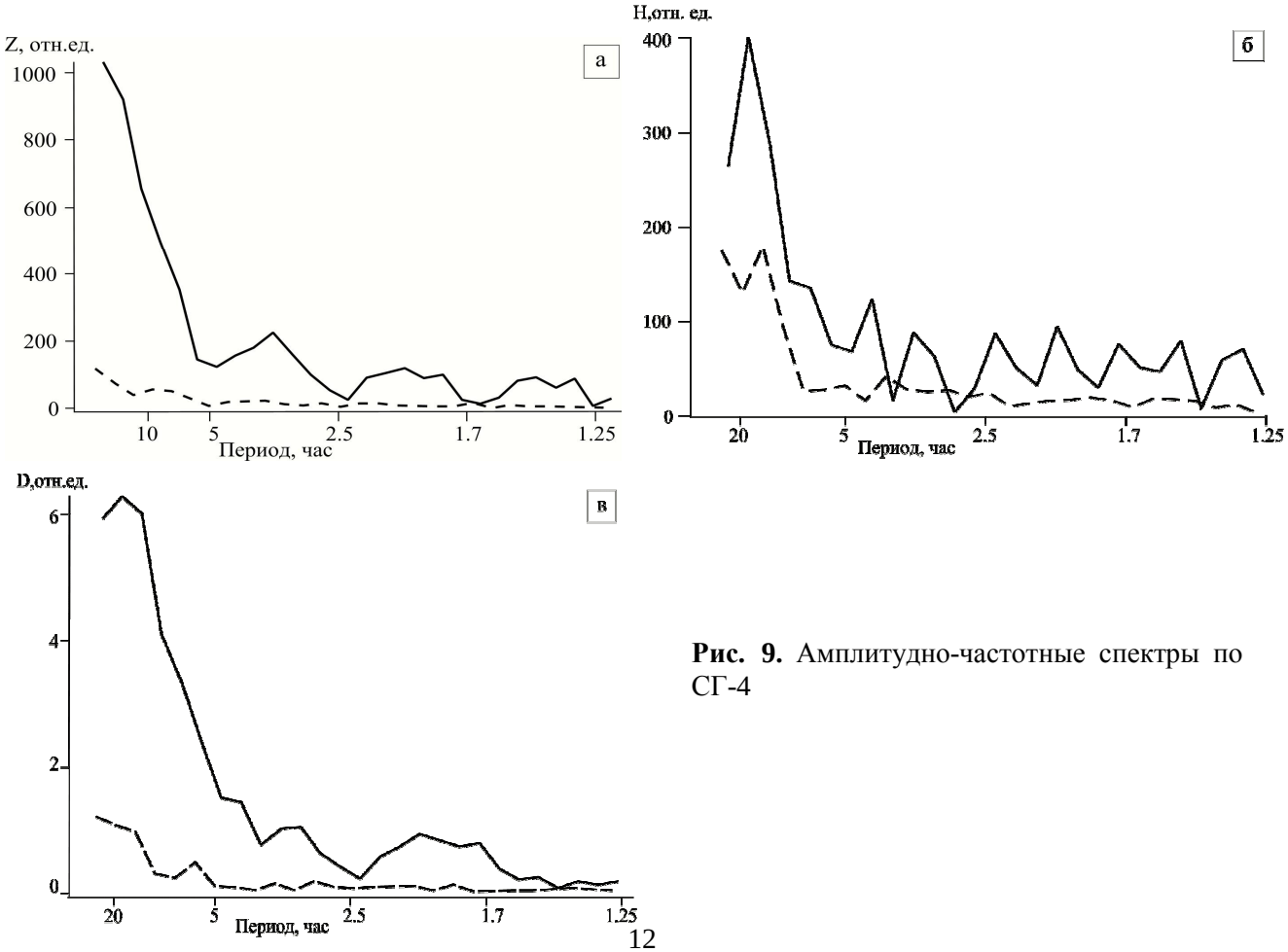


Рис. 9. Амплитудно-частотные спектры по СГ-4

монику) и высокочастотную (с 16 по 40 гармонику) части (рис. 10). Низкочастотная часть вариаций геомагнитного поля меняется в диапазоне: горизонтальная составляющая – 32 нТл у устья скважины и 40 нТл на глубине 5970 м; вертикальная составляющая, соответственно, 25 и 25 нТл. Для высокочастотной части вариаций диапазон изменений составляет, соответственно, для горизонтальной составляющей 15 и 30 нТл, для вертикальной составляющей 15 и 30 нТл.

Анализ суточных вариаций (Яновский, 1964; Рикитаки, 1968; Паркинсон, 1986) показывает, что они являются наиболее устойчивыми из всех видов вариаций. Вид спектра суточных вариаций определяется резкими пиками на частотах 1, 2 и 3 цикла в сутки. Фаза колебаний отличается по долготе на угол, соответствующий местному времени, но резко отличается по широте. Стандартно суточные вариации определяются по часовым средним данным 5-ти магнитоспокойных дней в месяц. За нулевой уровень принимается усреднение за ночные часы. Распределение суточных вариаций на поверхности Земли представляют в виде векторов горизонтальной компоненты в зависимости от широты и местного времени. Учитывая поведение вертикальной составляющей, источником суточных вариаций считаются (A. Schuster) токовые петли как над Землей, так и под земной поверхностью (Рикитаки, 1968).

Проверка гипотезы о связи внутренней части S_q-вариаций с электрическими токами, индуцированными в Земле изменения-

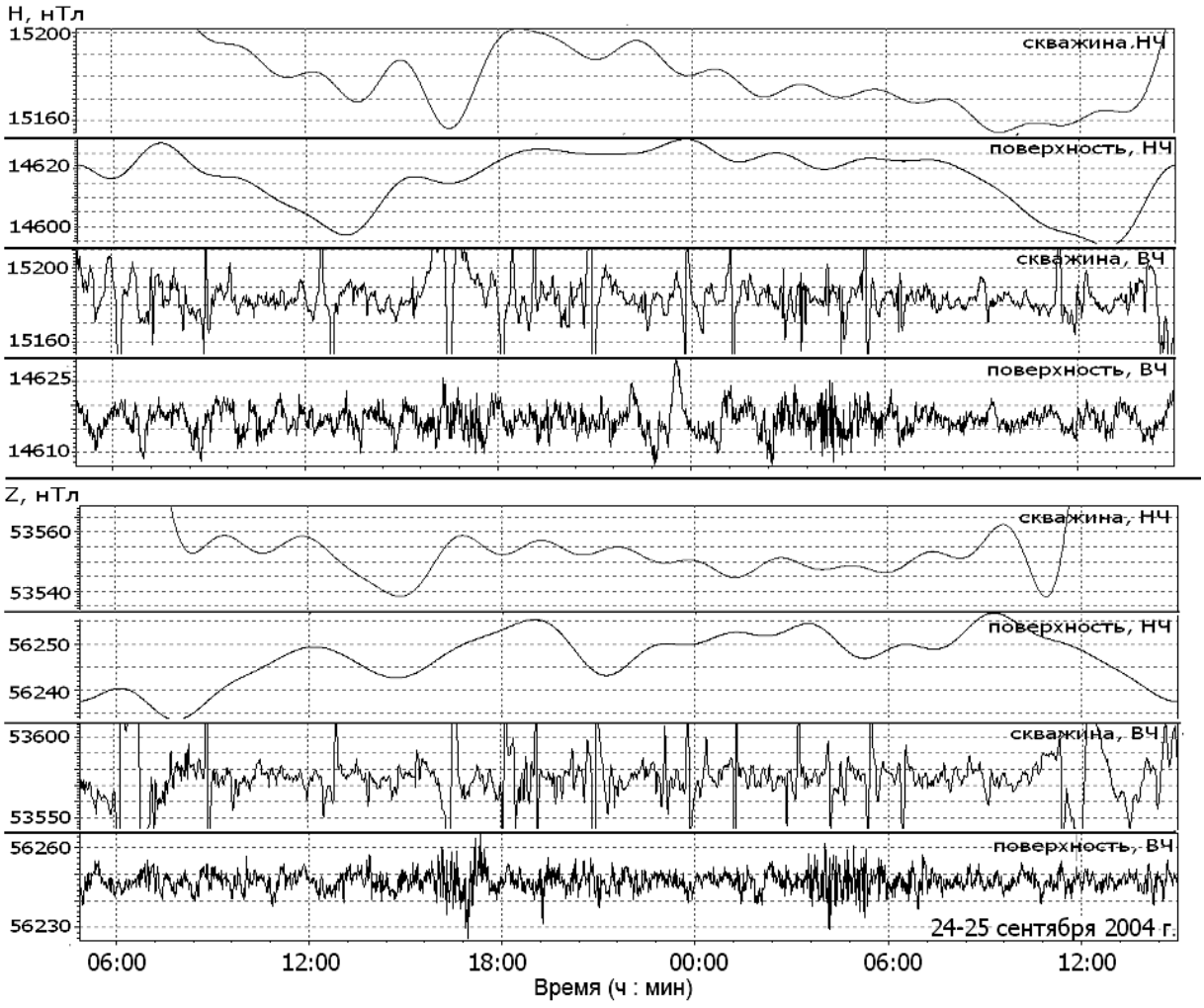


Рис. 10. Низкочастотная (НЧ) и высокочастотная (ВЧ) составляющие вариаций геомагнитного поля, зарегистрированных на Уральской сверхглубокой скважине 24–25.09.2004 г.

ми магнитного поля внешнего происхождения, на модели однородно проводящей сферы показала, что необходимое условие – внешняя часть Земли должна быть непроводящей (A. Schuster).

Дальнейший анализ S_q-вариаций за периоды 1932–1933, 1957–1958 гг. выполняли S. Chapman, Н.П. Бенькова, M. Hasegawa, M. Ota, A.T. Price, G.A. Wilkins и др. (Рикитаки, 1968). Было установлено, что примерно две трети вариаций возникают вне Земли, а остальная часть – внутри Земли.

Зависимость отношения внешнего и внутреннего потенциалов V/W, в какой-то степени, определяется уровнем солнечной активности. Для изучения этой связи рассмотрены S_q-вариации за период 1958–1964 гг. в полуцикле солнечной активности на 39 средне-низкоширотных обсерваториях (Бердичевский и др., 1972). Представив суточный ход S_q-вариаций на каждой обсерватории рядом Фурье по местному времени, авторы методом наименьших квадратов вычислили сферические коэффициенты $g_n^m, h_n^m, f_n^m, k_n^m$ при (n=1÷5, $m < n$). Ими установлено закономерное изменение для наиболее активных гармоник спектра (n=2, m=1), (n=3, m=2), выделяемых достаточно надежно. Значение V/W меняется в пределах 5% по модулю и $\pm 2{,}5^0$ по аргументу, увеличиваясь при уменьшении солнечной активности.

Используя данные этой работы (Бердичевский и др., 1972) и допуская, что это соотношение сохраняется для высокочастотной и низкочастотной составляющих вариаций, можно рассчитать глубину источника внутренней части вариаций, который может быть представлен в виде линейного тока. При этих допущениях глубина источника низкочастотной составляющей измеренных вариаций составляет 14 км, а глубина источника высокочастотной части вариаций составляет 7,5 км. По результатам аудимагнитотеллурических зондирований на Среднем Урале (Савельев, Дьяконова, Вишнев, 1988) в районе Уральской сверхглубокой скважины установлен коровый проводящий слой на глубине 12±2 км мощностью до 12 км и электрическим сопротивлением 240 Ом·м. На этом же интервале глубин по данным глубинных сейсмических зондирований выделен слой пониженных скоростей. На глубине 6,3–7,5 км также по сейсмическим данным (Дружинин и др., 1999) в разрезе выделяется зона тектонических нарушений, а ниже на глубине 8 км отмечается контакт слоев с пониженными и повышенными скоростями продольных волн.

Таким образом, полученные оценочные данные о глубинах источников внутренних вариаций не противоречат имеющейся геофизической информации о глубинном строении района.

Выше уже отмечались еще две особенности зарегистрированных вариаций геомагнитного поля в скважине на глубине 5970 м. Первая, связанная с резким уменьшением на 150 нТл вертикальной составляющей 24.09.06 г. и таким же резким возвращением к прежнему уровню 25.09.06 г., в связи с небольшим периодом записи, не находит удовлетворительного объяснения. Но при этом необходимо учитывать, что аппаратурные погрешности исключаются. Вторая особенность связана с регистрацией локальных возмущений в течение 15–30 мин, которые проявляются на всех составляющих геомагнитного поля. Запись их в более крупном временном масштабе приведена на рис. 11.

Анализ этих возмущений позволяет предположить, что аномалии, возможно,

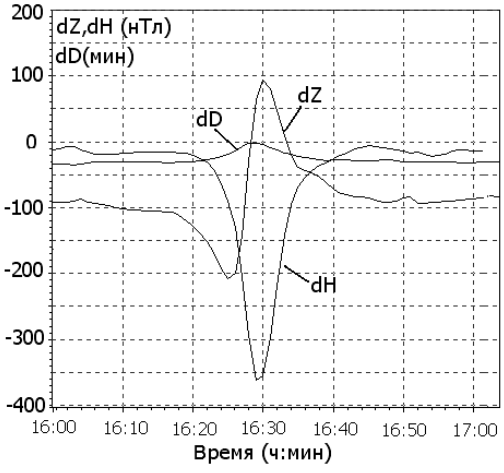


Рис. 11. Пример локального возмущения, записанного скважинным прибором на Уральской СГ-4 на глубине 5970 м

вызваны оседанием намагниченных кусочков породы. Интерпретация таких аномалий традиционными способами, путем сопоставления с теоретически рассчитанными полями от объектов с разными направлениями намагниченности, позволяет получить удовлетворительное объяснение каждого локального возмущения.

Принципиально возможен еще один вариант объяснения таких локальных магнитных возмущений. Он связан с инерционным механизмом генерации переменного магнитного поля (Гульельми, 2006). Этот механизм основан на силах инерции, возникающих при сдвиговом смещении горных пород и индуцирующих сейсмомагнитный сигнал в результате ускоренного движения флюида в порах и трещинах.

Заключение

Таким образом, приведены первые результаты измерений вариаций геомагнитного поля на двух полигонах сверхглубоких скважин в системе «поверхность-скважина». К сожалению, из-за невозможности установить скважинный прибор на значительной глубине, синхронные измерения на Кольской скважине не дали существенных результатов. В то время как измерения на Уральской скважине при глубокой установке скважинного прибора показывают возможность получения новой информации, использование которой повысит эффективность магнитных методов исследования глубинного строения земной коры, в особенности при комплексировании измерений с методами, изучающими разрушение горных пород.

Литература

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Старовойтов В.П. Новая магнитометрическая аппаратура для геофизического мониторинга // Материалы Третьих геофизических чтений им. В.В. Федынского. М., 2001. С. 124–126.

Башта К.Г., Шахторина Л.Н., Кускова В.Н. Геологический разрез Уральской СГ-4 (0-5354 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Научное бурение в России. Ярославль: ФГУП НПЦ Недра, 1999. Вып. 5. С. 25–36.

Бердичевский М.Н., Ротанова Н.М., Файнберг Э.Б., Фискина М.В. Об устойчивости результатов глубинного электромагнитного зондирования Земли по данным сферического анализа солнечно-суточных вариаций // Геомагнетизм и аэрономия. 1972. Т. 12, № 3. С. 578–581.

Ваньян Л.Л. Основы электромагнитных зондирований. М.: Недра, 1965. 107 с.

Глухих И.И., Уткин В.И., Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Старовойтов В.П. Вариации геомагнитного поля в скважинах // ДАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 673–677.

Гордин В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений. М.: ИФЗ РАН, 2004. 232 с.

Гульельми А.В. Проблемы физики геоэлектромагнитных волн // Физика Земли. 2006. № 2. С. 3–16.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Башта К.Г., Коротеев В.А., Кашубин С.Н. Детальное сопоставление наземной и скважинной информации по району Уральской сверхглубокой скважины // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 42–48.

Иголкина Г.В. Скважинная магниторазведка при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 214 с.

Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.

Магниторазведка: справочник геофизика / Под ред. В.Е. Никитского и Ю.С. Лебедева. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 470 с.

Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир, 1986. 527 с.

Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л.: Недра, 1968. 232 с.

Савельев А.А., Дьяконова А.Г., Вишнев В.С. Новые данные об электропроводности земной коры Среднего Урала // ДАН СССР. 1988. Т. 300, № 2. С. 334–337.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 290 с.

Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Т. 1. 445 с.

Cooley J.W., Tukey J.W. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series // Mathematics of Computation. 1965. V. 19. P. 297–301.

УДК 550.343:550.4

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ РАДОНА ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРУШАЮЩИХСЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. На основе предложенной системы уравнений, описывающей процесс образования высокоамплитудных радоновых аномалий, проведена количественная интерпретация экспериментальных данных по вариациям концентрации радона. В результате восстановлены относительные временные изменения структурных (пористость и удельная внутренняя поверхность) и динамических (давление) характеристик разрушающихся горных пород.

Трещиновато-пористая среда, разрушение, аномалии концентрации радона, пористость, удельная внутренняя поверхность.

USE THE VARIATIONS OF RADON CONCENTRATION FOR RESTORATION OF TIME CHANGES OF STRUCTURAL-PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS OF DESTRUCTING ROCKS

Belikov V.T., Ryvkin D.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

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

Crack porous medium, destruction, anomalies of radon concentration, porosity, specific internal surface.

Введение

В настоящее время установлено, что временные вариации концентрации радона, которые нередко предшествуют наступлению катастрофических событий, обусловлены тектонофизическими явлениями в геосреде (Булашевич и др., 1996; Султанходжаев и др., 1977; Гидрогеохимические … , 1985). В такой ситуации появляется возможность использования радоновых измерений для восстановления временных изменений структурно-петрофизических характеристик трещиновато-пористой среды в процессе разрушения. Наиболее информативными с этой точки зрения являются долговременные высокоамплитудные аномалии концентрации радона, как правило, непосредственно связанные с разрушением горных пород (Беликов, Шестаков, 1997а; 2007). Их количественная интерпретация позволяет детальнее изучить характер протекания деструктивных процессов в геосреде, а также исследовать причины и условия, влияющие на осуществление того или иного режима их развития. Это, в свою очередь, дает возможность прогнозировать сценарии протекания процессов разрушения, определять условия реализации каждого из них, а также вплотную подойти к предсказанию катастрофических событий типа горных ударов и землетрясений. В работах (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б; 2000) была разработана количественная физическая модель и построена система уравнений для описания миграции радона в разрушающейся трещиновато-пористой среде, а также предложен механизм образования высокоамплитудных аномалий его концентрации. С использованием полученных результатов проведена количественная интерпретация экспериментального материала по временным вариациям концентрации радона перед горными ударами в шахтах, полученного в работе (Булашевич и др., 1996). При этом изучено относительное изменение открытой пористости и удельной внутренней поверхности (УВП) в процессе разрушения, определены пространственно-временные характеристики очага разрушения (его характерный размер,

расстояние от точки наблюдения, время события). Кроме того, были получены такие параметры, как скорость фильтрации флюида и коэффициент диффузии радона в нем, а также коэффициент инжекции (отношение выделившегося в очаге количества радона к фоновой его концентрации) (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б; 2000; 2007). В дальнейшем данные по относительному изменению УВП были использованы для изучения временных вариаций свободной энергии деформации и напряженного состояния в разрушающемся массиве горных пород (Беликов, Шестаков, 2008).

Целью данной статьи, с одной стороны, является создание оптимальной методики и алгоритма количественной интерпретации высокоамплитудных аномалий концентрации радона для изучения относительных временных изменений открытой пористости, УВП и напряженного состояния геосреды в процессе разрушения. С другой – тестирование предложенного алгоритма на новом (достаточно уникальном) экспериментальном материале по вариациям концентрации радона, полученном в естественных условиях (Trique et al., 1999). Ранее данные, представленные в работе (Trique et al., 1999), использовались для определения пространственно-временных характеристик очага разрушения и параметров миграции радон содержащего флюида (Беликов, Шестаков, 2007).

Постановка задачи

Результаты экспериментов, а также количественные оценки, показывают, что решающим фактором при возникновении высокоамплитудных аномалий концентрации радона, превышающих его фоновое значение в 3–10 раз, является разрушение (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; Булашевич и др., 1996). Можно предположить, что по мере его развития становится доступным наблюдению газ из источника, который до разрушения был изолирован. Иными словами, при разрушении в сообщающееся (открытое) трещиновато-пористое пространство, из которого берутся пробы газа на анализ, включаются содержащие радон отдельные поры и трещины, а также их группы в областях горного массива (блоках), которые до разрушения были изолированы. Точно также, при разрушении горной породы могут вскрываться ее отдельные фрагменты (зерна) с отличными от вмещающей среды физическими характеристиками, в том числе с повышенной способностью генерировать радон. При этом важно подчеркнуть, что его равновесная концентрация в изолированных до разрушения порах и блоках, а также вскрытых зернах может значительно превышать ее значение для открытых пор (Беликов, Шестаков, 2007). Кроме того, необходимо отметить, что отдельные поры и трещины, а также зерна горной породы являются концентраторами упругих напряжений, и именно в их окрестности наиболее интенсивно развиваются процессы разрушения.

Миграция радиогенного газа в трещиновато-пористой среде (ТПС) описывается, в общем случае, всей системой осредненных уравнений тепломассопереноса в гетерогенных многокомпонентных средах (Беликов, 1986; 1991). Однако мы упростим задачу и будем считать все фазы несжимаемыми, а процесс изотермическим. В данном случае следует рассмотреть следующие фазы: 1) скелет горной породы; 2) открытое пористое пространство, из которого производится анализ флюида на содержание радона; 3) закрытые (изолированные) поры и трещины, которые в процессе разрушения вовлекаются в сообщающееся открытое пористое пространство; 4) система пор и трещин в блоках пород, радон из которых недоступен для анализа перед разрушением. Далее, две последние из вышеперечисленных фаз (изолированные поры и недоступные до разрушения блоки) мы объединим в одну и будем называть ее изолированной. Будем также предполагать, что открытое пористое пространство заполнено движущимся радон содержащим флюидом, поэтому данную фазу мы иногда будем называть флюидной. Осредненное уравнение баланса радона в открытом пористом пространстве, имеет вид (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а):

$$\frac{\partial C}{\partial t} - D\frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} + \frac{\partial}{\partial x_i}(C\,\mathrm{v}_i) = -\frac{C}{t} - J_i\tilde{n}_i\Omega + \\ + \frac{1}{V}\int_{S_{\text{от-ск}}} C'u_i n_i dS + \frac{1}{V}\int_{S_{\text{от-и}}} C'u_i n_i dS, \quad (1)$$

где C – осредненная частичная концентрация радона; C' – его концентрация в точке, принадлежащей открытому пористому пространству; τ – среднее время жизни атомов радона (τ=5,52 сут), связанное с постоянной распада λ соотношением $\tau=1/\lambda$; v_i – i-я компонента среднемассовой скорости радон содержащего флюида; V – величина объема осреднения; u_i – скорость движения соответствующей межфазной границы при разрушении, рассматриваемом как фазовый переход (Беликов, 1996; Беликов, Шестаков, 2008); $S_{\text{от-ск}}$ – межфазная поверхность, разделяющая открытое пористое пространство и скелет горной породы (рис. 1); J_i – i-я компонента среднего по поверхности $S_{\text{от-ск}}$ диффузионного потока радона; n_i – единичный вектор нормали, внешней по отношению к открытым порам; $\tilde{n}_i = \frac{1}{V\Omega}\int_{S_{\text{от-ск}}} n_i dS$ – осредненный по поверхности $S_{\text{от-ск}}$ вектор нормали; $\Omega = \frac{1}{V}\int_{S_{\text{от-ск}}} dS$ – УВП открытого пористого пространства; D – коэффициент диффузии радона во флюиде, предполагаемый постоянным. Величина $S_{\text{от-и}}$ – это те участки поверхности $S_{\text{от-ск}}$, которые исчезнут в результате разрушения перемычек, отделяющих изолированные поры и недоступные ранее блоки (объединенные нами в отдельную изолированную фазу) от открытого пористого пространства, соответственно $S_{\text{от-з}}$ и $S_{\text{от-б}}$ ($S_{\text{от-и}}=S_{\text{от-з}}+S_{\text{от-б}}$; считаем, что $S_{\text{от-и}}<<S_{\text{от-ск}}$). В таком процессе меняется, вообще говоря, и поверхность $S_{\text{и-ск}}$, разделяющая изолированную фазу и скелет, за счет включения ее части в поверхность $S_{\text{от-ск}}$. При этом, кроме перераспределения $S_{\text{и-ск}}$ между изолированной фазой и открытым пористым пространством, происходит также образование новой поверхности в результате возникновения каналов на месте ранее существовавших перемычек. Что же касается поверхности $S_{\text{от-ск}}$, то ее изменение происходит, с одной стороны, за счет разрушения скелета (включая поверхность вновь образовавшихся каналов), с другой, в результате перераспределения в ее состав части поверхности $S_{\text{и-ск}}$. Величины C и C' в (1) связаны соотношением (Беликов, 1991)

$$C = \frac{1}{V}\int_V C'dV = \frac{V_{\text{от}}}{V}\frac{1}{V_{\text{от}}}\int_{V_{\text{от}}} C'dV = \varphi_{\text{от}}\,\tilde{C}, \quad (2)$$

где $\tilde{C}$ – осредненная по открытому пористому пространству частичная концентрация радона; $\varphi_{\text{от}}$ – доля объема, занимаемая открытой фазой; $\varphi_{\text{от}}=V_{\text{от}}/V$; $V_{\text{от}}$ – объем, занимаемый открытыми порами, в пределах V. Уравнения баланса радона в других двух фазах аналогичны соотношению (1) (Беликов, Шестаков, 1997а; 1997б). Поясним физический смысл слагаемых в правой части уравнения баланса радона в открытой фазе (1).

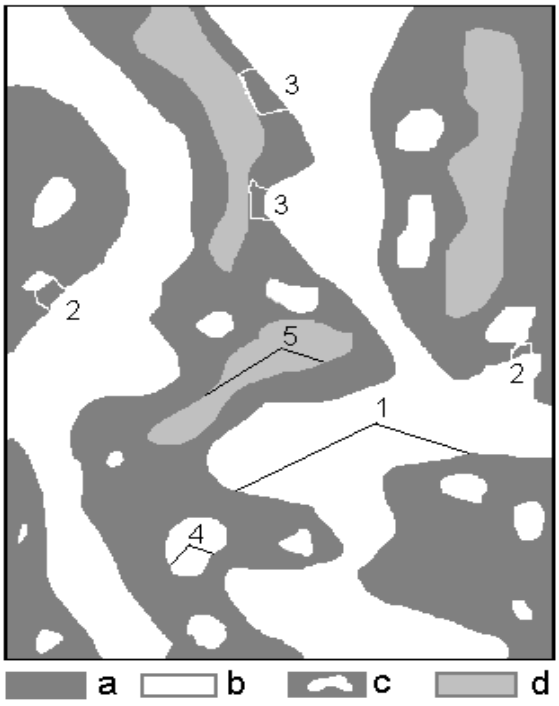


Рис. 1. Модель трещиновато пористой среды:
a – скелет, b – открытые поры, c – изолированные поры, d – изолированные блоки;
цифрами обозначены межфазные границы:
1 – открытые поры-скелет ($S_{\text{от-ск}}$), 2 – открытые поры - закрытые поры ($S_{\text{от-з}}$), 3 – открытые поры - изолированные блоки ($S_{\text{от-б}}$), 4 – скелет - закрытые поры ($S_{\text{ск-з}}$), 5 – скелет - изолированные блоки ($S_{\text{ск-б}}$)

Первое слагаемое описывает распад радона, второе – его приток в данную фазу из скелета, третье – рост количества радона в открытой фазе за счет разрушения кристаллической решетки скелета горной породы. Последнее слагаемое справа в (1) характеризует увеличение содержания радона в открытом пористом пространстве при включении в его состав изолированной фазы. В процессе разрушения меняются также и такие структурные характеристики геосреды, как доля объема, занимаемая каждой фазой $\varphi_{от}$, $\varphi_{ск}$, $\varphi_{и}$. Последние два параметра, относящиеся к скелету и изолированной фазе, соответственно, мы определим аналогично тому, как выше ввели величину $\varphi_{от}$. С учетом предположения о том, что все фазы несжимаемы, запишем сначала уравнение для доли объема, занимаемого произвольной α-ой из них в пределах V (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а)

$$\frac{\partial \varphi_{\text{fi}}}{\partial t} = \frac{1}{V} \int_{\sum_{\text{fA}} S_{\alpha\beta}} u_i n_i^{\text{fi}} dS \,. \qquad (3)$$

Соотношение (3) можно переписать так

$$\frac{\partial \varphi_{\text{fi}}}{\partial t} = \sum_{\beta} \gamma_{\alpha\beta} \varphi_{\text{fi}} \,, \qquad (4)$$

где

$$\gamma_{\text{fi}\text{f}\text{A}} = \frac{1}{V_{\text{fi}}} \int_{S_{\alpha\beta}} u_i n_i^{\text{fi}} dS, \;\; \varphi_{\text{fi}} = \frac{V_{\text{fi}}}{V} \,, \qquad (5)$$

V_α – объем, занимаемый α-ой фазой в пределах объема осреднения V; $S_{\alpha\beta}$ – межфазная поверхность, разделяющая α-ю и β-ю фазы гетерогенной среды; u_i – скорость движения соответствующей межфазной границы при фазовом переходе (разрушении); n_i^{fi} – единичный вектор нормали, внешней по отношению к α-ой фазе. Параметр $\gamma_{\alpha\beta}$ характеризует относительное изменение в единицу времени величины φ_α, обусловленное фазовым переходом, происходящим на границе $S_{\alpha\beta}$. Порядок индексов в параметрах $\gamma_{\alpha\beta}$ – существенен, так как связан с выбором направления вектора нормали (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а). Если N – количество фаз гетерогенной среды, то необходимо использовать N-1 уравнений (4), а также условие нормировки

$$\sum_{\text{fi}=1}^{N} \varphi_\alpha = 1. \qquad (6)$$

В соответствии с (3), изменение доли объема, занимаемого открытыми порами $\varphi_{от}$, описывается уравнением

$$\frac{\partial \varphi_{от}}{\partial t} = \frac{1}{V} \int_{S_{от-ск}} u_i n_i dS + \frac{1}{V} \int_{S_{от-и}} u_i n_i dS \,. \qquad (7)$$

Согласно (5) введем следующие обозначения:

$$\gamma_{от-ск} = \frac{1}{V} \int_{S_{от-ск}} u_i n_i dS, \;\; \gamma_{от-и} = \frac{1}{V} \int_{S_{от-и}} u_i n_i dS \,. \qquad (8)$$

Тогда, в соответствии с (4), соотношение (7) можно записать в виде

$$\frac{\partial \varphi_{от}}{\partial t} = (\gamma_{от-ск} + \gamma_{от-и}) \varphi_{от} \,. \qquad (9)$$

В пренебрежении малыми более высокого порядка заменим величину C' в двух последних интегральных слагаемых справа в (1) на соответствующие осредненные (отнесенные к единице объема данной фазы) значения $\tilde{C}^{ск}, \tilde{C}^{и}$. Тогда, учитывая несжимаемость флюидной фазы, с использованием (8), уравнение (1) можно записать так:

$$\frac{\partial C}{\partial t} - D \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} + \frac{\partial}{\partial x_i} (C \, \text{v}_i) + \frac{C}{\tau} = \\ = b\Omega + \tilde{C}_0 \gamma \varphi_{от} \,, \qquad (10)$$

где $b\Omega = -(J_i \tilde{n}_i)\Omega$ – приток радона в открытые поры из скелета;

$\tilde{C}_0 = (\tilde{C}^{ск} g_{от-ск} + \tilde{C}^{и} g_{от-и}) / (g_{от-ск} + g_{от-и}) =$

$= (\tilde{C}^{ск} g_{от-ск} + \tilde{C}^{и} g_{от-и}) / g$ – эффективная осредненная равновесная концентрация радона в скелете и изолированной фазе. В связи с введенным выше параметром $\tilde{C}_0$, обратим внимание на одно важное обстоятельство. Как мы уже отмечали, изолированные до разрушения поры и блоки могут находиться во включениях, состоящих из материала, обладающего повышенной способностью генерировать радон, поэтому его осредненная равновесная концентрация в изолированной фазе $\tilde{C}^{и}$ может быть существенно больше равновесной (фоновой) концентрации в открытом пористом пространстве. Аналогично, в силу того, что в скелете присутствуют зерна горной породы с повы-

шенным выделением радона, вскрывающиеся при разрушении, осредненная концентрация $\tilde{C}^{ск}$ также может превосходить фоновую во флюидной фазе. Таким образом, в том случае, когда в процессе разрушения геосреды возникает высокоамплитудная радоновая аномалия, введенная выше величина $\tilde{C}_0$, как правило, превышает равновесную концентрацию в открытых порах. С учетом того, что мы ввели обозначение $\gamma=\gamma_{от\text{-}ск}+\gamma_{от\text{-}и}$, уравнение (9) можно записать следующим образом:

$$\frac{\partial \varphi_{от}}{\partial t} = \gamma \varphi_{от}. \qquad (11)$$

В рассматриваемом нами случае количество фаз N=3, поэтому, вообще говоря, необходимо использовать еще одно уравнение для φ_u (или для $\varphi_{ск}$) и условие нормировки, которое, в соответствии с (6) будет $\varphi_{от}+\varphi_{и}+\varphi_{ск}=1$. Однако записывать эти соотношения нет необходимости в силу того, что концентрация радона C в (10) зависит только от структурных параметров, относящихся к открытой фазе ($\varphi_{от}$, Ω,). Последнее означает, что данные радоновых измерений не позволяют определять аналогичные характеристики других двух фаз. Как следует из (10), на содержание радона в открытом пористом пространстве влияет его приток из скелета породы через межфазную поверхность $S_{от\text{-}ск}$, которая меняется в процессе разрушения. Уравнение, описывающее изменение УВП открытых пор, в соответствии с (Беликов, Шестаков, 2008), имеет вид:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = \nu \Omega, \qquad (12)$$

где ν – коэффициент, характеризующий изменение УВП, обусловленное движением межфазной границы $S_{от\text{-}ск}$ при разрушении, учитывающий также и перераспределение $S_{и\text{-}ск}$ между изолированной фазой и открытым пористым пространством. Он зависит от морфологии поверхности $S_{от\text{-}ск}$ и скорости ее движения, в которой присутствует также и составляющая, связанная с деформацией межфазной границы (Беликов, Шестаков, 2008). Величины ν, а также γ в (11), которые в дальнейшем мы будем называть структурными характеристиками разрушения, определяются такими факторами, как морфология ТПС, ее вещественный состав, распределение упругих напряжений и температур. Рассмотрим одномерный случай, тогда соотношение (10) запишется так:

$$\frac{\partial C}{\partial t} - D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \nu\frac{\partial C}{\partial x} + \frac{C}{\tau} = b\Omega + \tilde{C}_0 \gamma \varphi_{от}. \qquad (13)$$

В систему уравнений, описывающих возникновение и развитие радоновой аномалии при изменении структурно-петрофизических характеристик разрушающейся геосреды, кроме (13), входят соотношения (11) и (12). Неизвестными являются C, Ω, $\varphi_{от}$. Величины D, b, $\tilde{C}_0$, γ, ν считаются заданными. Данная система уравнений может быть решена после выбора начальных и граничных условий. Такую задачу иногда называют прямой. Однако на практике указанные выше параметры чаще всего бывают неизвестными, поэтому с целью их определения (с привлечением экспериментальных данных по временным вариациям концентрации радона) решают обратную задачу. А затем, с использованием аналитических решений уравнений (11) и (12), восстанавливают временные изменения структурно-петрофизических характеристик разрушающихся горных пород (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б).

Решение задачи и обсуждение результатов

Будем считать, что в открытом пористом пространстве существует градиент давления, обуславливающий установившуюся фильтрацию несжимаемого радон содержащего флюида с постоянной скоростью, определяемой в соответствии с законом Дарси. До начала процессов разрушения концентрация радона в открытых порах стационарна, однородна по пространству и определяется равновесием между его распадом и притоком из скелета породы. Такую концентрацию, как мы уже сказали выше, будем называть фоновой $C_ф$. Таким образом, с учетом (13) $C_ф$ можно представить в виде

$$C_ф = b\acute{r}\P_0\tau, \qquad (14)$$

где Ω_0 – удельная внутренняя поверхность открытого пористого пространства до начала процесса разрушения. Если считать, что величины $\varphi_{от}$, γ, ν, Ω зависят лишь от времени,

решение уравнения (13) целесообразно искать в виде суммы стационарного фона $C_ф$ и нестационарной добавки, обусловленной процессами разрушения, одинаковой для всей области миграции флюида

$$C = C_ф + C_2(t). \qquad (15)$$

Тогда, с учетом (13), (14) и (15), уравнение для $C_2(t)$ можно записать в виде

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} + \frac{C_2}{\tau} = b(\Omega - \Omega_0) + \tilde{C}_0 \gamma \varphi_{от}. \qquad (16)$$

Решение уравнения (16), удовлетворяющее условию

$$C_2(t_0) = 0, \qquad (17)$$

где t_0 – момент времени, принимаемый за начальный, имеет вид

$$C_2(t) = \tilde{C}_0 \int_{t_0}^{t} \gamma(u)\varphi_{от}(u) e^{-(t-u)/\tau} du + \\ + b \int_{t_0}^{t} [ń¶(u) - ń¶_0] e^{-(t-u)/\tau} du \qquad .(18)$$

Полученное с учетом (14), (15) и (18) общее решение уравнения (13) позволяет определить полный поток радона, который в данном случае связан лишь с конвективной его составляющей

$$j(t) = \nu[C_Ф + C_2(t)], \qquad (19)$$

где $C_ф$ определено в (14), а $C_2(t)$ – в (18). Решения уравнений (11) и (12) имеют вид

$$\varphi_{от}(t) = \varphi^0_{от} \exp\left[\int_{t_0}^{t} \gamma(u) du\right], \qquad (20)$$

$$ń¶(t) = ń¶_0 \exp\left[\int_{t_0}^{t} \nu(u) du\right], \qquad (21)$$

где $\varphi^0_{от} = \varphi_{от}(t_0)$ – открытая пористость до начала процесса разрушения. Используя выражение для потока (19), можно определить общее количество радона P, поступающего в полость, где происходит его регистрация (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б; 2000)

$$P = ńJ(t)\Delta S \Delta t. \qquad (22)$$

Далее, может быть вычислено относительное количество радона, регистрируемого в полости (величина P/P_0), где

$$P_0 = ńV\Delta S \Delta t b \Omega_0 \tau \qquad (23)$$

характеризует фоновое значение P. Здесь ε – коэффициент пропорциональности, определяемый методикой эксперимента; ΔS – поверхность, через которую поступает радон в полость; Δt – промежуток времени, в течение которого происходит накопление радона. Учитывая выражения (18), (19), (22) и (23), получаем

$$\frac{P}{P_0} = 1 + aF_\varphi(t) + F_{ń¶}(t), \qquad (24)$$

где

$$a = (\tilde{C}_0 \varphi^0_{от}) / (b ń¶_0 \tau),$$

$$F_\varphi(t) = \frac{1}{\varphi^0_{от}} \int_{t_0}^{t} \gamma(u)\varphi_{от}(u) e^{-(t-u)/\tau} du, \qquad (25)$$

$$F_{ń¶}(t) = \frac{1}{\tau} \int_{t_0}^{t} \left[\frac{ń¶(u)}{ń¶_0} - 1\right] e^{-(t-u)/\tau} du.$$

При помощи соотношений (24–25), используя режимные наблюдения концентрации радона, в результате решения обратной задачи можно восстановить временные изменения структурных характеристик разрушения (γ, ν), а затем, согласно (20) – (21), изучить соответствующие относительные (по отношению к начальным значениям) изменения φ и Ω.

В качестве исходного экспериментального материала в данной работе были использованы наблюдения вариаций концентрации радона, проведенные во французских Альпах вблизи озера Roselend (Trique et al., 1999). Восстановление временных изменений структурных характеристик разрушения проводилось на основе сравнения экспериментальных значений относительной (по отношению к фону) активности радона с теоретическими, численно совпадающими с отношением P/P_0 (Беликов, Шестаков, 2007). При расчетах, с одной стороны, использовался вид экспериментальной кривой, с другой – физические соображения, соответствующие предложенной модели. Принятая, исходя из морфологии наблюдаемой аномалии концентрации радона, зависимость параметра γ от времени может быть охарактеризована так. При $t_0<t<t_1$ процессы разрушения не происходят (γ=0). В некоторый момент времени t_1 (начало подъема концентрации радона) они возникают, и γ скачком

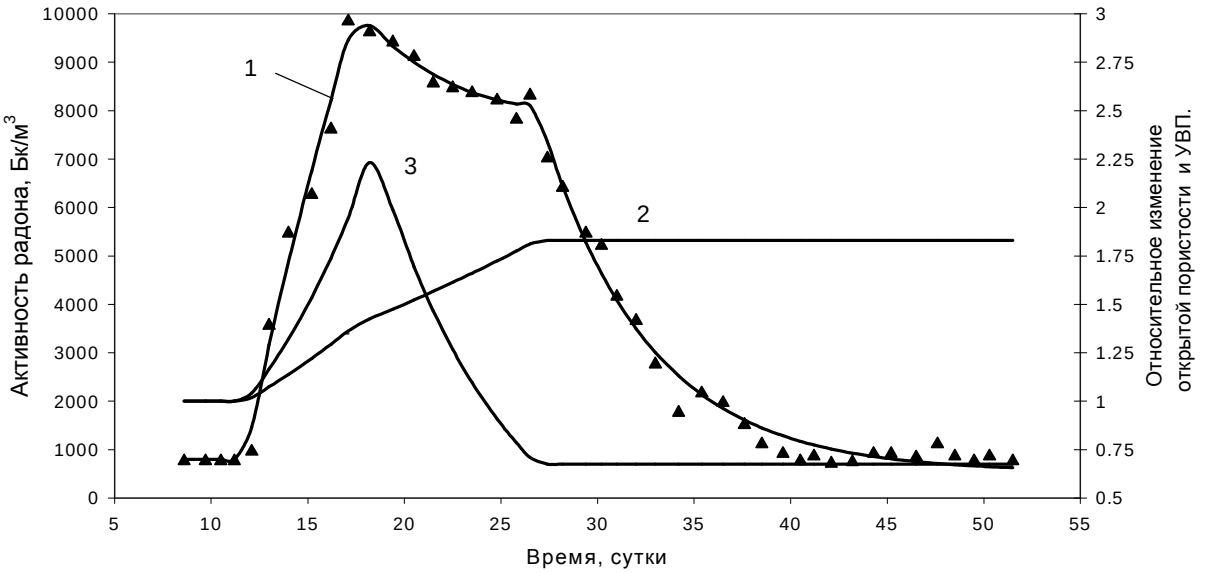


Рис. 2. Сравнение наблюденных значений временных вариаций активности радона (треугольники) с теоретически рассчитанными (кривая 1). Относительные изменения открытой пористости $\varphi_{от} / \varphi^0_{от}$ (кривая 2) и УВП открытых пор ŕ¶/ŕ¶$_0$ (кривая 3)

возрастает до величины $\gamma = \gamma_1$, оставаясь постоянной в течение промежутка времени $t_1 < t < t_2$ (t_2 – момент окончания процесса интенсивного разрушения). В интервале $t_2 < t < t_3$ процессы разрушения, если и происходят, то менее интенсивно ($\gamma = \gamma_2 < \gamma_1$). При $t > t_3$ деструктивные процессы прекращаются.

Говоря об изменении УВП открытого пористого пространства Ω в процессах разрушения, необходимо иметь в виду, что на некоторой стадии их развития возрастание Ω может смениться ее убыванием, например при укрупнении трещин. Это важное обстоятельство мы учитывали при выборе зависимости $\nu(t)$. Выбранный характер изменения параметра ν от времени может быть описан следующим образом. В момент $t = t_1$, когда начинаются процессы разрушения, ν скачком возрастает до величины $\nu = \nu_1 > 0$, оставаясь постоянной в течение промежутка времени $t_1 < t < t_a$, где t_a – момент времени, когда возрастание Ω сменяется ее убыванием ($t_2 < t_a < t_3$). В промежутке $t_a < t < t_3$ величина n скачком принимает постоянное значение $\nu = -\nu_2$, $\nu_2 > 0$. Все неизвестные параметры модели: t_1, t_2, t_3, t_a, γ_1, γ_2, ν_1, ν_2, a – определялись посредством минимизации функционала, являющегося суммой квадратов отклонений теоретической (в соответствии с (24–25)) величины P/P_0 от экспериментальных значений относительной активности радона. На рис. 2 представлена взятая из работы (Trique et al., 1999) интерпретируемая часть наблюденной кривой временных вариаций концентрации радона в сравнении с теоретической, подобранной при помощи процедуры минимизации, а также соответствующие временные изменения относительных значений открытой пористости и УВП, рассчитанные согласно (20) и (21). Как видно из приведенных графиков, характер относительного изменения открытой пористости практически монотонный. Она в течение пятнадцати суток возрастает приблизительно в 1,8 раза и в последующем остается постоянной. В то же время вид кривой относительного изменения УВП другой. В момент времени, равный приблизительно 18 суткам, когда относительное увеличение УВП открытого пористого пространства достигает 2,23 раза, ее рост сменяется падением, с выходом на стационарное состояние, при котором величина УВП меньше той, которая была в среде до начала процессов разрушения. И, наконец, остановимся на вопросе о восстановлении временных изменений динамических характеристик разрушающейся геосреды с использованием временных вариаций концентрации радона. В работе (Беликов, Шестаков, 2008) был предложен критерий (являющийся анало-

гом критерия Гриффитса, характеризующего закономерности распространения отдельной трещины), описывающий условия возникновения эволюционного (не сопровождающегося значительным акустическим импульсом) режима развития процесса разрушения. При его выполнении, разрушение происходит таким образом, что мощность упругих сил скомпенсирована работой, затрачиваемой в единицу времени на изменение УВП горных пород. Когда сценарий развития процессов разрушения является эволюционным, предложенный в (Беликов, Шестаков, 2008) аналог критерия Гриффитса позволяет оценить, как со временем меняется свободная энергия деформации и давление, если имеются данные об относительных изменениях УВП геосреды. Причем характер временных вариаций давления может быть восстановлен в предположении, что среда находится в состоянии равномерного всестороннего сжатия. Следует отметить, что такое допущение не противоречит экспериментальным данным, согласно которым пористые материалы естественного происхождения в состоянии равномерного всестороннего сжатия обнаруживают явные признаки разрушения (Надаи, 1954). Вообще говоря, можно ставить полную задачу изучения изменений напряженного состояния геосреды в процессе разрушения, результатом решения которой должно стать получение зависимости главных напряжений от времени. Однако используемые нами экспериментальные данные только радонового мониторинга при отсутствии дополнительных сведений, касающихся напряженно-деформированного состояния среды, не позволяют решить эту задачу в полном объеме. В такой ситуации, как и было предложено в работе (Беликов, Шестаков, 2008), можно ограничиться рассмотрением простейшего случая, когда среда находится в состоянии равномерного всестороннего сжатия, при котором тензор упругих напряжений, приведенный к главным осям, является шаровым. Соотношение, описывающее относительные временные изменения давления в массиве горных пород в процессе разрушения, полученное в работе (Беликов, Шестаков, 2008), имеет вид

$$\frac{p}{p_0} = \left[1 - A_0\left(\frac{\Omega}{\Omega_0} - 1\right)\right]^{\frac{1}{2}}, \qquad (26)$$

где p и p_0 – давление в скелете породы в текущий и начальный моменты времени; A_0 – величина, характеризующая начальное соотношение между поверхностной свободной энергией и свободной энергией деформации. В связи с трудностями определения A_0 (Беликов, Шестаков, 2008), в данной работе мы рассматривали эту величину как параметр и изучали характер временных изменений давления в зависимости от ее численного значения

Описание условий наблюдений, приведенное в работе (Trique et al., 1999), а также результаты количественной интерпретации данного экспериментального материала с целью определения пространственно-временных характеристик очага разрушения (Беликов, Шестаков, 2007), позволяют заключить, что режим развития процессов разрушения, приведших к возникновению интерпретируемой радоновой аномалии, был близок к эволюционному. Поэтому для изучения временных изменений давления можно использовать соотношение (26). Кроме того, говоря об области применимости формулы (26), необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. При выводе этого соотношения предполагалось, что в начальный момент времени и на протяжении всего процесса разрушения УВП открытого пористого пространства много больше соответствующей величины для изолированной фазы. Мы будем считать, что данное приближение справедливо и в нашем случае. Это, с одной стороны, означает, что изолированные поры и трещины имеют достаточно большие размеры, а количество их относительно невелико, с другой, что межфазная поверхность скелет-блоки (обозначена на рис. 1, как $S_{\text{ск-б}}$) имеет такую морфологию, при которой ее кривизна слабо меняется от точки к точке. Результаты расчетов относительных временных изменений давления в массиве горных пород в процессе

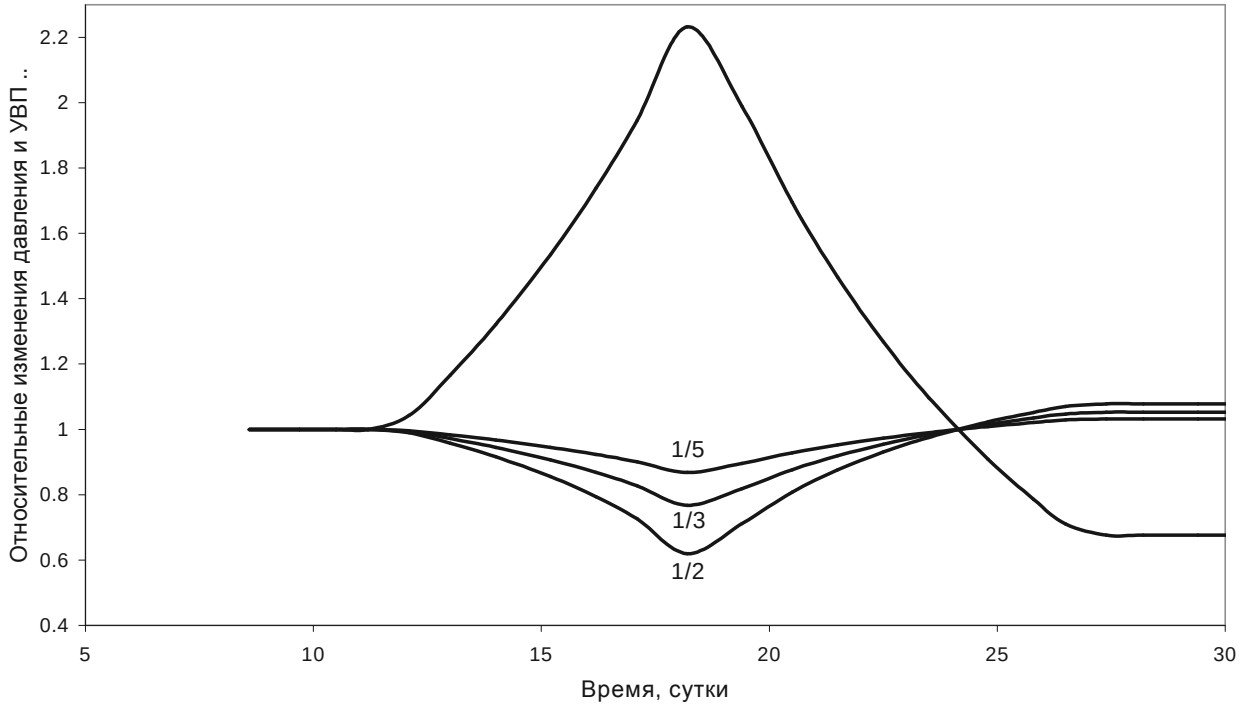


Рис. 3. Относительное изменение давления в горном массиве в процессе разрушения, в сравнении с соответствующими изменениями УВП (верхняя кривая). Шифр кривых изменения давления – значения параметра A_0

разрушения (проведенных согласно (26)), с использованием соответствующих данных по вариациям Ω/Ω_0, приведены на рис. 3. Значения параметра A_0 брались равными 1/5, 1/3, 1/2. Анализируя приведенные кривые, можно отметить, что, по мере развития процесса разрушения, вначале (до прохождения максимума на кривой Ω / Ω_0) происходит уменьшение относительного давления (разгрузка) в массиве. Затем, по мере падения УВП, растет энергия деформации и увеличивается давление в среде. Необходимо подчеркнуть, что величина относительных изменений давления в процессе разрушения зависит от величины A_0. Наибольшее уменьшение относительного давления в массиве горных пород происходит при A_0=1/2, при меньших значениях параметра A_0 оно несколько меньше.

Заключение

Разработанная модель для описания механизма образования высокоамплитудных радоновых аномалий, а также построенная система уравнений позволяют предложить методику количественной интерпретации данных по временным вариациям концентрации радона. Ее опробование на экспериментальном материале, полученном во французских Альпах, позволило изучить временные изменения относительных значений открытой пористости и УВП в процессе разрушения горных пород. Кроме того, с использованием аналога критерия Гриффитса, характеризующего эволюционный режим развития процессов разрушения, и привлечением полученных данных об относительных изменениях УВП, восстановлены соответствующие изменения давления в разрушающемся массиве горных пород. Постановка режимных наблюдений вариаций концентрации радона, дальнейшее уточнение количественной модели, а также разработка эффективных алгоритмов решения обратной задачи позволит получать оперативную информацию о временных изменениях структурно-петрофизических и динамических характеристик разрушающейся геосреды. Это, в свою очередь, даст возможность определять условия реализации того или иного режима развития процессов разрушения, а также вплотную подойти к решению проблемы предсказания катастрофических сейсмических событий.

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

Литература

Беликов В.Т. Условия диссоциации и рекомбинации водяного пара во флюидном потоке // Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 110–113.

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

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Влияние процессов разрушения на миграцию радона в трещиновато-пористой среде. М., 1996. 38 с. Деп. в ВИНИТИ. № 2315-В96.

Беликов В.Т. О термодинамической интерпретации эмпирического соотношения для долговечности твердых тел // Дефектоскопия. 1996. № 1. С. 96–101.

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. I // Дефектоскопия. 1997а. № 9. С. 79–88.

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. II // Дефектоскопия. 1997б. № 9. С. 89–97.

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование вариаций концентрации радона для определения характеристик очага разрушения // Дефектоскопия. 2000. № 3. С. 89–95.

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Определение пространственно-временных характеристик области разрушения с использованием долговременных аномалий концентрации радона // Физика Земли. 2007. № 5. С. 80–87.

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

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

Султанходжаев А.Н., Латипов С.У., Закиров Т., Хамидов Л.А. О возможности прогнозирования места возникновения сильных землетрясений по вариации радона // Узб. геол. журнал. 1977. № 3. С. 39–43.

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

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 648 с.

Trique M., Richon P., Perrier F., Avouac J.P., Sabroux J.C. Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes // Nature. 1999. V. 399 (6732). P. 137–141.

УДК 550.553(470.5.837)

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ПОЛОЖЕНИЕ УНИКАЛЬНОГО МЕДНО-ЦИНКОВОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СТРУКТУРЕ ГАЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Виноградов А.М. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приводится краткий обзор и обобщение результатов работ, в которых рассмотрены и проанализированы основные особенности распределения геофизических полей в районе Гайского рудного узла, вмещающего уникальное медно-цинковое колчеданное месторождение. Показаны перспективы совершенствования ресурсов и запасов этих объектов и целесообразность проведения для этого геофизических наблюдений в горном отводе Гайского ГОКа и на прилегающих площадях с использованием современных технических и методических средств.

Рудный узел, уникальное месторождение, геофизические исследования, совершенствование ресурсов, наращивание запасов.

GEOPHYSICAL FIELDS AND LOCATION OF THE UNIQUE COPPER-ZINC PYRITE DEPOSIT IN THE STRUCTURE OF THE GAY ORE CLUSTER

Vinogragov A.M. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. It is provided a brief review and summarizing of results, where had been considered and analyzed the main peculiarities of geophysical fields distribution in the region of GAY ore fields, which includes the unique Copper-Zink pyrite deposit. It had been showed new prospects of defining resources and reserves of such objects and advisability of geophysical observations providing in the mining lease of the GAY area and on its adjacent areas with use modern technical and methodical tools.

Ore cluster, unique deposit, geophysical research, prospects of resources, increase of reserves.

Введение

Гайский рудный узел включает самое крупное на Урале и одно из крупнейших в мире медно-цинковое колчеданное месторождение. Цель статьи – провести обзор изученности и раскрыть некоторые основные особенности и своеобразие распределения региональных и локальных геофизических полей, в связи с чем обсудить ресурсы и перспективы наращивания запасов руд обозначенных уникальных объектов.

Этапы изучения и поисков месторождений

В истории геофизических исследований рудного узла и одноименного месторождения можно выделить три периода: первый – до 1958–1960 гг., второй – до 1975–1980 гг. и последний – до настоящего времени. Сложилось так, что автор статьи эпизодически принимал участие в геофизических исследованиях описываемых объектов в каждый период и поэтому имеет свою сложившуюся позицию при освещении этого вопроса, вероятно, не лишенную субъективных оценок.

Открытие Гайского месторождения связано с известным с доисторических времен, используемым в лечебных целях, купоросным озером (60х80 м). Оно расположено в верховьях сухого русла речки Колпачки. Озеро и выявленные в его окрестностях бурые железняки с медной зеленью естественно привлекали внимание и после их длительного и безрезультатного изучения, включая в 1930–1932 гг. бурение одиночных скважин, были рекомендованы для дальнейших геофизических исследований. Здесь, в период с 1933 по 1942 гг. с целью выявления аномалий от предполагаемых рудных тел, периодически выполнялись геофизические работы методами интенсивности, естественного поля, термометрии, магнитометрии, ВЭЗ, изолиний (Виноградов, 2004; Прокин и др., 2004). Выявленные

аномалии проверялись буровыми работами, вскрывавшими минерализацию. Массивные рудные тела, вероятно, пропускались по причине недостаточно точной привязки скважин к контурам аномалий. Наиболее информативными оказались площадные работы методом изолиний с детализацией аномалий методом ВЭЗ, выполненные Д.Ф. Уманцев в 1942 году (рис. 1а, цветная вкладка). Этими работами (Прокин и др., 2004) подтверждены ранее зафиксированные аномалии и выделены новые. При изучении рекомендованных к проверке бурением аномалий Гайской ГРП в 1950–1951 гг. были выявлены эродированные, залегающие под покровом рыхлых (дальноприносных и кор выветривания) отложений мощностью до 20–40 м, первое, второе и третье рудные тела будущего месторождения. С некоторым перерывом (1954 г.), уже с учетом данных гидрохимии, была обнаружена пятая залежь (Южно-Гайское месторождение). Эти объекты с 1959 года вскрываются карьерами № 1 и № 2. В 1984 году началось строительство, и с 1988 года в эксплуатацию месторождения включается карьер № 3 на серноколчеданной залеже, фиксируемой аномалией A_3. Заметим, что, исходя из небесспорных геологических представлений на структуру рудного поля, аномалия A_7 признана не перспективной на выявление промышленных рудных тел и закрывается отвалами карьера № 2 (рис. 1б, цветная вкладка).

С позиций сегодняшнего дня требуются дополнительные, прежде всего геофизические, исследования с целью определения природы этой аномалии. Таким образом, выявленные геофизиками аномалии оказались связаны с эродированными рудными телами и залежами Гайского месторождения. Они предопределили открытие и оптимизацию разведки месторождения. Вместе с тем Д.Ф. Уманцев в 1942 году высказал соображение о бесперспективности площади вблизи купоросного озера, оспоренное впоследствии геофизиком Б.П. Игошиным из структурных соображений (Игошин, 1961). Эта проблема, как нам представляется, не решена и до настоящего времени.

К 1959 году, в результате интенсивных разведочных работ, Гайское и Южно-Гайское (пятая залежь) месторождения были признаны крупными, подготовлены к эксплуатации, и на них начато вскрытие рудных тел. Однако нужно отметить, что разведка проводилась исходя из принятых концептуальных геологических установок о залегании рудных тел. Эти установки зачастую противоречили данным метода электрической корреляции (МЭК), показавшие на другую связь рудных подсечений, отличную от концептуально принятой геологами. При вскрытии же карьером № 1 рудных тел (1959–1962 гг.) не была получена рудная масса, обозначенная разведкой, не помогало и увеличение темпов вскрышных работ. Так в 1959 году при вскрытии выемка пород из карьера достигла 3 вместо 2 млн $м^3$ по плану (Прокин и др., 2004). Была срочно, с участием ЦНИИГРИ и других научных коллективов СССР, организована доразведка и пересчет запасов рудных тел месторождения.

В результате существенно изменена морфология и структура рудных тел, но, к счастью для лауреатов Ленинской премии 1959 года (геологов М.С. Недожогина, В.И. Скрипель, В.И. Ленных, Н.А. Сибирской и В.И. Рудницкого; заметим отсутствие в составе лауреатов геофизиков), не изменившая, а даже нарастившая, общие запасы месторождения. Однако в пересчете на затраты, связанные с неучетом данных МЭК, ущерб от нарушения графика проходки карьера и перераспределения запасов по горизонтам вскрыши рудных тел многократно превысил стоимость всех геологоразведочных работ в Гайском и других районах Южного Урала, проведенных в первый период. На этом примере, в рассмотрении которого принимал участие автор статьи, ГКЗ СССР инструктивно определило необходимость применения МЭК, как обязательный вид работ при разведке и подсчете запасов колчеданных месторождений, и это соблюдается до настоящего времени.

Во второй период в Гайском рудном районе, как и на площадях других районов Южного Урала, выполнены разнообразные геофизические площадные региональные и детальные съемки (Виноградов, 1966). Неоднократно проводилось обобщение и переинтерпретация геолого-геофизических данных. Однако до настоящего времени новых месторождений в Гайском районе не выявлено, что в какой-то степени согласуется с существующими представлениями об истощении потенциала недр, локализовавших свой ресурс в относительно локальной структуре. Противостоять такому заключению можно только на основе новых концептуальных теоретически обоснованных построений. Требуется тщательный анализ ситуации, предопределившей Гайский феномен, поиск аналогов наблюдаемым особенностям объекта в других структурах, выявление дополнительных ресурсов и запасов рудного поля рассматриваемого объекта. Эти проблемы – предмет исследований, в том числе с геофизических позиций, в третий период изучения объекта. Заметим, что площадные геофизические съемки в Гайском районе выполнены в соответствии с разрешающими возможностями аппаратурно-методического обеспечения времени, отвечающем второму периоду исследований. Это было 30–40 лет назад. Очевидна необходимость их реанимации на современном уровне, как основа для пересмотра прогнозных ресурсов и запасов медно-колчеданных руд Гайского района.

Положение и структура рудного узла

В процессе обобщения геолого-геофизических материалов, включая Гайский рудный район, нами впервые для Южного Урала было введено понятие «рудный узел в составе геофизической модели организации колчеданной рудной формации» (Виноградов и др., 1971; Виноградов, 1980). Применительно к изученной территории рудный узел – это рудоперспективная площадь, приуроченная к развитию продуктов базитового, базит-гипербазитового магматизма вдоль глубинных разломов на их пересечении со скрытыми секущими тектоническими дислокациями. На примере Гайского рудного узла раскроем содержание этой категории.

Гайский рудный узел расположен в области пересечения меридиональных структур Урала и секущих дислокаций, нашедших отражение даже в планетарных полях геопотенциала (рис. 2). В региональных гравитационных полях выразительно отмечается зона субширотных тектонических дислокаций, прослеживаемая от Оренбургского вала с одноименным газоконденсатным месторождением в направлении городов Кувандык, Гай и далее в Казахстан (Виноградов, Ярош, 1971).

Рудный узел расположен на пересечении этой зоны, проявляемой и в локальных скрытых дислокациях того же простирания (рис. 3, цветная вкладка), с Ирендыкским

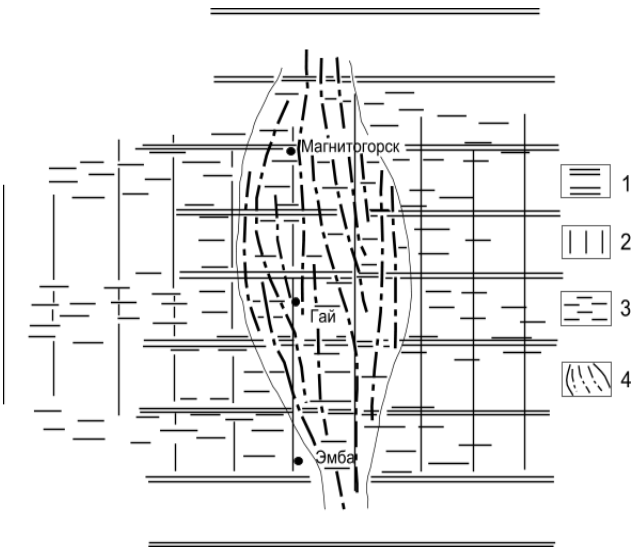


Рис. 2. Схема положения Гайского рудного узла в структурах полей геопотенциала и региональных аномалий силы тяжести: 1 – область Урало-Оманской ступени геопотенциала и её сдвига (2), отвечающие перераспределениям плотностных неоднородностей на мантийном и литосферном уровнях (Песковский, 1992); 3 – зоны фанерозойских скрытых тектонических дислокаций земной коры, выделяемые по анализу гравитационных полей (Виноградов, Ярош, 1971; Виноградов, Малышев, Бушарина, 2008); 4 – оси распределения палеозойского базитового, базит-гипербазитового магматизма вдоль глубинных и региональных разломов (Виноградов, Ярош, 1972) в контуре, где мощность рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений преимущественно меньше 50 м (открытый Урал)

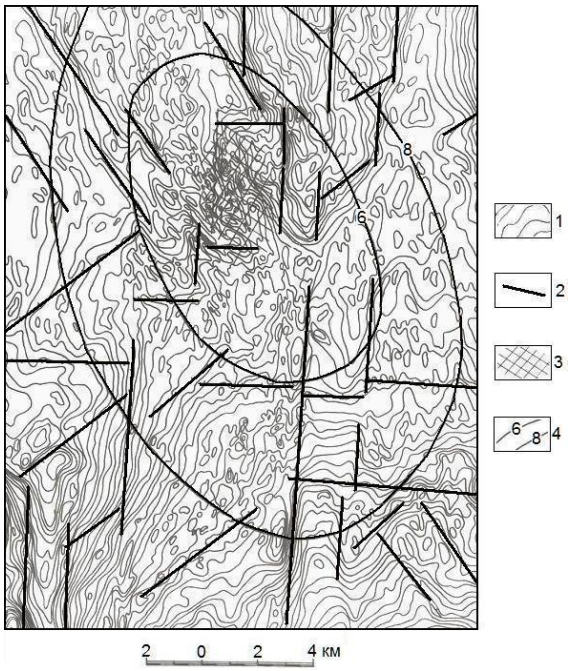


Рис. 4. Индикаторы структуры разрывов в гравитационных полях Гайского рудного узла:
1 – изоаномалы силы тяжести (редукция Буге – 2,67 г/см^3, сеть – 250х100(50) м, ГАК-3, ГАК-3М, Орская геофизическая экспедиция, 1958–1968 гг.); 2 – индикаторы: прямолинейные резкостные границы поля ортогональных разрывов; 3 – положение рудного поля Гайского месторождения; 4 – изолинии (в км) поверхности опорного отражающего горизонта при наблюдениях ПСЗ (Халевин, Виноградов, 1976)

глубинным разломом, выделенным по геофизическим данным (Виноградов, Ярош, 1972). В состав этого разлома включены региональные составляющие магматических проявлений, коррелируемых аномальными отражениями в поле силы тяжести. Прежде всего, это интенсивная аномалия – «Орский супермаксимум», фиксирующий клин плотных базитовых магматитов с вертикальным размахом в земной коре, уверенно оцениваемым по данным гравиметрии в 15–20 км. На широте Гайского месторождения «супермаксимум» резко замыкается по зоне скрытых субширотных тектонических дислокаций (рис. 3, 4). Далее к северу осевая линия «супермаксимума» прослеживается по оси резко выраженной аномалии силы тяжести, фиксирующей Калиновскую структуры с диабазами, габбро-диабазами в её ядре (рис. 5, 3). Заметим, что выходы мелкозернистых диабазов, габбро-диабазов достаточно частое явление вдоль осевой части «супермаксимума», отождествляемой нами с осью Ирендыкского глубинного разлома. По геологическим данным габбро-диабазы фиксируют магмовыводящие каналы в составе андезитобазальтов ирендыкской свиты (Прокин и др., 2004).

Кулисообразно с осевой линией глубинного разлома в остаточных полях силы тяжести фиксируются осевые линии распределения отрицательных аномалий. Западная фиксирует развитие риолитов, дацитов, андезитов и базальтов баймак бурибаевской свиты с локальными центрами вулканических проявлений (Гайская, Круторожинская, Камейкинская и другие структуры). Восточная ось, вероятно, отмечает подобные структуры под покровом

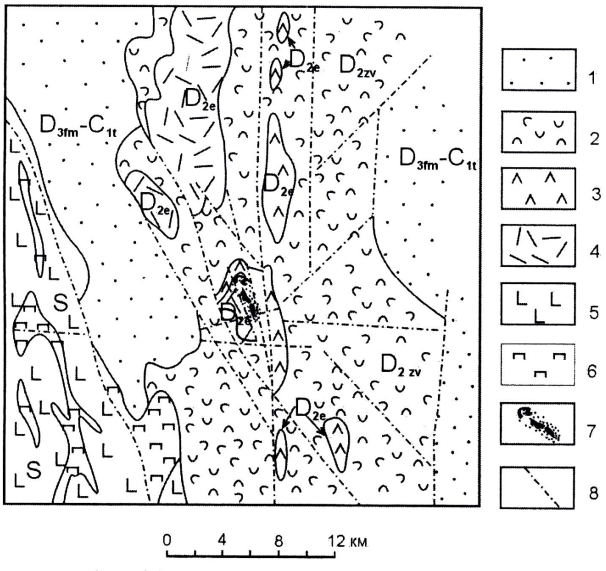


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Гайского рудного района (Прокин и др., 2004): 1 – граувакковые песчаники зилаирской свиты; 2 – вулканомиктовые отложения улутауской свиты; 3 – андезитобазальты ирендыкской свиты; 4 – риолиты, дациты, андезиты и базальты баймак-бурибаевской свиты; 5 – спилиты, базальты, кремнистые сланцы, алевролиты сакмарской свиты; 6 – серпентиниты; 7 – серицит кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов и колчеданными залежами (черное); 8 – разрывные нарушения

вулканомиктовых отложений улутауской свиты (рис. 3, 6). В составе рудного узла крупная Гайская вулканическая структура выходит на эрозионный срез своей апикальной частью.

Своеобразно положение рудного узла по данным пространственного сейсмического зондирования с использованием промышленных взрывов (Халевин, Виноградов, 1976). Ему отвечает куполообразное воздымание отражений от горизонта акустических неоднородностей с отметками от 12 до 6 км в эпицентре узла, где фиксируется отрицательная аномалия остаточных полей силы тяжести (рис. 5, 3, 6). Она отвечает эродированной части вулканической постройки за счет преобладания в её разрезе кислых вулканоплутонических образований и мощной колонны метасомотоза в палеогидротермальном рудном поле, вмещающем выявленное месторождение.

Перспективы поисков и разведки месторождений

К юго-востоку от месторождения в пределах развития вулканогенно-осадочных образований улутауской свиты наблюдается ещё два понижения силы тяжести (рис. 3, цветная вкладка). Не исключено, что они так же связаны вулканоплутоническим центром кислого вулканизма в блоках на глубинах свыше 500–1000 м (рис. 6). Вероятна рудоносность этой прогнозной структуры, а восходящие минерализованные воды, подпитывающие купоросное озеро (Игошин, 1961), связаны с этим оруденением, вскрываемым Калиновским разрывным нарушением. Очевидно, что прогнозируемые структуры – предмет для изучения методами сейсморазведки (МОВ, ОГТ, ВСП и др.) и электрических зондирований (ЗМПП, МТЗ) с последующим бурением проверочных скважин.

По данным анализа распределения локальных (м-б 1:10000–1:25000) гравитационных (рис. 4), магнитных и электрических полей в пределах рудного узла отчетливо выделяются линеаментные структуры. Они являются геофизическими индикаторами разрывных нарушений, которые формируют две сдвинутые на 45 градусов ортогональные системы с единым эпицентром в пределах рудного узла. Наиболее выразительны проявления индикаторов разрывных нарушений по данным гравиметрии, которые достаточно уверенно согласуются и дополняются индикаторами, проявляемыми в магнитных и электрических полях.

Эти данные совместно с результатами сейсморазведки, включая ПСЗ, НВП (ОГТ), ВСП и дешифрирования космических снимков (Халевин, Виноградов, 1976; Ленский, Виноградов, 1980; Косарев, 1985), используются нами для формирования модели рудогенеза. При этом был принят нетрадиционный подход к роли серного перехвата в образовании колонны флюидо-энергетического потока, определившего локализацию крупных скоплений оруденения фемической специализации (Малышев, 2004). Последние формируются на PT (давление, температура) барьерах, отмечаемых по данным сейсморазведки в виде купольных акустических неоднородностей, воздымаемых к поверхности на фоне слоисто-неоднородного строения верхней части земной коры (Малышев, Виноградов, 2007). Дискретность этих структур учащается в верхних горизонтах земной коры и объясняет наблюдаемую ярусность рудных полей при совмещении магматогенных, гидротермально-метасоматических и осадочно-гидротермальных рудовмещающих структур, включая формируемых в мелководных условиях и феномен «черных курильщиков» в глубоководных условиях. Такое объяснение всего геолого-геофизического материала позволяет выделять в Гайском рудном районе новые прогнозные рудные поля и уточнять структуру известных объектов. Так в предлагаемую модель укладывается рудное поле известного месторождения и прогнозная структура, отмеченная выше. Согласуется с предлагаемой моделью и подход к наращиванию запасов в горном отводе Гайского ГОКа за счет выявления новых рудных тел на флангах и глубоких горизонтах месторождения – стратегическая перспектива, успешно реализуемая в процессе разработки объекта (Прокин и др., 2004).

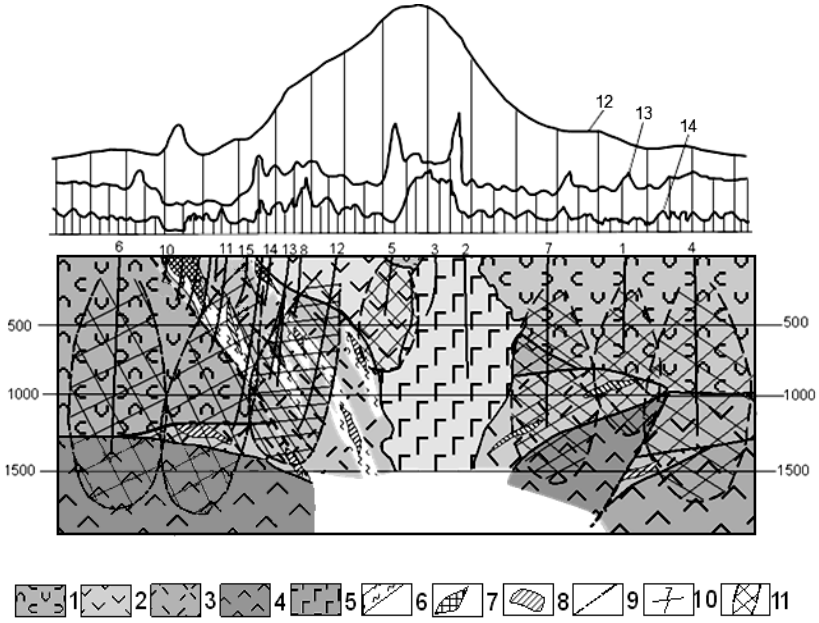


Рис. 6. Схематический геолого-геофизический разрез Гайского рудного узла (Виноградов, 1980): 1 – вулканогенно-осадочные образования непродуктивной формации; 2 – надрудная андезито-базальтовая толща; 3 – рудовмещающая липарит-дацит-андезит-базальтовая толща (образования рудовмещающей палеовулканической структуры); 4 – подрудная базальтовая толща; 5 – диабазы, габбро-диабазы; 6 – околорудные гидротермально измененные породы; 7 – разведанные рудные тела; 8 – прогнозные – не выявленные или пропущенные при поисках и разведке рудные тела; 9 – главные разрывные нарушения; 10 – скважины и условные номера; 11 – области структур, доступные для изучения с использованием скважинной сейсморазведки и электроразведки; 12 – кривая аномалии силы тяжести (Буге, 2,67 г/см^3); 13 – кривая вертикальной составляющей магнитного поля; 14 – кривая кажущихся электрических сопротивлений по данным симметричного электропрофилирования (СЭП, АВ=1000 м)

В настоящее время таким, вероятно, первоочередным объектом являются глубокие горизонты пятой залежи. Здесь по количественной интерпретации гравитационной аномалии (Виноградов, 2004; Виноградов, Виноградова, 2009), выделенной ещё до заложения карьера № 2, был сделан расчет распределения аномалиеобразующих масс – рудных тел залежи (рис. 7а). Их цент тяжести расположен в основании разведанной залежи. В 2003 году карьер вышел и закрыт на отметке центра тяжести предполагаемого гравитирующего объекта (рис. 8, цветная вкладка). На его дне остались не выработанные рудные тела в области пространства, далеко не полностью изученного в период разведки месторождения. Выполненные нами на дне карьера экспериментальные наблюдения с использованием импульсной электроразведки (ЗМПП) зафиксировали переходные процессы необычно высокой интенсивности и длительности. Очевидно, что глубокие горизонты со стороны основания карьера (рис. 7б) требуют первоочередной проверки. Ресурсы этого пространства сопоставимы с объемом рудной массы, отработанной за последние 40 лет карьером (около 25–35 млн т). В пределах карьера целесообразны специализированные наблюдения с использованием современных возможностей гравиметрии, электрометрии и сейсморазведки с последующей, с учетом интерпретации полученных данных, проходкой скважин глубиной 500–800 м.

Таким образом, Гайский рудный узел является первоочередным объектом для наращивания прогнозных ресурсов и запасов медно-колчеданных руд на Урале и требует составления и реализации наукоемкой программы исследований и работ с целью оптимизации освоения потенциала этой уникальной структуры.

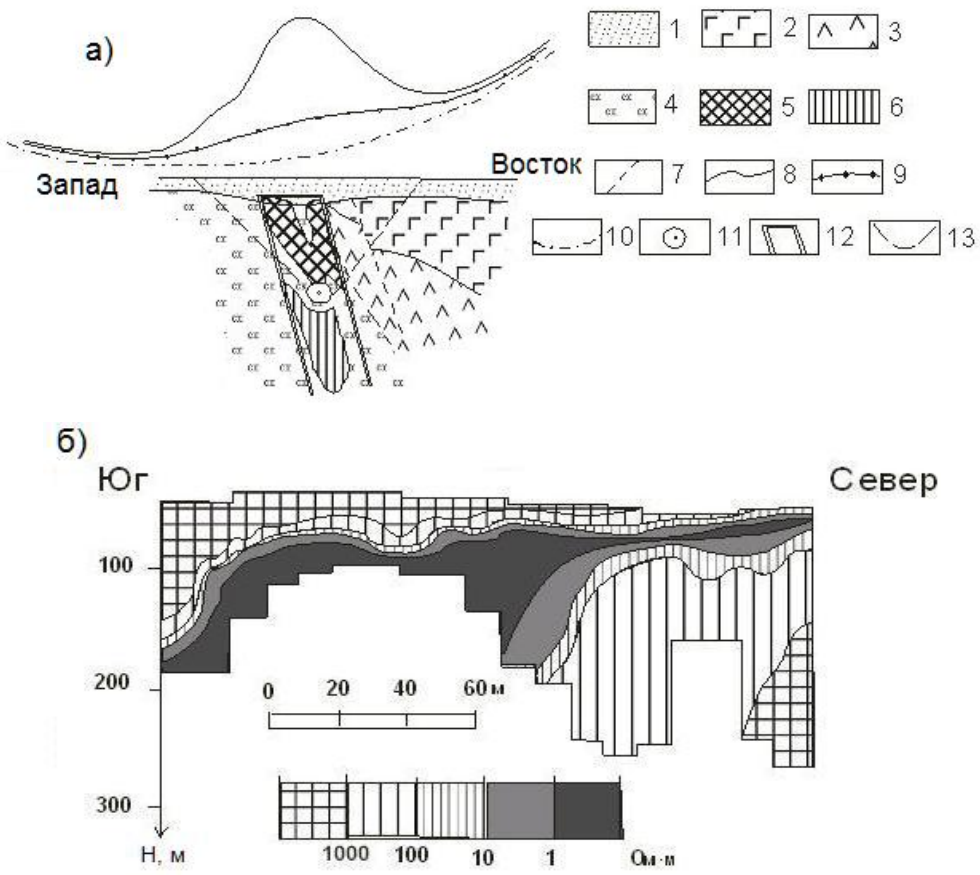


Рис. 7. Схематический геологический и геоплотностной разрез по профилю 43 (а) и геоэлектрический разрез (б) на дне карьера № 2 по данным электрического зондирования (ЗМПП) с наблюдениями автономной рамкой в генераторной петле: 1 – рыхлые дальноприносные отложения и коры выветривания; вулканогенные породы: 2 – базальтового и андезит-базальтового и 3 – дацитового, липарит-дацитового составов; 4 – гидротермальноизмененные породы; рудные залежи: 5 – известные и 6 –предполагаемые; 7 – разрывные нарушения; наблюденная кривая поля силы тяжести: 8 – исправленная по решению прямой задачи за влияние рыхлых отложений и 9 – известных рудных тел и рыхлых отложений; 10 – кривая регионального фона поля силы тяжести, выделенного графически; результаты количественной интерпретации аномалии над пятой залежью Гайского месторождения (11, 12) при графически выделенном региональном фоне: 11 – центр тяжести возмущающих масс, 12 – сечение наклонной призмы, объясняющей выделенную аномалию; 13 – контур карьера после отработки залежи (глубина до подошвы закрытого в 2003 году карьера порядка 380 м от дневной поверхности)

Выводы

Гайский рудный узел расположен в структурах своеобразно (аномально) проявленных на глобальном, региональном и локальном уровнях организации физических полей. Эти характеристики полей могут и должны привлекаться при выявлении подобных структур на Урале и в других провинциях и учитываться при оценке прогнозных ресурсов рудных районов.

Перспективы наращивания ресурсов Гайского рудного узла и совершенствование запасов уникального месторождения в его пределах связаны с дальнейшим изучением района и, прежде всего, с:

– необходимостью пересъемок и переинтерпретацией гравитационных, магнитных и электрических полей (м-б 1:25000–1:50000) Гайского рудного района на современном уровне аппаратурно-методического обеспечения;

– изучением прогнозных рудоносных структур предположительно фиксируемых отрицательными аномалиями силы тяжести к юго-востоку от Гайского месторождения;

– изучением и проверкой участка ано-

малии A_7 метода изолиний 1942 года;

– оценкой глубоких горизонтов под карьером № 2 пятой залежи месторождения.

Литература

Виноградов А.М. Роль геофизических исследований при проведении геологосъёмочных работ на Южном Урале // Разведка и охрана недр. 1966. № 12. С. 34–38.

Виноградов А.М. Прогнозирование и поиск колчеданных месторождений на Южном Урале: обзор ВИЭМС. Сер. Регион. разведка и промысл. геофизика. М.: ВИЭМС, 1980. 40 с.

Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 184 с.

Виноградов А.М., Прозоров В.И., Виноградова В.Н., Хрусталева И.С. Прогнозирование и поиски колчеданных месторождений на Южном Урале (по геофизическим данным) // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971. С. 279–281.

Виноградов А.М., Ярош А.Я. Широтная тектоническая зональность и ее связь с металлогенией (на примере Южного Урала) // Вопросы разведочной геофизики: тр. Свердловского горного института. Свердловск, 1971. Вып. 75. С. 3–9.

Виноградов А.М., Ярош А.Я. Строение структурно-формационных зон Южного Урала и развитие глубинных разломов земной коры // Разведочная геофизика: тр. Свердловского горного института. Свердловск, 1972. Вып. 83. С. 8–25.

Виноградов А.М., Малышев А.И., Бушарина С.В. Флюидо-энергетический поток секущих зон тектонических дислокаций Южного Урала (геофизический и минерагенический аспект) // Геофизические исследования Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2008. С. 32–35.

Виноградов А.М., Виноградова В.Н. Гайский рудный узел; изучение физических полей и поиск рудных тел // Геодинамика, глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: Пятые науч. чт. памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. С. 77–80.

Игошин Б.А. Структура геоэлектрических полей в районе купоросного озера Гайского курорта // Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1961. С. 84–92.

Калиновка. Оренбургская область, 2003. URL: http://maps.google.ru (дата обращения: 15.02.2010).

Косарев А.М. Линейные и кольцевые структуры Южного Урала, выявленные при дешифрировании космических снимков, и их рудоконтролирующее значение // Палеовулканические условия образования и размещения колчеданных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 36–43.

Ленский В.А., Виноградов А.М. Скважинная сейсморазведка в рудных районах на примере медно-колчеданных месторождений Южного Урала // Экспресс-информация: серия: региональная, разведочная, и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1980. Вып. 3. С. 1–22.

Малышев А.И. Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. 189 с.

Малышев А.И., Виноградов А.М. Особенности колчеданного рудообразования в зависимости от эволюции геодинамического режима Уральского подвижного пояса // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: материалы Международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 206–211.

Песковский И.Д. Эволюция литосферы Западной Сибири и формирование осадочного бассейна. М.: Недра, 1992. 334 с.

Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Виноградов А.М., Молошаг В.П., Кузнецов С.И. Гайский ГОК: геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 148 с.

Халевин Н.И., Виноградов А.М. О структуре земной коры района Гайского медно-колчеданного месторождения // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 24–28.

УДК 550.831

НОВАЯ МОДИФИКАЦИЯ МОНТАЖНОГО МЕТОДА РЕШЕНИЯ НЕЛИНЕЙНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

Долгаль А.С., Мичурин А.В. – Учреждение Российской академии наук Горный институт УрО РАН, Пермь

Аннотация. Представлен алгоритм регулируемой направленной раскристаллизации, реализующий конечноэлементный подход к решению обратной задачи гравиметрии (ОЗГ), обладающий широкими возможностями для формализованного учета априорной информации о геометрии источников поля. Эффективность алгоритма подтверждается результатами вычислительных экспериментов.

Обратная задача, гравиразведка, монтажный метод, регулируемая направленная кристаллизация, регулируемая направленная раскристаллизация, априорная информация.

NEW MODIFICATION OF THE MONTAGE APPROACH TO THE SOLUTION OF NONLINEAR INVERSE PROBLEM OF THE GRAVIMETRY

Dolgal A.S., Michurin A.V. – The organization of Russian Academy of sciences Mining Institute UB of RAS, Perm

Abstract. We present the algorithm of controllable directional discrystallization realized the finite-element approach to solution of gravity inverse problem. This algorithm has wide potentialities for formalized account of prior information about field source geometry. The efficiency of the algorithm confirms by results of calculating experiments.

Inverse problem, gravity exploration, montage method, regulated directed crystallization, regulated directed discrystallization, a priory information.

Специфика решения ОЗГ монтажным методом

Среди применяющихся на практике методов решения нелинейной обратной задачи гравиметрии наиболее широкое распространение имеют методы подбора, базирующиеся на итерационной корректировке геометрических параметров «стартовых» петроплотностных моделей геологической среды. Процесс корректировки обычно заканчивается при достижении требуемого значения ε_0 невязки наблюденного и модельного полей. Предположим, что речь идет об определении геометрических параметров модели $x_1, x_2, \dots, x_m$ по совокупности дискретных измерений силы тяжести $Dg_1, Dg_2, \dots, Dg_n$, $n \geq m$. Задача сводится к решению переопределенной системы нелинейных алгебраических уравнений вида:

$$\begin{cases} f_1(x_1, x_2, ..., x_m) = \Delta g_1 \\ f_2(x_1, x_2, ..., x_m) = \Delta g_2 \\ .... \\ f_m(x_1, x_2, ..., x_m) = \Delta g_n \end{cases}, \qquad (1)$$

где f – оператор решения прямой задачи гравиметрии, с применением которого вычисляется модельное поле $Dg^{мод}$. Правая часть системы (1) осложнена помехами δg (инструментальными, геологическими и т.п.): $\Delta g_i = \Delta g_i^{точ} + dg_i$, $i = 1, 2, \dots, n$, решение этой системы осуществляется с применением различных регуляризующих алгоритмов многомерной оптимизации.

Могут использоваться несколько типов ограничений, формализующих априорные сведения о моделируемых объектах. В частности, эти ограничения могут быть представлены в виде закрепления некоторых параметров интерпретационной модели: $x_j = c_j$ или в виде характеристик их области определения: $x_j^H \leq x_j \leq x_j^B$, $j = 1, 2, \dots, m$ (Гольдшмидт, 1984).

Однако далеко не всегда приближенное равенство левых и правых частей системы уравнений (1) обеспечивает получение геологически-содержательных решений ОЗГ, т.е. интерпретационные построения по результативным параметрам $x_1, x_2, \dots, x_m$, отвечающие невязке полей

$\sum_{i=1}^{n}\left[\Delta g_i - \Delta g_i^{мод}\right]^2 \le \varepsilon_0$ могут противоречить имеющимся представлениям о формах, размерах и пространственных взаимоотношениях геологических тел в изучаемом объеме среды. Учет априорной информации об аномалиеобразующих объектах, в частности – ужесточение требований к диапазонам изменения искомых параметров модели, зачастую позволяет избежать формирования существенно отличающихся друг от друга ε-эквивалентных пространственных распределений масс, не несущих полезной геологической информации. В качестве примера можно привести описанный в работе (Булах, Зейгельман, Корчагин, 1986) метод последовательных приращений модели, использующийся при подборе параметров изолированных источников.

Метод последовательных приращений реализован в 2D-варианте, в качестве аномалиеобразующего объекта в нем используется горизонтальная многоугольная призма, в процессе решения ОЗГ минимизируется среднеквадратическое расхождение наблюденного и модельного полей *e* в точках интерпретационного профиля. На каждой *k*-й итерации площадь S_{k-1} сечения моделируемого тела изменяется на некоторую величину ΔS: $S_k=S_{k-1}+\Delta S$, обеспечивающую выполнение условия $\varepsilon_k<\varepsilon_{k-1}$. Изменение контура тела происходит за счет перемещения в плоскости XOZ одной его угловой точки $T_j(x_j, z_j)$, которое может происходить вдоль прямой, соединяющей центр тяжести $T_ц(x_ц, z_ц)$ с точкой $T_j(x_j, z_j)$, либо вдоль перпендикуляра, опущенного из точки $T_j(x_j, z_j)$ на прямую, соединяющую точки T_{j-1}, T_{j+1} (рис. 1). В зависимости от направления вектора **R**, вдоль которого происходит смещение точки $T_j(x_j, z_j)$, выбирается стратегия последовательных положительных приращений модели (начальное приближение вписано в контур искомого тела) или стратегия отрицательных приращений модели (начальное приближение описывает контур искомого тела).

Чертами сходства с первой стратегией решения ОЗГ для изолированного источника обладает регулируемая направленная кристаллизация (РНК), представляющая собой единственную ранее реализованную программно-алгоритмическую реализацию монтажного метода. Этот метод был предложен В.Н. Страховым, М.И. Лапиной, А.В. Овчаренко в середине 70-х годов XX века и получил свое дальнейшее развитие в работах

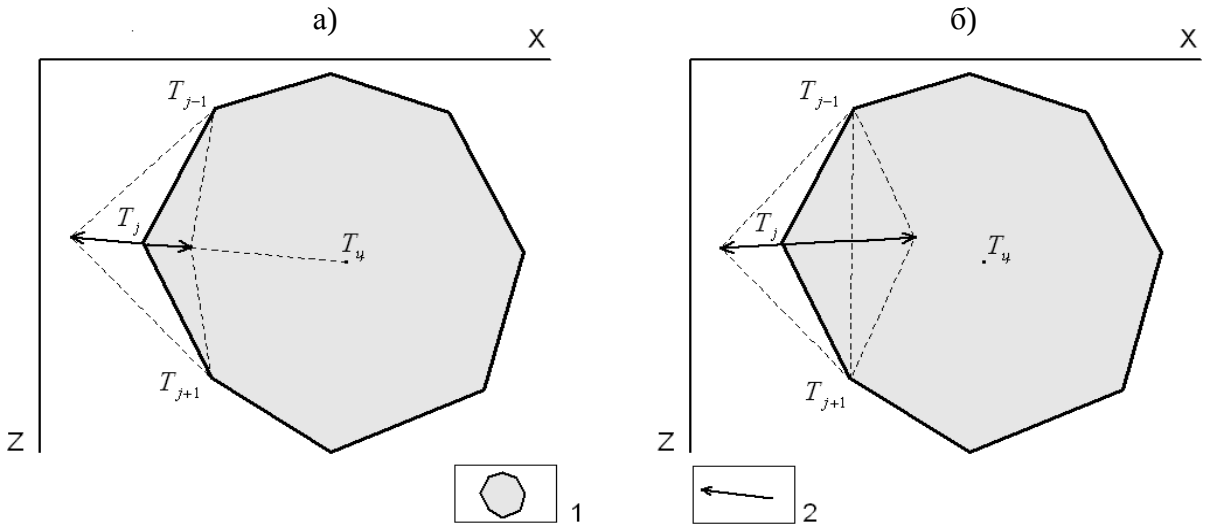


Рис. 1. Перемещение угловой точки моделируемого тела в методе последовательных приращений: по линии $T_jT_ц$(а), по перпендикуляру к линии $T_{j-1}T_{j+1}$(б); 1 – моделируемое тело; 2 – вектор **R** смещения точки; направления **R** отвечают различным стратегиям решения ОЗГ

П.И. Балка (Страхов, Лапина, 1976; Овчаренко, 1975; Балк П., Долгаль, Балк Т., 1993).

Сущность монтажного метода составляет неразрывное единство конфигурационного (конечноэлементного) способа описания плотностной среды и специального способа построения приближенного решения в классе таких моделей, не связанного с нелинейными методами оптимизации. Необходимо пояснить, что *регулярным замощением* плоскости называется представление этой плоскости некоторым числом правильных замкнутых многоугольников (элементов замощения) ω_α, плотно прилегающих друг к другу по целой стороне; *конфигурационным распределением масс* называется произвольная совокупность элементов некоторого нормального регулярного замощения $\Omega = \mathbf{U}\omega_\alpha$, по каждому из которых распределены массы с постоянной плотностью $\sigma^1 0$ (Гольдшмидт, 1984).

Основные операции в классе конфигурационных распределений масс выполняются с использованием понятий ядра $Я[\Omega]$, оболочки $O[\Omega]$, внутреннего ядра $Я_0[\Omega]$ и границы $\Gamma[\Omega]$ конфигурации Ω: $Я[\Omega]$– суть множество элементов $w_a \in \Omega$; $O[\Omega]$ – множество всех элементов $w_a \notin Я[\Omega]$, граничащих с элементами ядра $Я[\Omega]$; $Я_0[\Omega]$ – множество элементов $w_a \in \Omega$, граничащих только с элементами этого же ядра; $\Gamma[\Omega]$ – множество элементов $Я[\Omega]$, не вошедших в $Я_0[\Omega]$ (рис. 2).

В простейшей постановке ОЗГ для изолированного тела Ω^T известной плотности $\sigma^T > 0$ монтажный принцип решения обратной задачи состоит в том, чтобы, отправляясь от заданной связной конфигурации Ω^0, выстроить конечную последовательность Ω^0, Ω^1, Ω^2 ... , имеющую пределом некоторую область Ω^*, поле которой при подобранной $\sigma^* \approx \sigma^T$ плотности, согласуется с измерениями гравитационного поля Δg_k., $k = 1, 2, \ldots, n$.

В модификации РНК очередное приближение Ω^n образуется путем внесения в ядро $Я[\Omega^n]$ какого-то одного элемента из $O[\Omega^{n-1}]$, обеспечивающего наименьшую среднеквадратическую невязку подбора. При переходе от конфигурации Ω^{n-1} к конфигурации Ω^n учитываются основные типы априорной информации, которой обычно располагает интерпретатор о местоположении, форме и размерах аномалиеобразующих тел (Балк, П., Долгаль, Балк Т., 1993).

Использование логических операций над индексами α элементов замощения $w_a \in \Gamma[\Omega]$ позволяет осуществлять эффективный контроль адекватности результата решения ОЗГ имеющимся представлениям об областях, заведомо содержащих источник поля Ω^T и заведомо не содержащих его; о минимально и максимально возможных глубинах залегания кровли и подошвы аномалиеобразующего объекта Ω^T; об ограничениях на вертикальную H_z и горизонтальную H_x мощности объекта Ω^T; о степени гладкости поверхности объекта Ω^T и т.д.

Обеспечение условия гладкости в процессе моделирования контролируется по величине максимально допустимого числа элементов замощения ω_α в отдельных фрагментах конфигураций Ω^0, Ω^1, Ω^2 … Ω^*.

В самом простом случае построение гладкой геологической границы сводится к требованию безотростковости носителя масс Ω^n, заключающегося в том, что оболочки $O[w_a]$ элементов ω_α границы $\Gamma[\Omega^n]$ должны содержать хотя бы по одному элементу внутреннего ядра $\beta_0[\Omega^n]$ (Балк, 1989).

Особенности новой модификации монтажного метода

Новая модификация монтажного метода – регулируемая направленная раскристаллизация (РНР) – может рассматриваться как конечноэлементный аналог стратегии отрицательных последовательных приращений модели из работы (Булах, Зейгельман, Корчагин, 1986).

Начальное приближение Ω^0 к решению ОЗГ в данном случае заведомо больше источника поля Ω^T, $\Omega^0 \supset \Omega^T$. В процессе РНР очередное приближение к искомому аномалиеобразующему объекту Ω^n образуется путем удаления из $\Gamma[\Omega^{n-1}]$ одного элемента замощения ω_α. С увеличением числа итераций N монотонно возрастает плотность модели

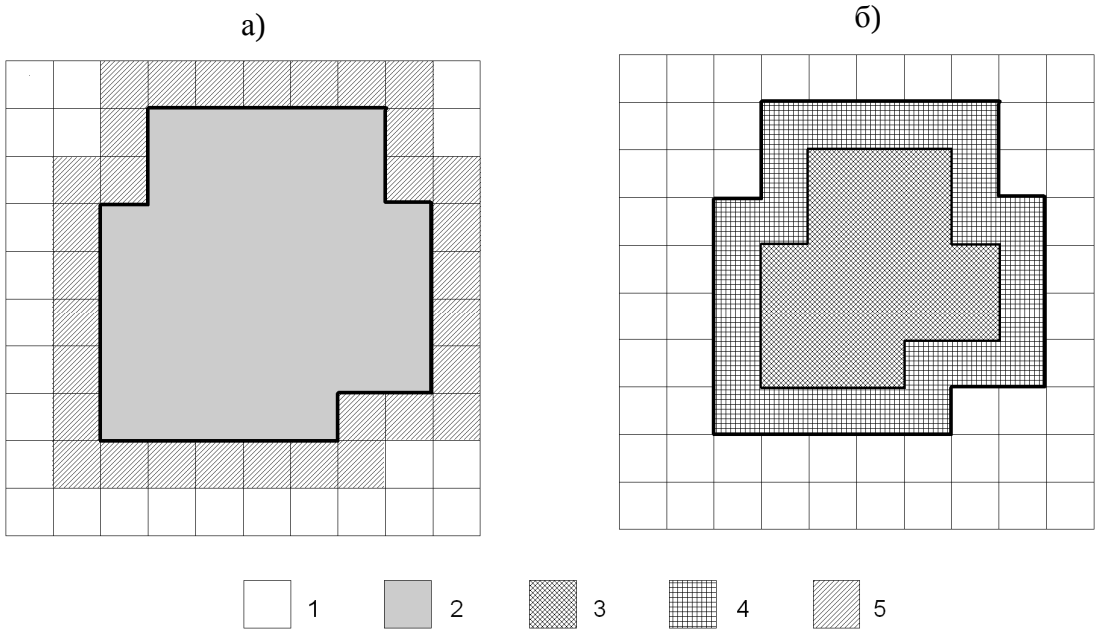


Рис. 2. Графическое представление основных понятий, используемых в монтажном методе: оболочка $O[\Omega]$ и ядро $Я[\Omega]$ (а); граница $\Gamma[\Omega]$ и внутреннее ядро $Я_0[\Omega]$ (б); 1 – отдельный элемент замощения ω_α; элементы замощения ω_a, принадлежащие: 2 – $Я_0[\Omega]$, 3 – $O[\Omega]$, 4 – $\Gamma[\Omega]$, 5 – $Я[\Omega]$ двухмерной конфигурации Ω

$\sigma<\sigma_2<\sigma_3< \ldots <\sigma^*$, критерием остановки итерационного процесса является $\sigma_n \gg \sigma^T$, $\sigma^* \approx \sigma_n$.

Алгоритм решения ОЗГ монтажным методом в модификации РНР представлен на рис. 3.

Следует отметить, что нет принципиальных отличий в возможности формализованного учета априорной информации о модулируемых объектах для модификаций

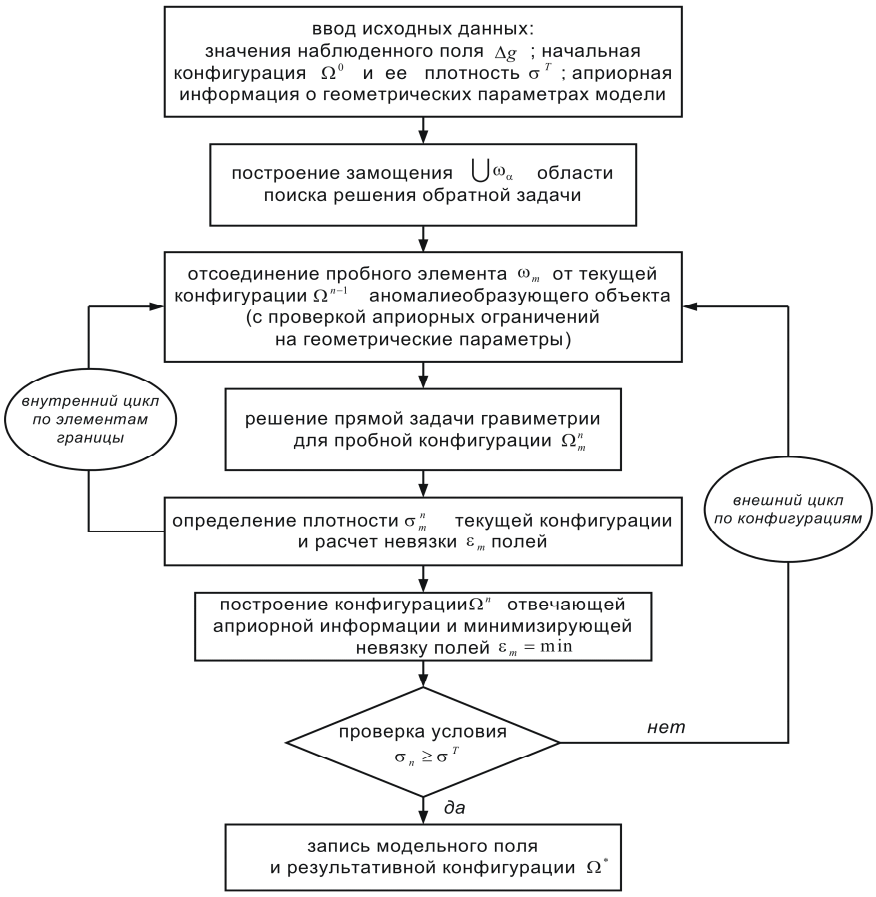


Рис. 3. Блок-схема алгоритма РНР

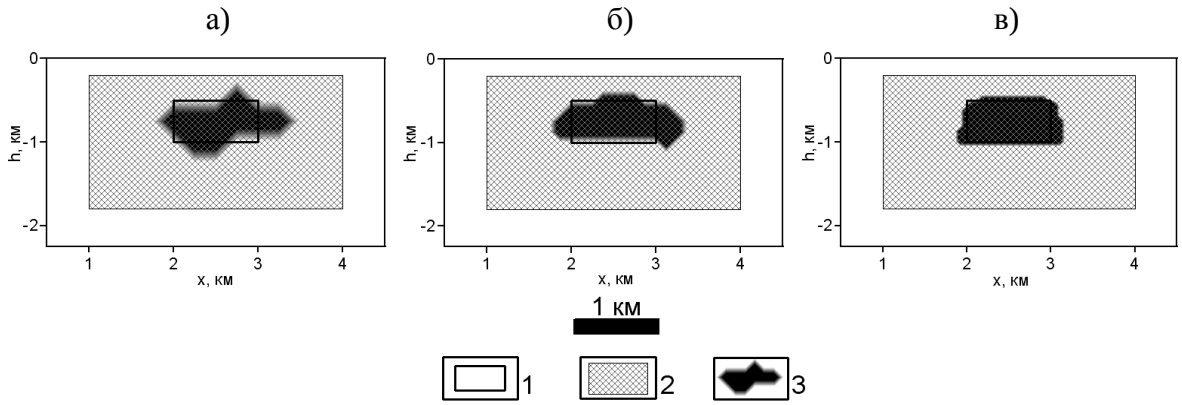


Рис. 4. Результаты применения РНР для решения ОЗГ при различных размерах сторон L элементов замощения ω_α : L=250 м (а); L=125 м (б); L=62,5 м (в); 1 – аномалиеобразующее тело Ω^T; 2 – начальная конфигурация Ω^0; 3 – подобранная конфигурация Ω^*.

Примечание: в качестве «наблюденного» поля использовались результаты решения прямой

РНК и РНР, что выгодно отличает их от метода последовательных приращений модели.

Проиллюстрируем работу РНР на модельных примерах. Во всех случаях источником гравитационного поля Δg являлась прямоугольная призма размером 1х0,5 км, обладающая избыточной плотностью 0,2 г/см^3; поле призмы вычислялось с шагом 250 м в 20 точках профиля, диапазон изменения значений Δg составил 0,15–1,6 мГал. Начальная конфигурация Ω^0 представляла собой прямоугольник размером 3х1,6 км, внутри которого находился аномалиеобразующий объект.

Результаты вычислительных экспериментов, представленные на рис. 4, свидетельствуют о высокой устойчивости алгоритма РНР относительно изменений размеров элементов замощения ω_α; представленные на рис. 5 – о его хорошей помехозащищенности. Следует добавить, что распределение помех δg_i, i=1, 2, ..., n отвечало нормальному закону с нулевым средним значением и среднеквадратическим отклонениями ±0,075, ±0,145, ±0,29 мГал, что составляло примерно 5, 10 и 20% от максимальной амплитуды поля Δg (т.е. «низкому», «среднему» и «высокому» уровням помех, соответственно). Показатели качества решения ОЗГ и число итераций N приведены в таблице 1.

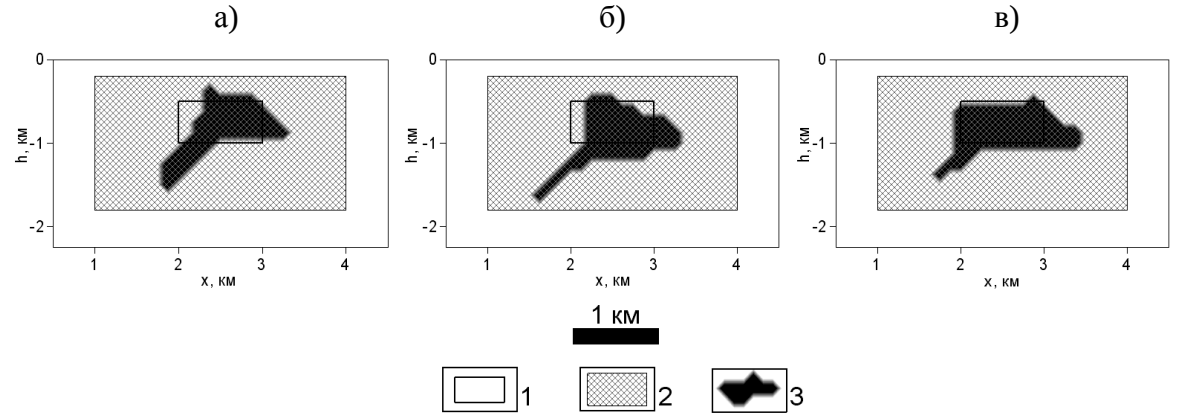


Рис. 5. Результаты применения РНР при решении ОЗГ для прямоугольной призмы при фиксированном размере (L=125 м) элемента замощения и низком (а), среднем (б), высоком (в) уровнях помех δg в «наблюденном» поле Δg; 1 – аномалиеобразующее тело Ω^T; 2 – начальная конфигурация Ω^0; 3 – подобранная конфигурация Ω^*

Таблица 1. Характеристики решений ОЗГ для прямоугольной призмы с помощью алгоритма РНР

Решения по точным значениям поля		Решения по полю, осложненному помехой	
Число итераций N	Точность решения, мГал	Число итераций N	Точность решения, мГал
81	±0,03	283	±0,05
285	±0,01	287	±0,04
1158	±0,03	275	±0,06

Обсуждение результатов и выводы

Сравнительный анализ возможностей двух модификаций монтажного метода, РНК и РНР, свидетельствует о следующем:

1. При одинаковых элементах замощения ω_α обе модификации монтажного метода обеспечивают достижение близких значений невязки «наблюденного» и модельного полей при числе итераций N, обратно пропорциональном размеру ω_α.

2. Число итераций N для РНР существенно зависит от размера начальной конфигурации Ω^0 и для разных соотношений площадей фигур Ω^0/Ω^* может быть различным.

3. Дискретный характер преобразования носителя масс при решении ОЗГ влечет за собой отсутствие монотонного убывания для зависимости невязки полей ε от числа итераций N как для модификации РНК (рис. 6), так и для модификации РНР; возможно незначительное увеличение ε на отдельных этапах процесса при убывающем тренде с числом N.

4. Модификация РНР может иметь определенные технологические преимущества перед модификацией РНК при моделировании эшелонированных по вертикали геоплотностных неоднородностей, локализованных в определенных горизонтах геологического разреза. Приуроченность этих неоднородностей к определенным слоям или структурам определяется уже на начальной стадии, при построении начальных («стартовых») конфигураций Ω^0.

Представленная в статье программно-алгоритмическая реализация РНР позволяет осуществлять решение двухмерной ОЗГ для одного аномалиеобразующего объекта, т.е. ее практическое применение пока ограничено интерпретацией моногеничных аномалий. В дальнейшем задача может быть усложнена на случай наличия нескольких 2D-источников в геологическом разрезе, а также расширена для моделирования 3D-объектов (Балк, Долгаль, Христенко, 2009).

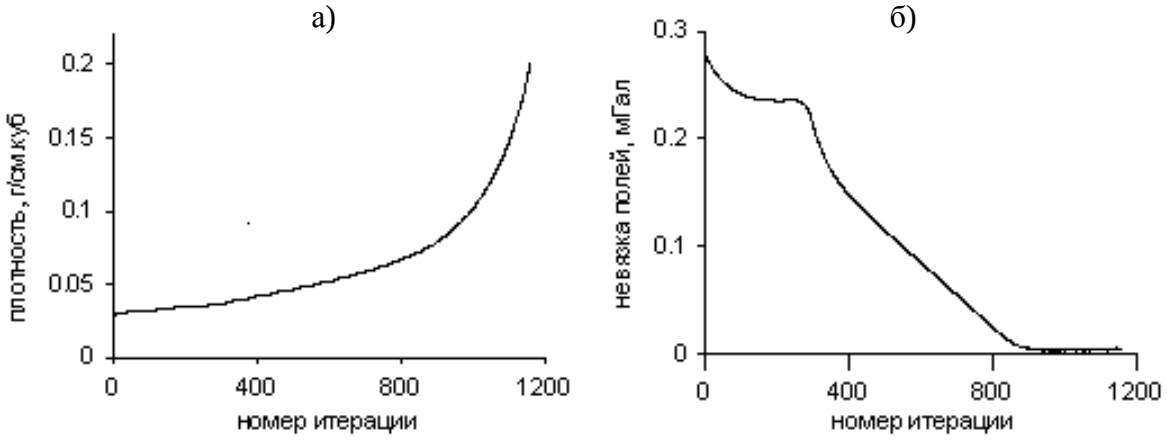


Рис. 6. Характеристики итерационного процесса при решении ОЗГ по точным значениям поля (L=62,5 м): изменение плотности подбираемого объекта (а); изменение невязки исходного и модельного полей (б)

Монтажный подход к решению ОЗГ снимает проблему неустойчивости в ее классическом понимании. Конечная размерность модели и природные ограничения на ее плотностные и геометрические параметры изначально приводят к компактному множеству возможных решений, а учет определенного объема априорной информации обеспечивает получение геологически-содержательных решений ОЗГ.

Авторы выражают глубокую благодарность доктору физико-математических наук П.И. Балку, идеи которого развиваются в данной статье, за конструктивное обсуждение результатов исследований.

Работа выполнена при поддержке Уральского отделения РАН (по результатам конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов 2010 г.) и РФФИ (грант № 10-05-96023-р_урал_а).

Литература

Гольдшмидт В.И. Оптимизация процесса количественной интерпретации данных гравиразведки. М.: Недра, 1984. 184 с.

Булах Е.Г., Зейгельман М.С., Корчагин И.Н. Автоматизированный подбор гравитационных и магнитных аномалий: программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. Деп. в ВИНИТИ 1986, № 8363-В86. 235 с.

Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии // ДАН СССР. 1976. Т. 227, № 2. С. 344–347.

Овчаренко А.В. Подбор сечения двухмерного тела по гравитационному полю // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. 1975. Вып. 2. С. 71–75.

Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В. Сеточные модели плотностной среды и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 127–134.

Балк П.И. Использование априорной информации о топологических особенностях источников поля при решении обратной задачи гравиметрии // ДАН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1082–1084.

УДК 550.504

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРЕНОСА РАДОНА В ГРУНТАХ В УСЛОВИЯХ ПРОМЕРЗАНИЯ

Климшин А.В., Козлова И.А., Рыбаков Е.Н., Луковской М.Ю. **–** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты мониторинга температуры грунтов и объемной активности радона в подпочвенном воздухе. Предложена математическая модель переноса радона в условиях промерзания поверхностного слоя грунтов. Дана оценка коэффициента диффузии радона в мерзлом почвенном слое. Рассчитаны изменения объемной активности и плотности потока радона с поверхности почвы в процессе промерзания грунтов.

Радон, температура, промерзание грунтов, объемная активность, плотность потока.

EXPERIMENTAL AND TEORETICAL STUDY OF RADON TRANSPORT IN SOIL FROST PENETRATION CONDITIONS

Klimshin A.V., Kozlova I.A., Rybakov E.N., Lukovskoy M.Yu. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Results of soil temperature and soil gas radon concentration monitoring are shown. A model of radon transport is developed in case of frost penetration in a soil top layer. An estimation of radon diffusion coefficient in a frozen soil layer is given. Factors of soil gas radon concentration and radon flux from soil surface are calculated, depending on depth of frost penetration and diffusion properties of soil.

Radon, temperature, frost of soil, volumetric activity, density of a stream.

Введение

Измерения объемной активности радона (ОАР) и плотности потока радона с поверхности почвы (ППР) проводятся для решения различных геофизических и геоэкологических задач: поиск месторождений урана, геологическое картирование территорий, оценка радоноопасности участков застройки, прогнозирование землетрясений. Основными методическими проблемами интерпретации экспериментальных данных являются: выделение полезного сигнала и оценка ошибок, вызванных протеканием в геосреде процессов, влияющих на распределение радона в верхнем слое грунтов. Одним из таких процессов является промерзание верхнего слоя грунтов в зимнее время года.

В работах (Рудаков, 1985; Klusman and Webster, 1981) приводятся данные, свидетельствующие о возрастании значений объемной активности радона в грунтах в период промерзания их поверхности. Авторы предполагают, что наблюдаемые сезонные вариации объемной активности подпочвенного радона связаны с термопластическими деформациями поверхностного слоя грунтов, которые обусловлены изменением температуры приземного слоя атмосферы. Это предположение не подкреплено количественной моделью переноса радона при деформации грунтов.

В работах (Булашевич, 1945; 1975) увеличение объемной активности почвенного радона в зимнее время года объясняется установлением непроницаемого экрана на дневной поверхности. Авторы другой работы (Микляев, Петрова, 2007) также отмечают, что экспериментальные кривые распределения радона в почвенном воздухе, снятые в феврале-марте, по своей форме идентичны расчетным кривым увеличения ОАР под непроницаемым экраном. Стоит отметить, что эта модель недостаточно точно описывает перенос радона, так как скорость накопления радона, рассчитанная теоретически, в несколько раз превышает скорость, наблюдаемую в эксперименте.

По данным (Гулабянц, Заболотский, 2004) значения плотности потока радона с поверхности грунтов также подвержены

сезонным вариациям. Зимние значения ППР приблизительно в 1,5–2 раза ниже значений, измеренных в летний период. Таким образом, накопленные экспериментальные данные указывают на значительные сезонные вариации объемной активности и плотности потока радона. Для объяснения этих вариаций необходимо построить количественную модель, описывающую процесс переноса радона в условиях промерзания грунтов.

В настоящей работе предложена математическая модель для оценки влияния промерзания на значения объемной активности и плотности потока радона. В основе модели лежит предположение об уменьшении коэффициента диффузии радона в промерзающем слое грунтов. Мерзлый слой грунтов остается проницаемым для радона, но обладает некоторой экранирующей способностью. По мере промерзания грунтов, мощность мерзлого слоя увеличивается. Это приводит к увеличению его экранирующей способности.

В работе решались следующие задачи:
а) разработка модели переноса радона в условиях промерзания поверхностного слоя грунтов;
б) оценка коэффициента диффузии радона в слое мерзлых грунтов;
в) оценка изменения значений плотности потока и объемной активности радона при промерзании поверхностного слоя грунтов.

Математическая формулировка задачи

Для описания переноса радона в грунтах воспользуемся уравнением диффузии эманации в пористой среде (Булашевич, Хайритдинов, 1959):

$$h\frac{\partial C(z,t)}{\partial t} = Q - l\,hC(z,t) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D(z,t)\frac{\partial C(z,t)}{\partial z}\right) \quad (1)$$

с начальным и граничными условиями:

$$C(z,0) = \frac{Q}{l\cdot h}\cdot(1-e^{-\frac{z}{l_1}}),$$
$$C(0,t) = 0, \quad (2)$$
$$C(\infty,t) = \frac{Q}{h\cdot l},$$

где η – пористость; $C(z,t)$ – объемная активность радона в почвенном воздухе (Бк/м^3); Q – скорость выделения радона в поры в единице объема среды (Бк/м^3·с); λ – постоянная распада радона, равная $2{,}1\cdot10^{-6}$(с$^{-1}$); $D(z,t)$ – коэффициент диффузии (м^2/с);

$l_1 = \sqrt{\frac{D_1}{h\cdot l}}$ – диффузионная длина радона в грунтовом воздухе (до промерзания); D_1 – коэффициент диффузии радона до промерзания (м^2/с). Решение ищется в полубесконечной области, ограниченной сверху поверхностью почвы.

Зависимость коэффициента диффузии от времени и глубины (рис. 1) зададим в виде:

$$D(z,t) = D_1 - (D_2 - D_1)\cdot c\,(z - h(t)), \quad (3)$$

где $\chi(z)$ – функция Хевисайда (единичная ступенчатая функция); $h(t)$ – глубина промерзания грунтов (м); D_2 – коэффициент диффузии радона в грунтах после их промерзания (м^2/с).

Функцию $h(t)$ аппроксимируем соотношением:

$$h(t) = \frac{h_{\max}\cdot t}{T}(c(t) - c(t-T)) + h_{\max}\cdot c(t-T). \quad (4)$$

В выражениях (3) и (4) начальный момент времени $t=t_0$ соответствует началу процесса промерзания, а $t=T$ – время установления максимальной глубины промерзания $h(T)=h_{\max}$.

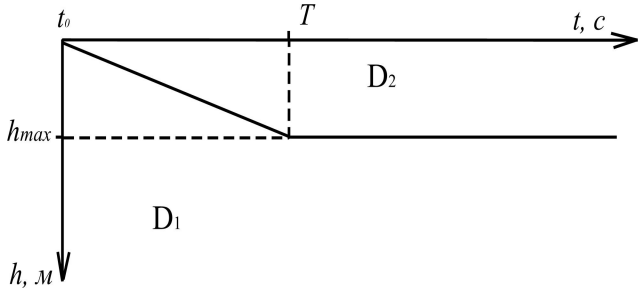


Рис. 1. Иллюстрация зависимости максимальной глубины промерзания грунтов от времени

Выражения (1–4) представляют собой математическую модель переноса радона в условиях промерзания грунтов.

При $t>>T$ задача (1–4) имеет стационарное аналитическое решение:

$$C(a)=\begin{cases}\dfrac{Q}{l\cdot h}\cdot\left(1-e^{a}+\dfrac{sha\cdot e^{b}\cdot(1+g)}{chb+g\cdot shb}\right), & z\le h_{\max}\\ \dfrac{Q}{l\cdot h}\cdot\left(1+\dfrac{e^{b(1+g\cdot(b-g))}\cdot(thb-1)}{1+g\cdot thb}\right), & z\ge h_{\max}\end{cases}, \quad (5)$$

$$a=\frac{z}{l_1},\ b=\frac{h_{\max}}{l_1},\ g=\frac{l_2}{l_1},$$

где l_2 – диффузионная длина радона в мерзлом слое грунта.

Экспериментальные данные

Экспериментальные исследования переноса радона в условиях промерзания верхнего слоя грунтов проводились с 1 октября 2009 г. по 30 января 2010 г. на полигоне, расположенном на территории Института геофизики УрО РАН, в Екатеринбурге (56º46′51′′ с.ш., 60º33′26′′ в.д., абс. отметка 274 м над уровнем моря). В геологическом отношении полигон расположен в зоне развития пород основного состава, представленных сильно трещиноватыми габбро. Кровля скальных грунтов залегает на глубине 10,5 м. В интервале от 0 до 10,5 м встречается супесь элювиальная бурого цвета пластичной консистенции с дресвой до 35%, с прослоями бурого суглинка тугопластичной консистенции. Пористость грунтов на глубине 0,5 м, определенная методом жидкостенасыщения (ГОСТ 26450.1–85), составила $\eta=0{,}12\pm0{,}04$ ($P=0{,}95$). Удельная активность Ra-226, измеренная с помощью сцинтилляционного гамма-спектрометра, составила $A_{Ra}=23\pm8$ Бк/кг ($P=0{,}95$).

Температура грунтов измерялась с помощью автономного цифрового измерителя температуры, разработанного в ИНГГ СО РАН (Казанцев, Дучков, 1992). Точность регистрации температуры обеспечена на уровне 0,02 ^{0}C. Измерения проводились на поверхности грунтов и на глубинах 1, 21, 31, 51 см, 1, 2, 3 м с периодом 10 мин.

На рис. 2 (цветная вкладка) приведены результаты среднесуточных температур грунтов за весь период наблюдений.

Мониторинг объемной активности радона в почвенном воздухе проводился с 6 октября 2009 г. по 15 января 2010 г. на том же полигоне, где измерялась температура грунтов. Отбор проб почвенного воздуха производился из пробоотборников, установленных на глубинах 0,7 и 2,7 м.

Измерения были выполнены с помощью радиометра радона AlphaGuard PQ 2000 PRO по методике, утвержденной ФГУП «ВНИИФТРИ». Основная относительная погрешность измерений объемной активности радона в почвенном воздухе не превышает 10%. Результаты измерений объемной активности радона приведены на рис. 3.

Обсуждение результатов

Значения максимальной глубины промерзания $h_{\max}=0{,}5$ м найдено по результатам измерения температуры грунтов (рис. 2, цветная вкладка).

Интервал времени установления этого значения $T^*=T\text{-}t_0=11{,}6\cdot\lambda^{-1}$ с (интервал времени выражен через постоянную распада радона λ для удобства записи, обозначен пунктирными линиями на рис. 2.

На рис. 3 приведены решения задачи (1–4), полученные методом конечных разностей. При $t>>T$ численное и аналитическое (5) решения совпадают. Значения параметров Q, D_1, D_2, входящих в выражения (1–4), подобраны на основе сравнения экспериментальных значений объемной активности радона в грунтовом воздухе с теоре-

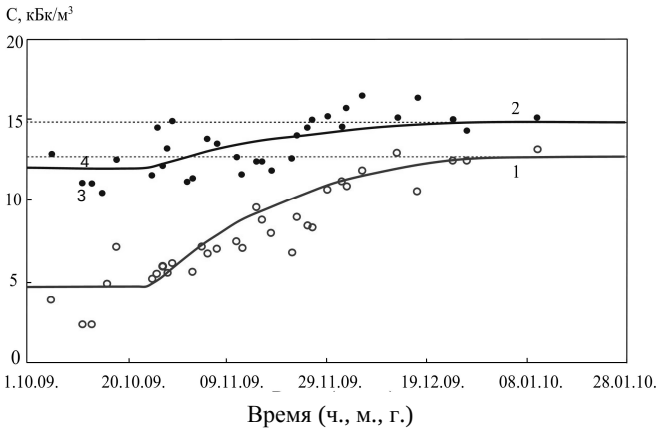


Рис. 3. Изменение объемной активности радона (C) за период измерений на глубине 0,7 м (кривая 1, светлые кружки) и 2,7 м (кривая 2, темные кружки); кривые линии – теоретический расчет; кружки – экспериментальные значения; пунктирные линии – стационарное аналитическое решение (3 – для глубины 0,7 м; 4 – для глубины 2,7 м)

тическими. Процедура подбора основана на минимизации функционала, являющегося суммой квадратов невязок между экспериментальными и теоретическими значениями.

Значения параметров, входящих в выражения (1–5), оказались следующими: коэффициент диффузии радона в грунтах до промерзания $D_1 \approx 9{,}0 \cdot 10^{-7}$ м^2/с; коэффициент диффузии радона в слое мерзлых грунтов $D_2 \approx 9{,}1 \cdot 10^{-8}$ м^2/с; скорость выделения радона в поры в единице объема среды $Q \approx 4{,}0 \cdot 10^{-3}$ Бк/м^3·с. Используя эти значения в выражениях (1–3), были рассчитаны теоретические кривые изменения объемной активности радона в грунтах с глубиной для различных моментов времени (рис. 4а). Значения плотности диффузионного потока радона с поверхности грунтов, представленные на рис. 4б, рассчитаны по формуле:

$$j(t) = D(0,t) \cdot \left[\frac{\partial C(z,t)}{\partial z} \right]_{z=0} . \qquad (6)$$

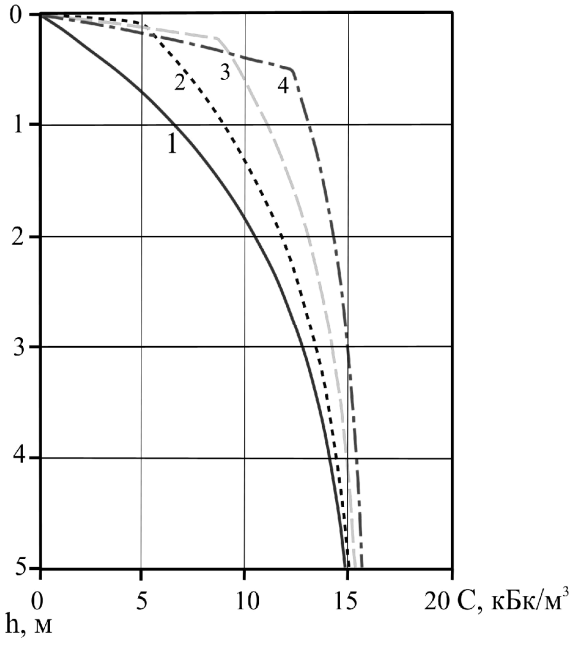
Из приведенных на рис. 3 и 4 экспериментальных и теоретических данных видно, что объемная активность радона в грунтах на глубине 0,7 м (глубина пробоотбора при эманационной съемке) возрастает при промерзании грунтов от 4,9 до 12,7 кБк/м^3. Время увеличения значений объемной активности радона примерно равно времени установления максимальной глубины промерзания, $\approx 11{,}6 \cdot \lambda^{-1}$ с. Отношение значений ОАР на глубине 0,7 м после установления мерзлого слоя ($t \geq T$) к значениям этой величины, определенным в период, предшествующий промерзанию ($t \leq t_0$), будем называть кратностью увеличения объемной активности радона:

$$K_c = \frac{C(0{,}7;T)}{C(0{,}7;t_0)} . \qquad (7)$$

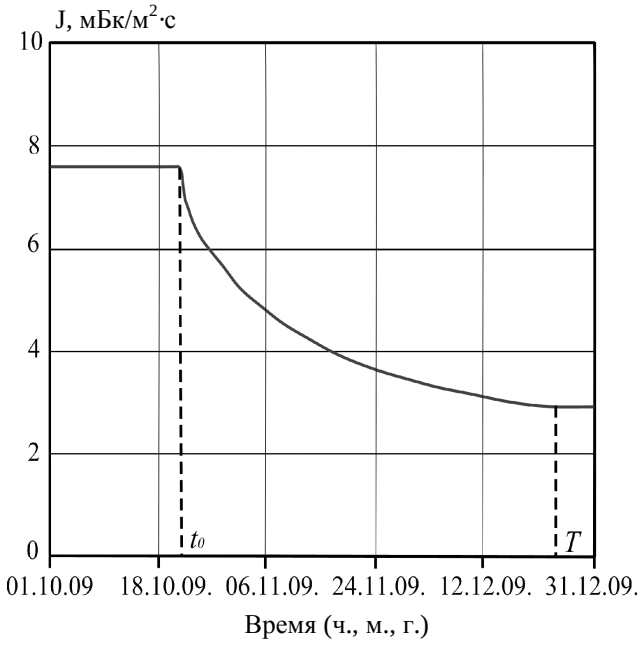
Плотность потока радона при промерзании поверхности грунтов убывает от 7,6 до 2,9 мБк/м^2·с. Введем величину кратности уменьшения ППР:

$$K_j = \frac{j(t_0)}{j(T)} . \qquad (8)$$

Используя выражения (1–4), были рассчитаны значения $K_c = K_j = 2{,}6$, соответст-



а)



б)

Рис. 4. Теоретический расчет кривых изменения: а) объемной активности радона *C* при различных глубинах промерзания, соответствующих временам измерений: 1 – 22.10.09; 2 – 1.11.09; 3 – 17.11.09; 4 – 21.12.09; б) плотности потока радона *j* с поверхности грунтов за те же промежутки времени

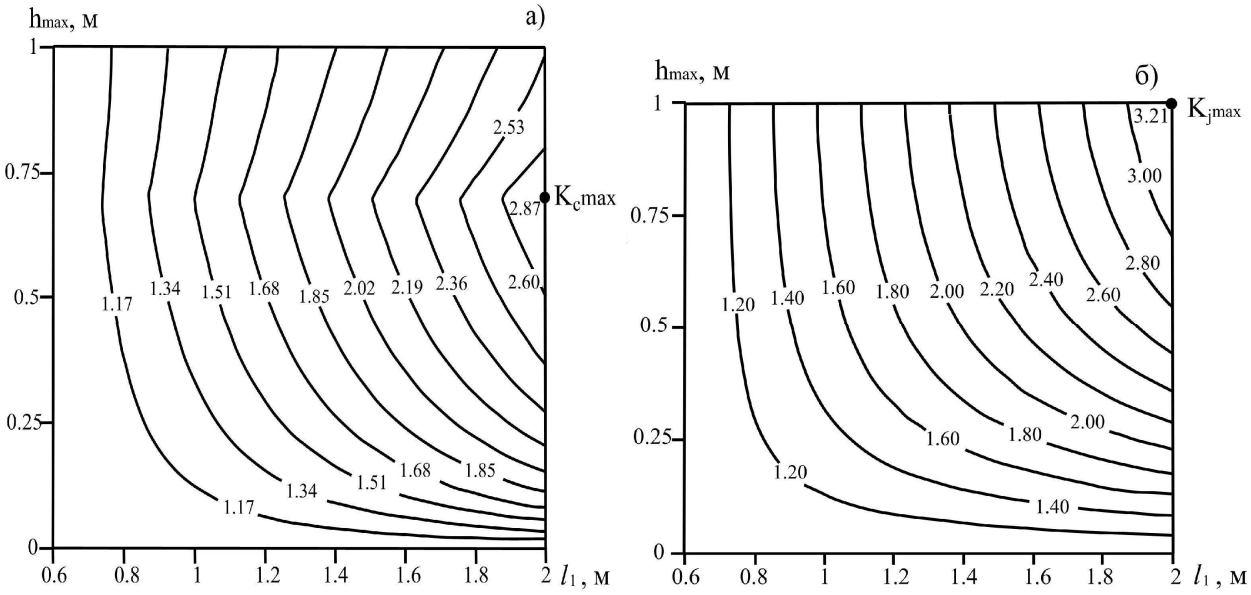


Рис. 5. Теоретический расчет кратностей изменения (шифр кривых) объемной активности радона на глубине 0,7 м (а) и плотности потока радона с поверхности грунтов (б) при их промерзании в зависимости от диффузионной длины радона в грунтах и глубины промерзания

вующие найденным в эксперименте параметрам: $D_1 \approx 9{,}0 \cdot 10^{-7}$ м^2/с; $D_2 \approx 9{,}1 \cdot 10^{-8}$ м^2/с; $Q \approx 4{,}0 \cdot 10^{-3}$ Бк/(м^3·с), $h_{max}=0{,}5$.

Будем считать, что для тех типов грунтов, которые перечислены в табл. 1, значение коэффициента диффузии радона в мерзлом слое равно $D_2 \approx 9{,}1 \cdot 10^{-8}$ м^2/с, найденному в эксперименте.

Несмотря на то, что такой подход является приближенным, он позволяет оценить кратности увеличения объемной активности и уменьшения плотности потока радона при промерзании верхней части грунтов для различных их типов.

На рис. 5 приведены результаты расчета кратностей изменения объемной активности и плотности потока радона при промерзании верхней части грунтов в зависимости от диффузионной длины радона в грунтах до промерзания и глубины промерзания. Из приведенных данных видно, что кратности изменений характеристик радона ведут себя примерно одинаково, возрастая с увеличением значений глубины промерзания грунтов и диффузионной длины радона в грунтах.

Максимальные значения кратностей изменения объемной активности и плотно-

Таблица 1 – Результаты кратности изменения объемной активности и плотности потока радона при промерзании грунтов

Тип грунта	D_1^*, 10^{-7} м^2/с	η^*	K_c (на глубине 0,7 м)	K_j
Кора выветривания гранитов	3,6	0,19	1,37	1,45
Кварцполевошпатовый песок	5,9	0,27	1,45	1,54
Дресва гранита	5,2	0,14	1,83	1,92
Щебнисто-глинистая кора выветривания кислых пород	1,3	0,08	1,29	1,36
Песок полимиктовый	6,2	0,24	1,56	1,65

*Значения коэффициентов диффузии радона в грунтах D_1 и пористости η указаны по данным (Булашевич, 1975).

сти потока радона, при значениях диффузионной длины и глубины промерзания, приведенных на рис. 5, равны K_c=2,87 и K_j=3,21, соответственно. Средние значения этих величин – K_c=1,72 и K_j=1,80.

Выводы

В результате проведенных исследований дана оценка влияния промерзания поверхностного слоя грунтов на значения объемной активности и плотности потока с поверхности почвы. По экспериментальным данным рассчитан коэффициент диффузии радона в слое мерзлых грунтов. Его значение составило $D_2 \approx 9{,}1 \cdot 10^{-8}$ м^2/с, что приблизительно в 10 раз меньше значения, найденного в период измерений, предшествующих промерзанию. Уменьшение коэффициента диффузии в мерзлом поверхностном слое грунтов приводит к снижению плотности потока радона с поверхности почвы и увеличению объемной активности радона на глубине 0,7 м. Сезонные вариации этих величин необходимо учитывать при интерпретации результатов измерений в геофизических и геоэкологических исследованиях.

Теоретически рассчитанные кратности изменения характеристик поля радона (рис. 5) можно использовать в качестве поправок для результатов измерений, проведенных в период промерзания верхнего слоя грунтов. Средние кратности увеличения объемной активности и уменьшения плотности потока радона равны K_c=1,72 и K_j=1,80, соответственно. Эти значения можно использовать для приблизительных оценок, если глубина промерзания и диффузионные свойства грунтов неизвестны.

Авторы благодарят доктора геолого-минералогических наук Д. Ю. Демежко за ценные рекомендации при получении и обработке экспериментальных данных температуры грунтов.

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

Литература

Булашевич Ю.П. Сезонные изменения радиоактивных аномалий // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1945. № 5–6. С. 529–534.

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

Булашевич Ю.П. Некоторые нестационарные задачи диффузии частиц с ограниченным временем жизни // Ядерно-геофизические исследования: сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. 132 с.

ГОСТ 26450.1-85. Породы горные. Метод определения коэффициента открытой пористости жидкостенасыщением. М.: Изд-во стандартов, 1985. 12 с.

Гулабянц Л.А., Заболотский Б.Ю. Сезонная вариация потока радона из грунта и оценка радоноопасности площади застройки // АНРИ. 2004. № 4. С. 46–50.

Казанцев С.А., Дучков А.Д. Автономная аппаратура для режимных измерений температуры. Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука, 1992. С. 365–373.

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.

Рудаков В.П. К вопросу о природе сезонных вариаций подпочвенного радона // Геохимия. 1985. № 7. С. 1055–1058.

Klusman R.W., Webster J.D. Preliminary analysis of meteorological and seasonal influences on crystal gas emission relevant to earthquake prediction // Bul. Seismol. Soc. Of America. 1981. V. 71. N 1. P. 211–222.

УДК 550.8.056

КАРТИРОВАНИЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ С ПОМОЩЬЮ МАГНИТОМЕТРИИ

Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. По результатам микромагнитной съемки археологического памятника бронзового века Коноплянка, расположенного на Южном Урале в Челябинской области, определено местоположение укрепленного поселения, выделены оборонительные стены со рвом и расположение части внутренних жилищ поселения с хозяйственными ямами и очагами. На кургане более позднего происхождения выявлена аномальная зона модуля магнитной индукции, достигающая 300 нТл.

Магнитная съемка, археологический памятник, укрепленное поселение, курган, интерпретация магнитных аномалий.

MAPPING OF ARCHAEOLOGICAL SETTLEMENT BY MEANS OF MAGNITOMETER

Noskevich V.V., Fedorova N.V., Muraviev L.A. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. Using the results of the micro-magnetic survey of the Bronze Age archaeological settlement Konoplyanka located in the Chelyabinsk region in Southern Ural the following data was gained: the location of the fortified settlement was defined, protective walls with a ditch around them and the location of some of the settlement internal living areas with storage pits and fire places were located and highlighted. On a barrow (burial mounds) of a later origin the anomalous zone of magnetic induction module vector reaching 300 nT was discovered.

Magnetic survey, archaeological site, fortified settlement, burial mound, the interpretation.

Введение

Геофизические исследования, наряду с другими естественнонаучными методами, в настоящее время являются неотъемлемой частью междисциплинарных исследований в археологии. На первоначальном этапе поиска и локализации археологических памятников в современной археологии используются неразрушающие методы, такие как дешифрация аэрофотоснимков и снимков из космоса, а также геофизические методы. Однако во многих случаях дешифрация определяет лишь общую планировку памятника, а если местность в результате современной деятельности человека подвергалась многолетней распашке или выпасу скота, то на более поздних аэрофотоснимках полностью или частично исчезают очертания археологических объектов, стены жилищ и остатки оборонительных укреплений.

Целью настоящих исследований являлось локализация на местности укрепленного поселения эпохи средней бронзы Коноплянка, а также выяснение особенностей внутренней планировки городища с помощью современных магнитных съемок.

Описание укрепленного поселения Коноплянка

Памятник Коноплянка входит в группу древних укрепленных поселений бронзового века (Ольгино и Журумбай), расположенных друг от друга на расстоянии 6–10 км в пределах бассейна реки Карагайлы-Аят Карталинского района Челябинской области (Зданович, Батанина, 2007). Это поселение расположено в верховьях реки Карагайлы-Аят, на берегу ее притока – речки Акмулла. Русло реки в этом месте образует крутую петлю, изгибаясь на восток и отходя от своего старого русла на 500 м. Между двумя руслами, старым и новым, образовался террасовый остров длиной около 700 м и шириной 500 м, возвышающийся над урезом воды на 3 м. В западной части острова на аэрофотоснимках обнаружены руины укрепленного поселения, получившего свое название от современного поселка Коноплянка, который находится в 2 км к юго-востоку от памятника.

На современном этапе площадка террасового острова с расположенным на ней памятником распахивалась под посевные культуры в течение многих лет. На аэро-

фотоснимках 1954 и 1957 гг. еще довольно четко читается общий план памятника и некоторые детали его архитектуры. На снимках, снятых с самолета в 1987 г., контуры поселения расплывчаты, жилищные впадины не читаются. В настоящее время на местности рельеф поселения почти не просматривается, за исключением невысоких валов, оставшихся от западной и северо-западной оборонительных стен. Восточная стена и часть западной размыты глубокими промоинами, границы памятника не устанавливаются (Зданович, Батанина, 2007).

Размеры поселения около 140 м по меридиану и 80 м по широте (рис. 1). Общая площадь 11,2 тыс. м^2. Внешние контуры поселения обрисованы двойной линией оборонительных стен, между которыми четко прослеживается ров. Вал внутренней

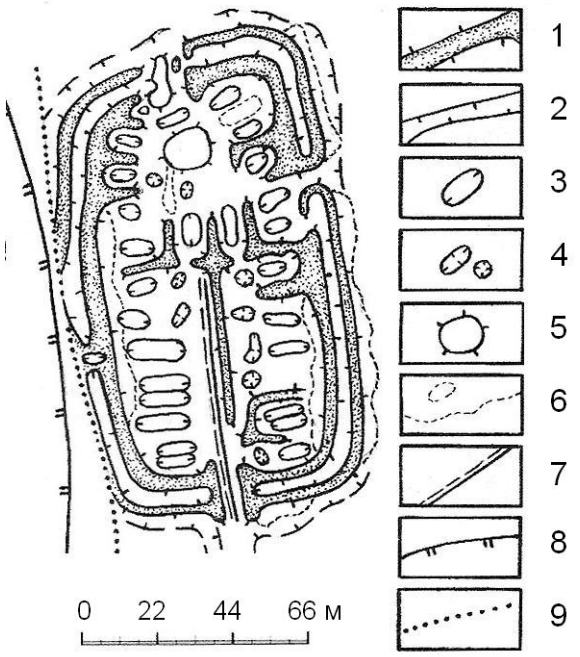


Рис. 1. Реконструкция рельефа памятника по аэрофотоснимку поселения Коноплянка (Зданович, Батанина, 2007):
1 – развалы оборонительных стен и внутренних перегородок; 2 – рвы; 3 – жилищные впадины; 4 – мелкие углубления и ямки неясного назначения; 5 – развал песчано-глинистого материала в северной части поселка; 6 – контуры развалов песчано-глинистого материала разрушенных стен; 7 – древняя дорога; 8 – бровка надпойменной террасы; 9 – граница пашни

оборонительной стены имеет ширину от 3 до 6 м. Внешний вал выражен менее четко. Ширина его развалин колеблется от 2 до 4 м. Материал развалившихся стен постепенно смешивается с почвенным слоем пашни. Ширина рва между стенами от 2 до 6 м. На юго-востоке, юго-западе и частично вокруг северной стены в виде фрагментов прослеживается обводной ров. Ширина его на современной поверхности четко не определяется – от 3 до 15 м, так как он распахан и размыт дождевыми потоками. Внешняя граница его не просматривается. По аэрофотоснимкам дешифрированы четыре входа в поселок. Жилая площадка поселения имела размеры примерно 104 м в длину и от 40 до 60 м в ширину. Общая площадь жилой площадки составляет 5600 кв. м. Жилища располагались рядами вдоль западной, южной и восточной стен, а северная сторона, вероятно, была связаны с конструкцией входа. Всего в пределах северной части поселка по аэрофотоснимкам зафиксировано 12 жилищных впадин. Форма их удлиненная, овальная, размерами от 6х4 до 10х6 м. Характерно, что каждая впадина окружена мощной обваловкой, так что создается впечатление разделенности жилой части поселка на отдельные индивидуальные сектора. Южная часть жилой площадки, длина которой около 55 м, была разделена дополнительной меридиональной стеной на две половины – восточную и западную, которые содержат по одному плотному ряду жилищных впадин, примыкающих торцами к оборонительным стенам. На восточной части площадки некоторые жилища, вероятно, были окружены стенами. Об этом свидетельствуют сложные по форме развалы грунтовых конструкций вокруг некоторых жилищных впадин. С западной стороны меридиональной (разделительной) стены и вдоль южного входного коридора трассируется цепочка неглубоких удлиненных понижений и впадин, часто почти полностью соединяющихся между собой. Такие полосы уплотненного грунта с цепочками понижений образуются, как правило, на трассах древ-

них дорог, которые ранее интенсивно использовались.

Археологические раскопки и геофизические исследования на поселении не проводились.

Методика геофизических работ

Для уточнения планировки памятника, локализации фортификационных сооружений в 2009 г. территорию поселения начали изучать геофизическими методами. Геофизические методы, начиная с середины прошлого века, успешно используются при археологических исследованиях. Магниторазведка оказалась наиболее информативным методом при картировании археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале (Тибелиус, 1995; Муравьев и др., 2009; Пунегов, 2009). В результате применения этого метода на поселении Ольгино нами была отработана методика проведения микромагнитной съемки, выделены отдельные элементы фортификационных и хозяйственных построек внутренней части поселения. Это позволило восстановить планировку северной части городища и наметить дальнейшее направление будущих раскопок.

Для магнитной съемки на поселении Коноплянка использовались отечественные магнитометры-градинетометры POS-1,2 (Сапунов и др., 2000) и канадский градиентометр Scintrex SM-5. Перед проведением магнитной съемки с помощью металлодетектора Explorer II фирмы MineLab была проведена очистка участка от техногенного железного мусора, наличие которого могло значительно исказить магнитную карту.

По фотографии аэросъемки городища на местности был намечен профиль в направлении с востока на запад, по результатам измерений на котором было определено расположение оборонительных стен поселения и его внутренней части.

На основании этой информации участок съемки был разбит на планшеты с размерами 20х20 м. Съемка проводилась по предварительно подготовленной сети наблюдений с шагом 0,5х0,5 м. Профили были ориентированы на магнитный север. Измерения модуля полного вектора магнитной индукции выполнены на высотах 0,35 и 2,15 м от поверхности земли с полной остановкой прибора с датчиками над измеряемой точкой. Для регистрации вариаций магнитного поля Земли во время наблюдений использовался магнитометр POS-1 с интервалом измерений 3 с. При внесении поправок за вариации геомагнитного поля в рядовые измерения использовалась линейная интерполяция. Оцененная нами погрешность съемки составила ±1,5 нТл.

После съемки по планшетам рядовые измерения были объединены в один файл и построены карты модуля магнитной индукции на высотах 0,35 и 2,15 м от поверхности. В результате исследований получены карты магнитной индукции северной части поселения Коноплянка. Карта аномального магнитного поля T_a была построена по результатам вычисления разности измерений на двух высотах.

Площадь участка магнитных измерений, проведенных в 2009 г., составила около 7000 м^2.

Результаты исследований

На рис. 2а (цветная вкладка) показана карта аномального магнитного поля. На карте положительными линейными аномалиями отчетливо выделяются контуры внешних и внутренних оборонительных стен. Ров между ними фиксируется отрицательными значениями аномального поля. Хорошо прослеживается северный вход в поселение и линейная аномалия, проходящая через северный вход.

Эта аномалия разделяет все поселение на две части и, возможно, она отмечает положение древней дороги. Внутри поселения выделяются положительные изометрические аномалии, которые более или менее упорядоченно расположены на расстоянии 10–15 м от восточной и западной стен. По-видимому, они соответствуют остаткам очагов или печей внутренних жилищ.

Для лучшего зрительного восприятия слабых аномалий информация о магнитном поле преобразована в карту, на которой ин-

тенсивность аномалий показана в виде затененного рельефа (рис. 2б, цветная вкладка). На этой карте положительные аномалии выделены темным цветом, отрицательные – светлым.

На такой карте более наглядно можно увидеть строение фортификационных сооружений, а внутри поселения более четко проявляются эффекты от остатков стен внутренних жилищ в виде слабых линейных аномалий в направлении юго-запад – северо-восток. В левом нижнем углу карты отчетливо выделяется граница пашни в виде двойной темной линии и параллельные ей слабые линейные аномалии – следы распашки территории.

Для сравнения данных, полученных по магнитной съемке, на карту (рис. 2б, цветная вкладка) была наложена схема поселения, полученная в результате дешифрации аэрофотоснимка (рис. 1). Такое сопоставление показано на рис. 3 (цветная вкладка); схема поселения по данным аэрофотоснимка показана красным цветом. Наблюдается хорошее соответствие отдельных элементов схемы и магнитной карты. Однако следует отметить, что по результатам магнитной съемки появились дополнительные новые детали строения поселения. Некоторые из деталей, обнаруженные по данным магнитометрии, на рис. 3 указаны стрелками черного цвета с цифрами. Эти цифры обозначают следующие черты строения городища:

1 – вал, перегораживающий ров;

2 – внешний вал (отрицательная аномалия белого цвета) не прерывается у входа в поселение, а тянется дальше на север, вероятно, до соединения с рекой;

3 – отрицательная аномалия, которая делит поселение на две части, возможно, след от древней дороги. Она прослеживается с севера на юг, проходит через северный вход и совпадает в южной части с дорогой, обозначенной на схеме;

4 – по данным магнитной съемки не установлено наличие восточного входа в поселение, поскольку аномалии от внутренней стены поселения и рва имеют непрерывный линейный характер;

5 – ширина северного входа ограничивается шириной предполагаемой древней дороги и составляет приблизительно 5–6 м;

6 – на магнитной карте прослеживается цепь широких линейных аномалий, расположенных к востоку от древней дороги и протягивающихся параллельно ей. Скорее всего, они соответствуют внутренней мощной стене домов. На снимке здесь отмечен развал песчано-глинистого материала.

Местоположение ряда жилищных впадин приблизительно совпадает с положительными изометрическими аномалиями, которые возможно, являются остатками хозяйственных ям, очагов и колодцев.

Для проверки этих предположений необходимо провести локальные раскопки в небольших объемах.

Результаты исследований древнего кургана

Недалеко от участка работ нами было обнаружено два небольших кургана более позднего происхождения сложенных из камней. Курганы представляют собой конусообразные насыпи диаметром приблизительно 5 м, высотой над поверхностью 0,7–0,9 м. При проведении разведочных магнитометрических работ на одном из них была зафиксирована аномалия. Детальная площадная съемка по сети 0,5х0,5 м проведена по методике, описанной выше. Съемкой был покрыт участок 15х10 м.

Результаты магнитной съемки представлены на рис. 4 (цветная вкладка). Морфология аномального поля значительно изменяется с высотой. По измерениям верхнего датчика наблюдается изометрическая аномалия, интенсивность которой достигает ~35 нТл (рис. 4а, цветная вкладка). Форма этой аномалии близка к аномалии от косонамагниченного шара. Поэтому, по расположению максимума и минимума аномального поля, легко оценить, что горизонтальная составляющая вектора намагниченности источника аномалии имеет юго-западное направление.

По данным нижнего датчика положительная аномалия имеет серповидную форму и осложнена тремя локальными анома-

лиями. Значения интенсивности двух аномалий превышают 300 нТл, а их максимумы расположены на расстоянии ~1 м.

С поверхности кургана были отобраны образцы горных пород и проведены петромагнитные исследования. Образцы представляли собой:

1) кристаллический сланец красноватого цвета, магнитная восприимчивость $(14–15)\cdot10^{-5}$ ед. СИ;

2) метаморфическая порода, тонкозернистая, кристаллический сланец с серицитом серо-зеленого цвета, магнитная восприимчивость $(9–20)\cdot10^{-5}$ ед. СИ;

3) пегматоид-альбитит (мусковит, гранат), магнитная восприимчивость $(20–230)\cdot10^{-5}$ ед. СИ.

По результатам измерений следует, что представленные горные породы имеют слабые магнитные свойства.

Исследования кургана металлодетектором не выявили каких-либо аномальных участков на глубинах 0,1–0,2 м от поверхности.

Для моделирования разрезов был использован метод А.В. Цирульского (Цирульский и др., 1980). В двухмерном варианте метода выполняется аппроксимация магнитных полей аномалиями от набора сингулярных намагниченных пластин. Использование таких модельных источников позволяет достаточно устойчиво разделять поля от разных объектов и определять интегральные характеристики источников, такие как: магнитный момент, центр и направление падения источника. Для каждого модельного источника можно рассчитать геометрические контуры аномальных объектов для различных значений магнитных свойств. Это позволяет оперативно конструировать и анализировать альтернативные варианты разреза, что, несомненно, является важным в археологии для определения природы аномалий – искусственного или природного происхождения аномальные источники.

На рис. 5 (цветная вкладка) приведены результаты интерпретации, проведенной по профилям АБ и ВГ, проходящих через эпицентры интенсивных локальных аномалий. По субширотному профилю АБ для подбора аномального поля понадобилось четыре источника, получены направления намагниченности от 50 до 130^0. А для профиля, проходящего по магнитному меридиану ВГ, аномальное поле с высокой точностью аппроксимировано полем одного источника, направление намагниченности составляет 40^0. Все сингулярные источники имеют маленькие размеры, от 3 до 26 см, и расположены на небольших глубинах от поверхности, 0,3–1 м в основании курганного конуса.

Проведены расчеты аномальных тел для значений намагниченности от 1 до 10 А/м, которые наиболее характерны для магматических и метаморфических горных пород (Bruce W. Bevan, 1999). Расчеты показали, что намагниченность объектов должна быть больше, чем 2 А/м.

На рис. 5 видно, что размеры блоков при намагниченности 3 А/м составляют 0,5–1 м; при намагниченности 10 А/м составляют 0,2–0,5 м. Таким образом получаем что, если аномалии созданы каменными обломками, то они должны иметь достаточно крупные размеры. Однако на поверхности кургана наблюдаются сравнительно небольшие камни размерами от 5x5x5 до 40x40x40 см.

Проведены расчеты для намагниченности характерной для железа – 100 А/м. В этом случае толщина источников уменьшается до нескольких сантиметров. Поэтому нельзя исключить вероятность того, что источниками аномалий могут быть металлические предметы современной цивилизации.

Заключение

В результате магнитной съемки для северной части поселения Коноплянка построены детальные карты аномалий. По распределению магнитных аномалий локализовано положение городища, уверенно выделены элементы внутренней планировки.

Проведено исследование на древнем кургане. Выполнена интерпретация магнитных аномалий, получены оценки глубин и магнитных свойств возмущающих магнитных масс, проведено моделирова-

ние источников.

Таким образом, проведенные исследования позволяют решить две важнейшие задачи, стоящие перед археологами: реконструировать планировку внутри городища и более обоснованно выбирать места раскопов.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Института истории и археологии УрО РАН: доктору исторических наук Л.Н. Коряковой, кандидатам исторических наук С.В. Шараповой и С.Е. Пантелеевой за полезные консультации.

Авторы глубоко признательны и благодарят сотрудников Института геофизики УрО РАН, принимавших участие в магнитных съемках, кандидата гелого-минералогических наук В.С. Иванченко, старшего инженера А.С. Бебнева и младшего научного сотрудника В.В. Хрущеву.

Работа выполнена в рамках проекта Уральского Отделения РАН 09-М-457-2001 «Междисциплинарное исследование памятников эпохи бронзы Южного Урала».

Литература

Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим – «Страна городов». Пространство и образы. Челябинск: Крокус, 2007. 260 с.

Муравьев Л.А., Носкевич В.В., Федорова Н.В. Результаты магнитометрических исследований археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 44–49.

Пунегов Б.Н. Микромагнитная съемка при археологических исследованиях (на примере Аркаима) // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 50–58.

Сапунов В.А., Савельев Д.В., Денисова О.В., Киселев С.Е., Денисов А.Ю., Сабанин А.А. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры, возможности и перспективы в области геологоразведки // Геологической службе России 300 лет: тез. докл. Межд. геофиз. конф. С-Петербург, 2000. С. 290–292.

Тибелиус В.Я. Результаты геофизических исследований на Аркаиме // Россия и Восток: проблемы взаимодействия: матер. конф. Ч. 5, кн. 2. Челябинск, 1995. С. 76–79.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

Bruce W Bevan. The magnetic properties of archaeological materials. Virginia 22576: Geosight 356 Waddy Drive Weems, 1999. 13 p.

УДК 550.343

О СВЯЗИ НЕРАВНОМЕРНОСТИ ВРАЩЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ ЗЕМЛИ

Уткин В.И., Цурко И.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. На основании данных каталогов NEIS и IRES рассмотрены связи между неравномерностью скорости вращения Земли и общей сейсмичностью, проявляющуюся в количестве землетрясений за единицу времени. Показано, что сейсмичность Земли увеличивается как при ускорении, так и при замедлении вращения. Дано объяснение факту возникновения почти одновременно «роя» землетрясений, расположенных в различных точках земного шара. Показано, что между изменением скорости вращения и началом процесса землетрясения проходит двое и более суток, что дает возможность организации краткосрочного прогноза тектонического события.

Тектоническое землетрясение, неравномерность вращения Земли, накопление упругой энергии в массиве, факторы сброса напряжения, алгоритм прогноза тектонического землетрясения.

ABOUT COMMUNICATIONS BETWEEN NON-UNIFORMITY OF EARTH ROTATION SPEED AND THE GENERAL SEISMICITY

Outkin V.I., Tsurko I.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. On the basis of given catalogues NEIS and IRES communications between non-uniformity of Earth rotation speed and the general seismicity shown in quantity of earthquakes for a time unit are considered. It is shown that seismicity of the Earth increases both at acceleration and at delay of rotation. The explanation is given to the fact of occurrence almost simultaneously «plenty» of the earthquakes located in various points of globe. It is shown, that between change of rotation speed and the beginning of process of earthquake passes 2 and more day that enables the organization of the short-term forecast of tectonic event.

Tectonic earthquake, non-uniformity of Earth rotation, accumulation of elastic energy in a file,

Введение

Исследования последних лет (Кисилев, 1980; Викулин, 1992; Сидоренков, 2002, 2004) показали, что непостоянство угловой скорости вращения Земли существенно зависит от состояния ее атмосферы и гидросферы. Изменение скорости вращения Земли интегрально отражает изменения, происходящие в указанных оболочках планеты. Вмести с тем в многочисленных публикациях о прогнозе тектонических землетрясений практически полностью выпал вопрос о возможной связи указанных измерений с поведением земной коры, с подготовкой и реализацией сейсмических событий (Соболев, 1993; Завьялов, 2006). Вместе с тем очевидно, что такая связь должна существовать, ибо земная кора активно участвует в обмене энергией с другими оболочками земли. Изучение этих связей на основе данных международных каталогов NEIS и IRES представлено в данной статье.

Сравнительный анализ данных каталогов NEIS и IRES

Для анализа были использованы данные каталога NEIS о землетрясениях по всему земному шару с магнитудой более 5. Эта величина была выбрана из соображений существенного уменьшения наносимого ущерба событиями с магнитудой менее 5. Следующим допущением было принято, что землетрясения возникают только в «подготовленной» части земной коры, то есть когда упругие силы, накопленные в процессе движения литосферных плит (блоков), уже достаточно велики, но недостаточны для обеспечения «разрядки» (сброса) накопленных упругих напряжений, то есть предполагается, что землетрясение, наряду с другими явлениями (Гуфельд, 2009; Добровольский, 2009), является мощным триггирующим фактором спускового механизма, обеспечивающего сброс упругих напряжений в земной коре.

Ознакомление с данными каталога NEIS показало, что в отдельные моменты наблюдается наличие большого числа землетрясений, возникающих практически одновременно с разрывом от нескольких часов до суток и расположенных в различных частях планеты. Это явление было условно названо – «рой» землетрясений. Очевидно, что появление «роя» землетрясений возможно только в том случае, если на участки земной коры, находящиеся в упругом «предсбросовом» состоянии, действует одновременно некий глобальный фактор, вызывающий (инициирующий) сброс этих напряжений. Таким глобальным фактором может быть только изменение скорости вращения земного шара и возникающие при этом неотектонические напряжения.

В первую очередь при проводимых исследованиях была изучена связь за выбранные годы между плотностью возникновения во времени землетрясений и особенностями вращения планеты согласно каталога IRES. В подсчет вошли все сейсмические события с M>5, в том числе повторяющиеся в одном и том же районе, с небольшим временным интервалом.

Поскольку по каталогу IRES можно определить скорость прохождения планетой от одного сейсмического события до другого, вторым параметром, выбранным для анализа, послужило время прохождения планетой этих двух точек или величина производной (ускорения или замедления планеты) от скорости вращения планеты. Этот параметр важен с точки зрения изменения планетой ее кинетической энергии в различных точках.

На рис. 1 представлено изменение числа землетрясений при вариациях длительности суток для января-июня 2000 г. Указанный период времени был выбран исходя из наличия надежных табулированных данных.

Графики на рис. 1, построенные в координатах плотность землетрясений (ед/сут) – ускорение вращения (%) для отдельных периодов вращения Земли, показали следующее: существует слабая пропорциональность между величиной вариации скорости вращения планеты (ускорением) и общей сейсмичностью земного шара (величиной плотности во времени числа землетрясений). Неравномерность вращения Земли является одним из важных факторов, инициирующих землетрясения практически по всей поверхности планеты.

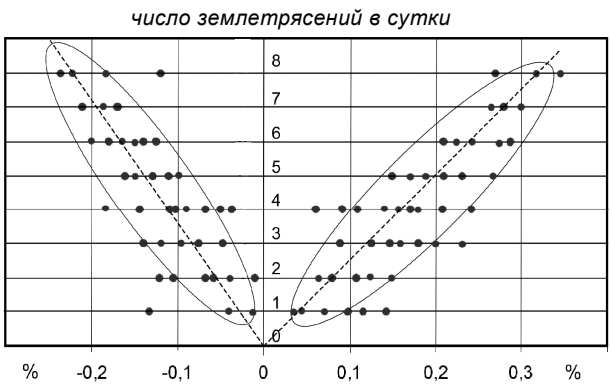


Рис. 1. Изменение плотности землетрясений (ед/сут) в зависимости от изменения скорости вращения Земли: по оси абсцисс – вариация скорости (%); по оси ординат – плотность землетрясений во времени (ед/сут)

Количество землетрясений на земном шаре, как правило, увеличивается при возникновении вариации вращения как положительного, так и отрицательного знака (вариации различного направления): $N=k\,|dw/dt|$, где N – общее число землетрясений; $|dw/dt|$ – абсолютное значение вариации скорости вращения Земли во времени; k – коэффициент пропорциональности. Указанные связи можно проиллюстрировать на конкретных примерах. В качестве последних выбраны временные промежутки января-апреля 2000 г. (рис. 2).

На графике рис. 2А (январь 2000 г.) можно отметить несколько характерных точек, определяющих изменение плотности землетрясений (*а, б, в, г, д*).

В указанных точках существенно изменяется направление вращательного ускорения (в точке *а* от –0,15 до +0,15); в точке *б* от +0,15 до –0,12, и т.д.). Эти же точки характеризуются заметным увеличением общей сейсмичности от 0 до 8 ед/сут. Разница по времени между началом изменения вращательного ускорения и ростом (увеличением

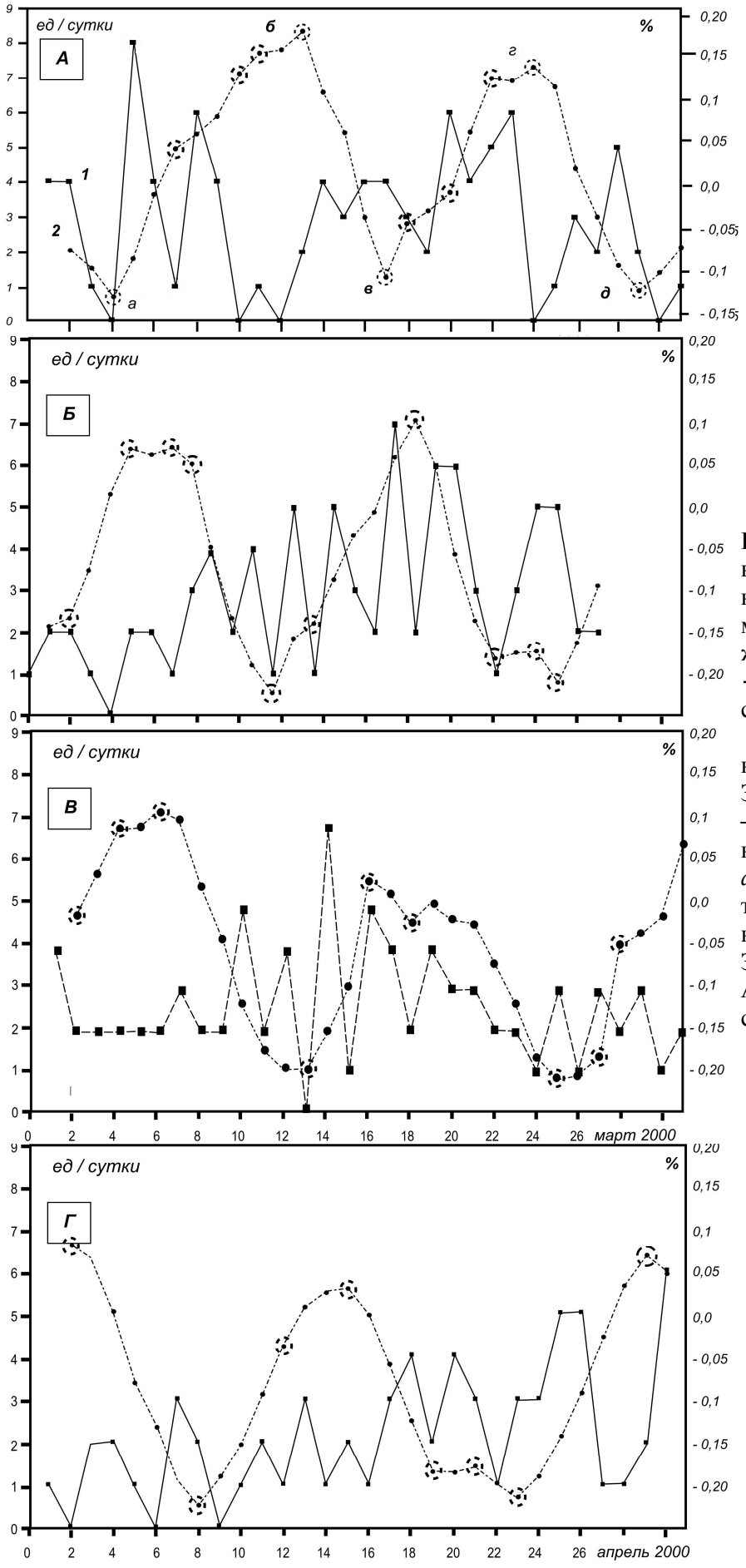


Рис. 2. Графики плотности возникновения землетрясений по земному шару и изменение вращательного движения Земли (%) :
—■— – плотность землетрясений, ед/сут;
◌ – точки резкого изменения ускорения вращения Земли;
-●- кривая изменения вращения Земли;
а, б, в, г, д – характерные точки изменения направления ускорения вращения Земли;
А–Г – январь-апрель 2000 г,, соответственно

числа землетрясений) составляет от 24 до 48 часов. В целом подтверждается закономерность, указанная ранее на рис. 1.

На рис. 2 показано, что 04.01.2000 замедляющееся вращение Земли изменяется на ускоряющееся (точка *а*); что несомненно приводит к перераспределению напряжений в земной коре и, соответственно, к сбросу упругой энергии (землетрясениям) в сейсмогенных районах, где упругие напряжения в земной коре достигают своего «критического» значения. Сброс упругих напряжений продолжается почти 6 суток, при этом достигается высокая (до 9 событий в сутки) плотность землетрясений во времени. Другой всплеск сейсмичности наблюдается после 14 января, когда начинается процесс замедления вращения (точка *б*). За ускорением вращения 17 января (точка в) через день следует такое же увеличение сейсмичности. Соответственно, замедление вращения после 24 января вызывает рост сейсмической активности. Из графиков рис. 2 видно, что увеличение сейсмичности наблюдается всегда после резкого изменения ускорения вращения Земли.

Из приведенных графиков следует еще один важный вывод: увеличение общей сейсмичности планеты наблюдается через 24–48 часов после изменения параметров вращения Земли. Это обстоятельство отражает инерционность системы, связанную, вероятно, с перестройкой верхней части земной коры под действием изменяющихся за счет вариаций ускорения сил вращения.

Вращение Земли и крупные тектонические события

На рис. 3 представлено сопоставление вариаций скорости вращения Земли и прошедших тектонических землетрясений. Из графиков следует, что всем тектоническим землетрясениям предшествует резкий излом кривой производной скорости вращения Земли. Причем резкое изменение производной происходит за 24–48 часов до сейсмического события, что предполагает эффективное использование производной скорости для разработки системы краткосрочного прогноза землетрясения.

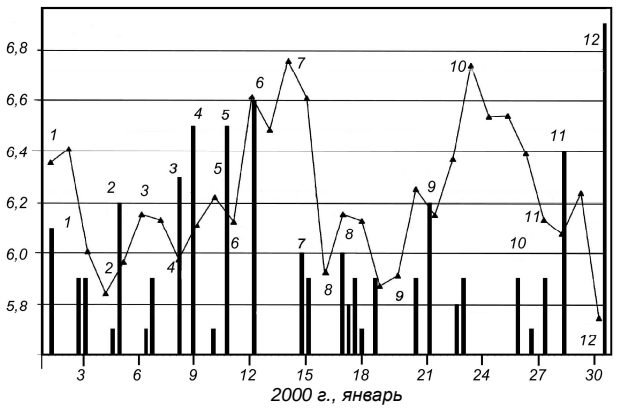


Рис. 3. Сопоставление вариаций скорости вращения Земли (ломаная линия) и прошедших вслед за ними тектоническими землетрясениями (столбики): одинаковыми цифрами отмечены резкие изменения скорости вращения Земли и последовавшие следом практически в течение суток тектоническими землетрясениями.; по оси ординат – магнитуда

Наибольший интерес всегда вызывает вопрос – как отражается наступление крупного (магнитуда более 5) землетрясения в функции предвестника, каковым можно считать скорость вращения планеты.

На графиках рис. 4 (А, Б, В, Г), цветная вкладка, представлены примеры сопоставления вариаций скорости вращения Земли и прошедших вслед за ними тектоническими землетрясениями. Принято время запаздывания триггированного землетрясения после смены направления ускорения не более 3-х дней, магнитуда землетрясений – более 5, в ряде случаев – более 5,5.

На графиках указаны как «ожидаемые» землетрясения, так и «спонтанные», которые «триггированы» не изменением вращения, а другими факторами.

Из графиков рис. 4А–4Г (цветная вкладка) следует, что практически все резкие изменения производной вращения предшествуют землетрясениям различной магнитуды от 5 до 7,5. Однако последовательность событий весьма разнообразна.

В январе-феврале 2000 г. (рис. 4А), в основном после изменения направления вращения, происходят землетрясения магнитудой около 5, но наиболее крупные (30 января магнитудой 6,8 и 25 февраля магнитудой около 7,1) спустя сутки

после изменения направления вращения. Причем, оба при переходе на режим ускорения. «Неожидаемых» землетрясений (не следующих после смены направления ускорения) всего 4 на уровне общего числа землетрясений равном 85, то есть менее 5%.

Март-апрель 2000 г. (рис. 4Б) характеризуется довольно низкой сейсмической активностью – максимальная магнитуда землетрясения (11 марта) составляет всего 6,4. Но в этой ситуации увеличивается число «неожидаемых» землетрясений почти до 10%.

В течение следующих двух месяцев (май-июнь, рис. 4В) произошло два крупнейших сейсмических события (4 января с магнитудой 7,4 и 4 февраля с магнитудой 7,9). Первое событие произошло после резкого уменьшения скорости вращения, спустя 4 дня после изменения направления вращения. Второе, наоборот, спустя трое суток после перехода вращения из режима замедления в режим ускорения.

Необходимо отметить «рой» землетрясений средней магнитуды 5–10 июня. Число «неожидаемых» землетрясений сохранилось на уровне 8%.

За период июль-август произошло три группы близко (по времени) расположенных землетрясений. Кривая вращения имеет сложную структуру (рис. 4Г), однако ее изменения достаточно точно предшествуют и определяют все сейсмические события. При возникновении нескольких «роев» землетрясений увеличивается, как правило, число «неожидаемых» землетрясений до 12–13%.

Период сентября-октября характеризуется спокойной сейсмичностью и практически полным подтверждением тезиса о возникновении землетрясения после резкого изменения направления вращения Земли.

Три резких изменения вращения Земли (6, 11, и 16 ноября) вызывают интенсивные группы землетрясений с максимальной магнитудой 7,8. При этом землетрясениям с максимальной магнитудой 7,8 предшествует «рой» «неожидаемых» землетрясений 16 ноября. Наблюдаемую ситуацию логичнее проинтерпретировать как задержку триггирующего воздействия от 11 до 15 ноября, а мощные землетрясения 16–17 ноября – как результат двух последовательных изменений скорости вращения: с замедления на ускорение (11 ноября) и с ускорения на замедление (16 ноября).

Таким образом, вариации скорости вращения Земли служат мощным источником триггирующего возмущения, приводящего к землетрясениям. Запаздывание землетрясения относительно появления возмущения во вращении Земли составляет от 24 до 72 часов, что отмечалось ранее. Эти данные показывают, что на основе вариаций вращения Земли возможно определение времени начала сейсмического события за 24–48 часов до его наступления, что позволяет говорить о возможности краткосрочного прогноза. Однако ни интенсивность землетрясения, тем более его координаты определить при современном уровне знаний посредством этой методики практически невозможно. Тем не менее, полученный результат уже дает возможность для дальнейших исследований в данном направлении.

Связь величины производной скорости вращения с величиной магнитуды будущего сейсмического события прямо не наблюдается, но соблюдается закономерность, отмеченная ранее на графиках рис. 1.

Предложенная модель позволяет объяснить известный факт возникновения «роя» землетрясений, то есть практически одновременных (в течение 2–5 часов) землетрясений различной магнитуды в совершено различных точках земного шара.

На рис. 5 (цветная вкладка) схематически представлена такая ситуация, когда неравномерность вращения Земли, как триггирующий фактор, вызывает почти одновременное возникновение землетрясений в различных районах земного шара. При этом необходимо помнить, что возникновение землетрясения возможно только при соответствующих (необходимых) условиях – земная кора должна находится в напряженном состоянии, из которого ее может вывести достаточно мощное механическое воздействие упругой волны, возникающей при изменении скорости вращения Земли. Та-

ким образом, кратковременное изменение вращения Земли является достаточным условием для возникновения землетрясения.

Заключение

Все вышесказанное подтверждает начальное утверждение о том, что главным объектом в процессе подготовки и реализации землетрясения является все-таки земная кора, поэтому исследование ее поведения в условиях сжатия-растяжения является главной частью решения вопроса о прогнозе землетрясения.

На основе приведенных данных можно сделать следующие выводы.

1. Неравномерность вращения планеты является одним из мощных факторов, воздействующих на земную кору и приводящих к инициализации (триггированию) землетрясений в различных точках по всей планете.

2. Вариации вращения планеты всегда предшествуют росту общей сейсмичности Земли ввиду инерционности процесса перераспределения масс в земной коре и запаздыванию соответствующего воздействия на участки земной коры, накопившие избыток упругой энергии: как правило, это известные сейсмогенные зоны.

3. Наибольшее увеличение общей сейсмичности планеты (общего количества землетрясений в единицу времени) наблюдается при смене знака ускорения вращения планеты на противоположный или при прохождении точки $dw/dt=0$.

4. За счет перестройки земной коры при изменении скорости вращения Земли рост сейсмичности (появление первых землетрясений, инициированных изменением скорости вращения) наблюдается через 24–48 часов после регистрируемого изменения скорости вращения Земли. Этот факт имеет исключительно важное значение при оценке возможности краткосрочного прогноза землетрясения. Можно сказать, что смена знака ускорения вращения планеты служит общим (для всех землетрясений планеты) краткосрочным предвестником тектонического землетрясения.

Работа выполнена при поддержке Программы 16 Президиума РАН.

Литература

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.

Кисилев В.В. Неравномерность суточного вращения Земли. Новосибирск: Наука, 1980. 158 с.

Сидоренков Н.С. Физика нестационарного вращения Земли. М.: Наука, 2002.

Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // Вестник Российской академии наук. 2004. Т. 74, № 8. С. 701–715.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.

УДК 621.317.421

СРАВНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ МАГНИТОМОДУЛЯЦИОННОГО И ТОРСИОННОГО ДАТЧИКОВ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Сарвартинов А. И., Коноплин А. Д. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Проведены сравнительные испытания магнитомодуляционного датчика слабого магнитного поля с магнитоизмерительными датчиками торсионного типа. Показана высокая степень корреляции полученных результатов измерений. Отмечена недостаточная температурная стабильность нулевого уровня магнитомодуляционных датчиков.

Магнитомодуляционный датчик магнитного поля, временной и температурный дрейф.

COMPARISON PARAMETERS OF MAGNETOMODULATING AND TORSION MAGNETIC FIELD SENSORS

Sarvartinov A.I., Konoplin A.D. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Comparison of time drift of magnetomodulating sensor of weak magnetic field with magnetic sensors torsion type carried out. High degree of correlation of the results of measurements is shown. Insufficient temperature stability of the zero level magnetomodulating sensors detected.

Magnetomodulating sensor the magnetic field, time and temperature drift.

Введение

Практически все применяемые в настоящее время в магнитотеллурическом зондировании датчики магнитного поля имеют один общий недостаток – массогабаритные характеристики, не позволяющие создать лёгкую и компактную аппаратуру для проведения исследований этим методом. Наиболее широко применяемые индукционные датчики при большой длине и массе, кроме того, требуют весьма трудоёмкой и нетехнологичной процедуры установки на месте съёмки. Создание датчиков поля, использующих другие физические основы первичного преобразования поля – магнитомодуляционных, позволило бы решить часть перечисленных проблем.

Магнитомодуляционные преобразователи, работающие на частоте возбуждения ферромагнитного сердечника, применялись, в основном, для регистрации слабого переменного магнитного поля низкой частоты (Сокол-Кутыловский, 2009). По сравнению с феррозондами, работающими на второй гармонике частоты магнитного возбуждения, применение магнитомодуляционных датчиков первой гармоники для измерения очень низких частот и вариаций постоянного магнитного поля было нецелесообразно из-за их смещенной рабочей точки, поддерживать которую с высокой точностью затруднительно. Основную погрешность при этом вносит не только источник опорного напряжения, но и демодулятор, который выполняется на полупроводниковых элементах, имеющих температурный дрейф 2–3 мВ/^{0}С. Кроме того непредсказуемый сдвиг и дрейф вносит система отрицательной обратной связи по магнитному полю, активным элементом которой является операционный усилитель.

Появление современных прецизионных операционных усилителей и высокостабильных источников опорного напряжения, по-видимому, открывает путь к применению магнитомодуляционных преобразователей для измерения самых низких частот, включая медленные вариации постоянного магнитного поля.

С целью проверки этой возможности были выполнены долговременные измерения вариаций магнитного поля в Институте геофизики УрО РАН двумя идентичными магнитомодуляционными преобразователями синхронно с измерением магнитного поля двумя датчиками магнитомеханического (торсионного) типа, входящими в комплект аппаратуры низко-

частотного магнитотеллурического зондирования МТЦ-01 (Коноплин, 2002).

Сравнительные испытания

На рис. 1–3 представлены результаты экспериментальных измерений.

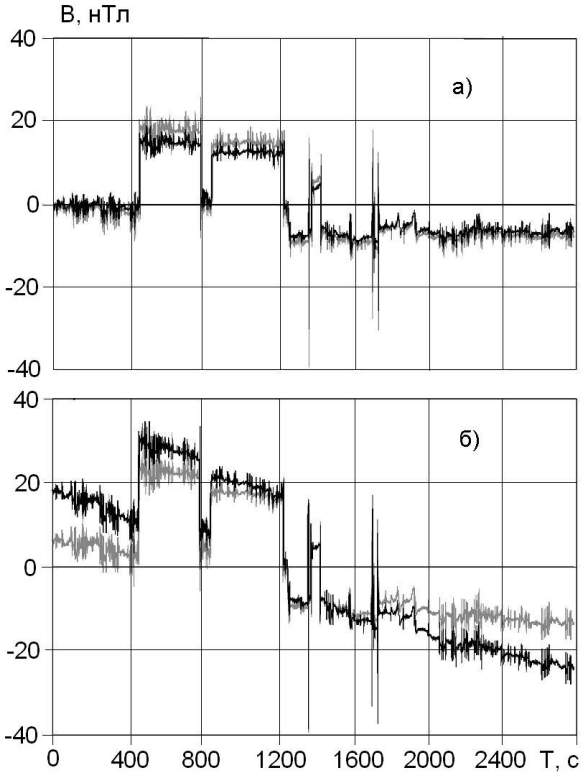


Рис. 1. Часть графика сравнения измерений поля и долговременного дрейфа нуля непосредственно после включения: а – торсионные датчики МТЦ-01; б – магнитомодуляционные датчики

Из рисунков видно, что общий ход кривых магнитомодуляционных и МТЦ-01 датчиков совпадает, но у магнитомодуляционных датчиков присутствует дрейф нуля.

Дрейф нуля и шум всего измерительного устройства в основном определяется следующими свойствами элементов электронной схемы, ответственных за смещение рабочей точки магнитомодуляционного преобразователя и приводящих к сдвигу нуля.

Согласно технической характеристике (Analog Devices, 2004) источника опорного напряжения AD780BN:

- временной дрейф – не более 60 мкВ за 1000 ч;
- температурный дрейф – не более 9 мкВ/^{0}C;
- шумовое напряжение в полосе 0,1–10 Гц – не более 4 мкВ (от пика до пика).

В соответствии с технической характеристикой (Analog Devices, 2006) прецизионного операционного усилителя (ОУ) ОР-27:

- временной дрейф (в течение 180 с) – менее 1 мкВ;
- долговременный дрейф (в течение 7 месяцев) – менее 5 мкВ. Исключая первый час работы ОУ, изменения входного напряжения смещения за первые 30 дней обычно не превышают 2,5 мкВ;
- температурный дрейф – 0,2 мкВ/^{0}C;
- шумовое напряжение в полосе 0,1–10 Гц – 0,08 мкВ (от пика до пика);
- частота среза фликкер-шума – 2,7 Гц.

Температурный дрейф детектора в основном определяется не идентичностью температурного дрейфа элементов диодной сборки (2ДС523) и дрейфом ОУ.

Также вклад в дрейф «нулевого уровня» вносит изменение температурных и временных характеристик материала сердечника, но его влияние мало по сравнению с вкладом электроники.

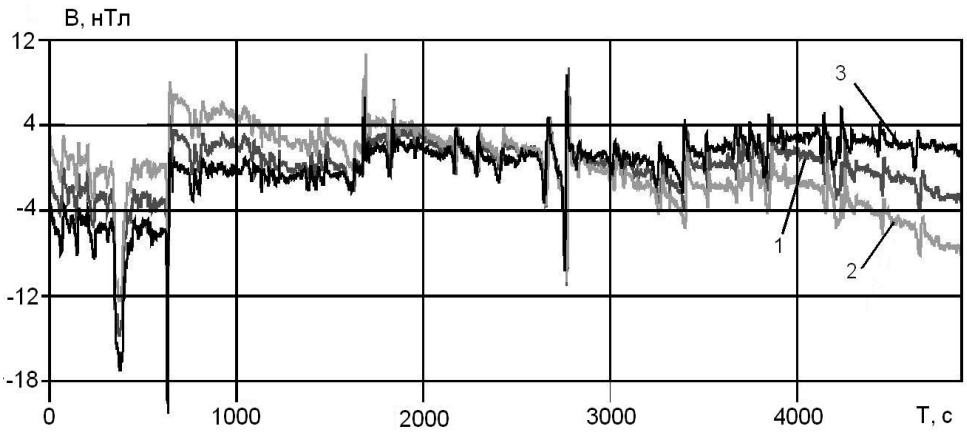


Рис. 2. Сравнение измеренного поля: 1, 2 – магнитомодуляционные датчики; 3 – торсионный датчик МТЦ-01; продолжительность измерения 5000 с

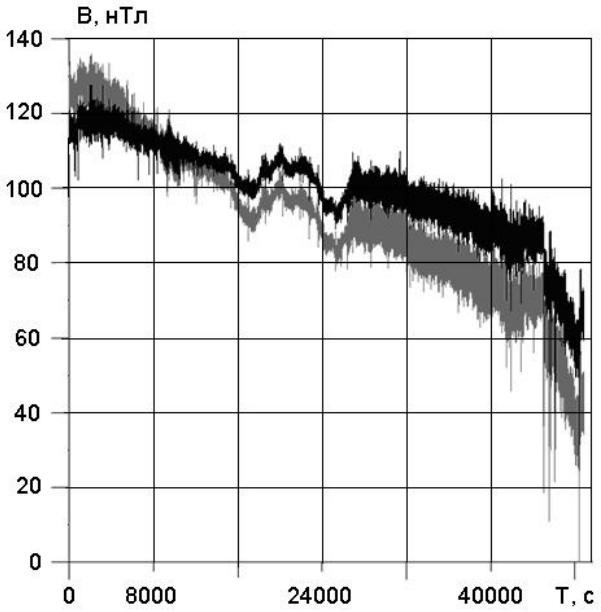


Рис. 3. Долговременное (14 ч) измерение поля магнитомодуляционными датчиками на двух каналах; интервал регистрации 16000–28000 с соответствует местному времени наблюдения 01:30–05:20, с чем связано уменьшение высокочастотного магнитного фона техногенного происхождения

Заключение

Из проведенных сравнительных испытаний двух типов датчиков магнитного поля следует, что короткопериодные вариации и тестовые сигналы магнитного поля регистрируются, в основном, идентично. При долговременных записях дрейф датчиков может несколько различаться, но при этом величина дрейфа (разница между начальным и конечным отсчетом записи на рис. 2) магнитомодуляционного датчика (при коэффициенте преобразования 0,2 мВ/нТл) не превышает общий дрейф магнитомеханического торсионного датчика. Поскольку магнитомеханические торсионные датчики широко используются в магнитных вариометрах, то и применение магнитомодуляционных преобразователей целесообразно в качестве датчиков магнитовариационных станций. Данные датчики возможно применять при кратковременных измерениях, а для долговременных требуется доработка и улучшение стабильности «нулевого уровня» прибора.

Литература

Analog Devices, AD780 2.5V / 3.0V High Precision Reference Data Sheet (Rev. E). 2004. С. 3. URL: http://www.analog.com/static/imported-files/Data_Sheets/AD780.pdf

Analog Devices, OP27 Low Noise Precision Operational Amplifier (Rev. F). 2006. С. 4–6. URL: http://www.analog.com/static/imported-files/data_sheets/OP27.pdf

Коноплин А.Д. Цифровая станция магнитотеллурического зондирования // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 29 сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург, 2002. С. 274.

Сокол-Кутыловский О.Л. Автопараметрический датчик магнитной индукции // Датчики и системы. 2009. № 1. С. 37–38.

УДК 621.317.421

О ПОРОГЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ МАГНИТОМОДУЛЯЦИОННЫХ ДАТЧИКОВ

Сокол-Кутыловский О.Л. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Экспериментально измерена величина порога чувствительности магнитомодуляционных датчиков слабого магнитного поля с аморфным ферромагнитным сердечником в условиях частичного экранирования внешнего геомагнитного поля. Показано, что в области низких частот теоретический порог чувствительности магнитомодуляционных датчиков может быть ниже $0{,}6\cdot10^{-12}$ Тл·Гц$^{-1/2}$.

Магнитомодуляционный датчик, магнитный шум, аморфный ферромагнитный сердечник.

ABOUT RESOLVING POWER OF MAGNETO-MODULATION SENSORS

Sokol-Kutylovskiy O.L. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Resolving power of magneto-modulation magnetic field sensors with amorphous ferromagnetic core in condition of partial screening is considered. Is shown, the threshold of sensitivity of magneto-modulation magnetic field sensor may be lower than received value $0.6\cdot10^{-12}$ T·Hz$^{-1/2}$.

Magneto-modulation sensor, magnetic noise, amorphous ferromagnetic core.

Введение

Магнитомодуляционные датчики с сердечниками из аморфного ферромагнитного сплава с компенсированной продольной магнитострикцией, работающие в режиме автопараметрического усиления, целесообразно использовать для регистрации и измерения слабого магнитного поля низких частот, где они имеют некоторые преимущества перед другими типами преобразователей слабого магнитного поля.

Многочисленные записи магнитного поля в условиях спокойной геомагнитной обстановки как в дневное, так и в ночное время показали, что в диапазоне частот менее 1 Гц уровень геомагнитного шума, меньший $\sim2{,}5\cdot10^{-12}$ Тл·Гц$^{-1/2}$, практически не наблюдается. По-видимому, это значение близко к минимальному уровню шума магнитосферы в этом диапазоне, и дойти до аппаратурного шума магнитомодуляционных датчиков в естественных условиях не представляется возможным.

Пример записи трех составляющих магнитной индукции в спокойном геомагнитном поле вдали от источников техногенных электромагнитных шумов (юго-запад Артинского района), полученных в полосе пропускания 25 Гц, показан на рис. 1.

Уровень магнитного шума магнитомодуляционных датчиков в области частот выше 10 Гц, измеренный в электромагнитном экране, ранее оценивался величиной $\sim10^{-12}$ Тл·Гц$^{-1/2}$ (Сокол-Кутыловский, 2009).

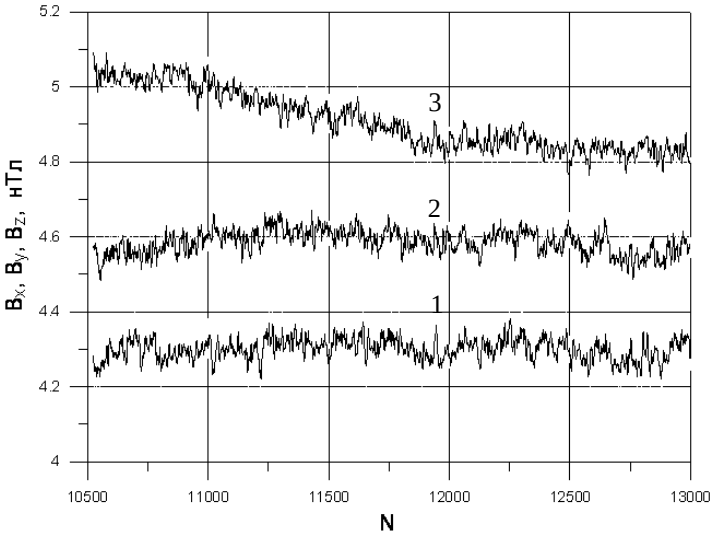


Рис. 1. Запись амплитуды вариаций трех составляющих геомагнитного поля B_x (1), B_y(2) и B_z(3); N – число отсчетов АЦП, продолжительность показанного фрагмента записи – около 20 с

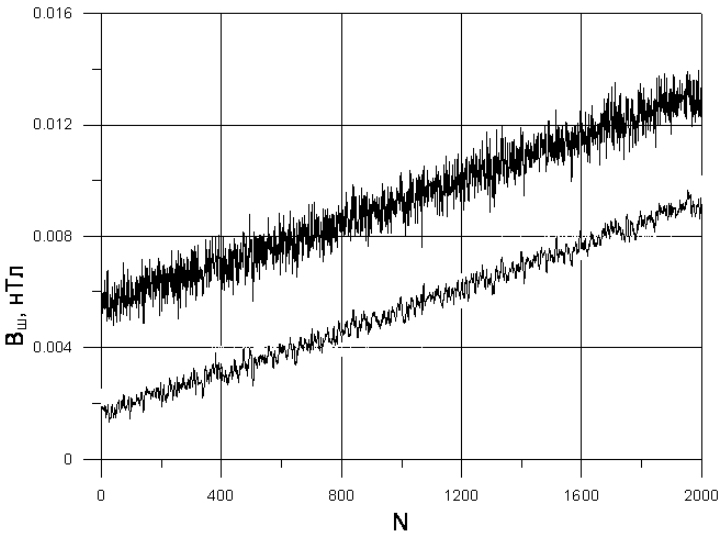


Рис. 2. Эквивалентный шум электроники магнитомодуляционного преобразователя и АЦП при различной ширине полосы пропускания (пояснения в тексте); N – число отсчетов, продолжительность записи – 15 с

Для более низких частот из-за недостаточного экранирования внешнего магнитного шума достоверных данных получено не было.

Параметры аппаратуры и результаты измерений

В новом комплекте аппаратуры для снижения уровня собственных шумов электронной схемы в электронных регуляторах и в генераторе возбуждения были применены прецизионные операционные усилители OP177F и источник опорного напряжения AD780BN. Коэффициент преобразования трехкомпонентного автопараметрического магнитомодуляционного преобразователя в полосе частот 0,01–35 Гц был установлен равным 71 мВ/нТл. Такой высокий коэффициент преобразования позволил получить эквивалентный уровень шума, создаваемого электронной схемой совместно с 24-х разрядным АЦП AD7734, около $2 \cdot 10^{-12}$ Тл от пика до пика во всей полосе пропускания (рис. 2, верхняя кривая) или около $1 \cdot 10^{-12}$ Тл от пика до пика в полосе пропускания 25 Гц (рис. 2, нижняя кривая). В пересчете к среднеквадратичному значению это соответствует величине эквивалентного магнитного шума электронной схемы ~$0{,}04 \cdot 10^{-12}$ Тл·Гц$^{-1/2}$. Кроме того, для исключения импульсных помех со стороны источников электропитания, в аппаратуре не использовались импульсные преобразователи напряжения, а все положительные и отрицательные питающие напряжения подавались от отдельных источников постоянного тока. Аналоговая и цифровая части АЦП также были запитаны от отдельных источников тока.

Модернизированный вариант трехкомпонентного магнитомодуляционного преобразователя был опробован в условиях частичного экранирования геомагнитного поля на большом удалении от источников техногенных электромагнитных помех. При измерениях были использованы зоны экранирования геомагнитного поля, возникающие на небольшом расстоянии от нескольких вертикально расположенных стальных труб (скважин газового месторождения).

На рис. 3 приведен фрагмент синхронной записи двух горизонтальных составляющих магнитной индукции в области экранирования на значительном удалении от населенных пунктов при относительно спокойном геомагнитном поле. За счет эффекта экранирования вариации геомагнитного поля подавлены здесь более чем в 10 раз.

Амплитуда шума геомагнитного поля на некоторых фрагментах записи (продолжительностью до 1 с) находилась в пределах ~$5 \cdot 10^{-12}$ Тл от пика до пика в полосе пропускания измерительного тракта 25 Гц, что соответствует среднеквадратичному значению ~$0{,}2 \cdot 10^{-12}$ Тл·Гц$^{-1/2}$. Между многими пиковыми значениями амплитуды взаимно-ортогональных горизонтальных составляющих хорошо видны совпадения во времени, из чего следует, что они вызваны внешним магнитным полем и не относятся к собственному магнитному шу-

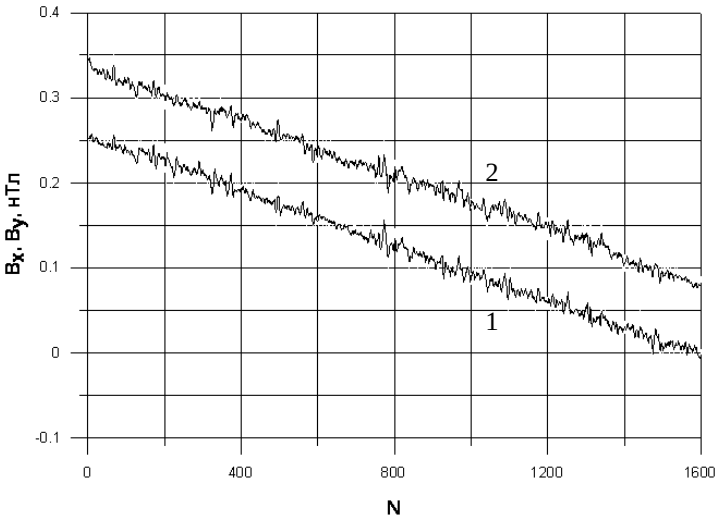


Рис. 3. Запись горизонтальных составляющих геомагнитного поля вдали от источников техногенных помех в условиях частичного экранирования: B_x (1), B_y(2); N – номера отсчетов АЦП, продолжительность записи – 12 с

му датчиков преобразователя. Если учесть синхронные вариации внешнего магнитного поля, то собственный магнитный шум магнитомодуляционного датчика должен быть несколько ниже $0{,}2 \cdot 10^{-12}$ Тл·Гц$^{-1/2}$.

Для надежной регистрации сигнала слабого магнитного поля примем отношение сигнала к шуму равное трем. Тогда порог чувствительности автопараметрического магнитомодуляционного датчика в диапазоне частот от 1 до 25 Гц можно считать равным $0{,}6 \cdot 10^{-12}$ Тл·Гц$^{-1/2}$.

При некотором удалении от зон экранирования геомагнитного поля его вариации, наоборот, многократно усиливались (рис. 4).

Порог чувствительности магнитомодуляционных датчиков с автопараметрическим усилением сигнала в аморфном ферромагнитном сердечнике в области низких частот, полученный в зонах частичного экранирования, по-видимому, не является предельным. Тем не менее, и такой его уровень вполне достаточен для многих применений вне магнитно экранированного объема, поскольку внешние техногенные электромагнитные шумы и геомагнитные вариации, как правило, во много раз больше.

Теоретическая оценка энергетической чувствительности

Интересно сравнить энергетическую разрешающую способность магнитомодуляционного датчика с самым чувствительным к низкочастотному магнитному полю прибором – со сверхпроводящим квантовым интерференционным детектором (СКВИДом). Энергетическую разрешающую способность магнитомодуляционного датчика с автопараметрическим усилением

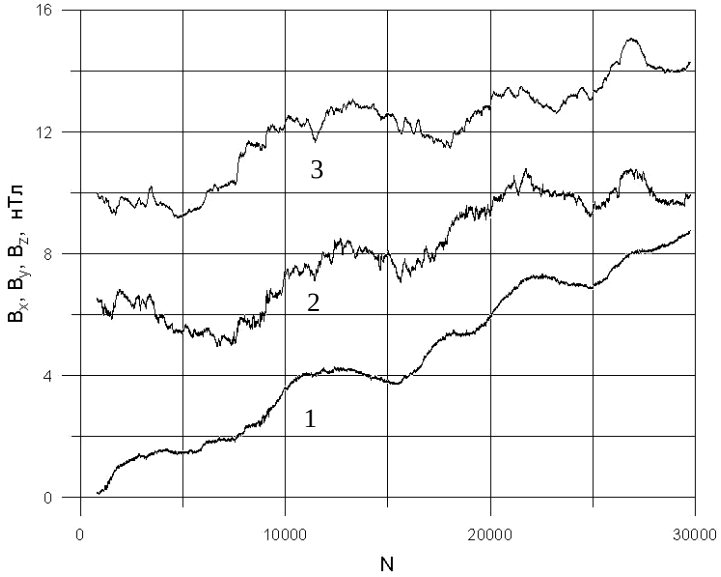


Рис. 4. Вариации составляющих геомагнитного поля B_x(1), B_y(2) и B_z(3) за зоной экранирования; N – номера отсчетов АЦП, продолжительность записи – 77 с

в аморфном ферромагнитном сердечнике можно оценить следующим образом. Считая магнитную проницаемость аморфного ферромагнитного сердечника постоянной, так как сердечник находится в одном и том же магнитном поле, поддерживаемом системой отрицательной обратной связи, его удельную (на единицу объема) энергетическую чувствительность можно представить в виде:

$$\varpi = \frac{1}{2\mu_0 \mu^*} \int B dB \quad . \qquad (1)$$

Магнитная проницаемость вещества ферромагнитного сердечника из аморфного железо-кобальтового сплава с компенсированной продольной магнитострикцией $\mu \sim 5 \cdot 10^5 \div 10^6$, а магнитная проницаемость собственно ферромагнитного сердечника определяется по формуле (Афанасьев, 1986):

$$\mu^* = \frac{\mu}{1 + R(\mu - 1)},$$

где R – коэффициент размагничивания.

Коэффициент формы $m=R^{-1}$ для сердечника прямоугольной формы можно найти по формуле (там же):

$$m = \frac{\pi l^2}{4S\left(\ln \frac{3.6l}{a+b} - 1\right)},$$

где l, a и b – длина, ширина и толщина сердечника, соответственно, а $S=a \cdot b$ – площадь его поперечного сечения. Примем среднюю величину магнитной проницаемости материала сердечника $\mu \sim 7{,}5 \cdot 10^5$; тогда, при размерах аморфного ферромагнитного сердечника 40х0,5х0,02 мм, $m \approx 26936$. Следовательно, $\mu^* \approx 26000$.

Подставляя в (1) в качестве одного из пределов интеграла магнитное поле смещения, равное 10^{-5} Тл и постоянно поддерживаемое системой отрицательной обратной связи, и принимая минимальную вариацию магнитной индукции $\delta B \approx 0{,}6 \cdot 10^{-12}$ Тл, получаем удельную (на единицу объема) энергетическую чувствительность магнитомодуляционного датчика $\approx 1{,}8 \cdot 10^{-16}$ Дж/м^3.

Учитывая объем сердечника, равный $\sim 4 \cdot 10^{-10}$ м^3, получим минимальную энергетическую разрешающую способность магнитомодуляционного датчика с аморфным ферромагнитным сердечником $\sim 7 \cdot 10^{-26}$ Дж·с на частотах выше 1 Гц в полосе частот 1 Гц.

В то же время СКВИД-магнитометр с трансформатором потока практически удобных размеров (при малых сигналах) имеет минимальную энергетическую разрешающую способность $\sim 4{,}7 \cdot 10^{-32}$Дж·с (Введенский, Ожогин, 1986).

Заключение

Если исходить из полученной оценки минимальной энергетической разрешающей способности, то автопараметрические магнитомодуляционные датчики с аморфным ферромагнитным сердечником в области низких частот должны иметь минимальный порог чувствительности по магнитной индукции, на несколько порядков худший порога чувствительности низкотемпературных СКВИД-магнитометров. Однако практически такой большой разницы не наблюдается. Что касается высокотемпературных СКВИД-магнитометров, то магнитомодуляционные датчики с аморфным ферромагнитным сердечником в области низких частот, как показывают результаты измерений в частично экранированном геомагнитном поле, им не уступают. При этом предел порога чувствительности магнитомодуляционных датчиков с автопараметрическим усилением сигнала в аморфном ферромагнитном сердечнике по магнитной индукции, по всей вероятности, еще не достигнут.

Литература

Афанасьев Ю.В. Феррозондовые приборы. Л.: Энергоатомиздат, 1986. 188 с.

Введенский В.Л., Ожогин В.И. Сверхчувствительная магнитометрия и биомагнетизм. М.: Наука, 1986. 200 с.

Сокол-Кутыловский О.Л. Автопараметрический датчик магнитной индукции // Датчики и системы. 2009. № 1. С. 37–38.

УДК 550.34

МЕТОДИКА ОБРАБОТКА ДАННЫХ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

Баландин Д.В. – Уральский государственный университет им. А.М. Горького, Екатеринбург

Аннотация. Описаны подходы к проведению измерений методами космической геодезии, этапы обработки GPS измерений и представлены результаты измерений.

Спутниковые навигационные системы, погрешности, программные комплексы, файлы.

TECHNIQUE DATA PROCESSING GPS OF SUPERVISION

Balandin D.V. – Urals State University, Yekaterinburg

Abstract. The approaches to measurement crustal movement with use space-based geodesy, steps of GPS data processing and present result of observations.

Satellite navigating systems, errors, program complexes, files.

Введение

Сегодня очень широкое распространение получили методы космической геодезии. Современные точности спутниковых навигационных систем позволяют успешно использовать их в изучении современных движений земной коры. Основное преимущество космической геодезии заключается в том, что она позволяет проводить измерения в любых метеорологических условиях и в любое время суток. В статье описывается опыт регистрации и обработки данных GPS по станциям, расположенным на Среднем и Северном Урале.

Описание используемой спутниковой навигационной системы

Для изучения геодинамики нами используется глобальная система позиционирования NAVSTAR (GPS NAVSTAR), кратко называемая GPS. Это спутниковая навигационная система, в состав которой входит созвездие из 31 спутника, расположенных на 6 орбитах. Спутники передают навигационные сигналы на двух частотах, частота L_1=1575,42 МГц и частота L_2=1227,60 МГц. Эти частоты выполняют функцию несущих, на которые, методом фазовой модуляции, накладывается две последовательности (в спутниках последних моделей передаются дополнительные последовательности) кодовых сигналов (P-Code и C/A-Code) и навигационное сообщение. Кодовый сигнал P-Code передается на обеих несущих частотах и обладает повышенной точностью. Кодовый сигнал C/A-Code передается только на частоте L_1 и доступен всем пользователям, именно этот сигнал используется гражданскими пользователями для навигации. Навигационное сообщение генерируется на низкой частоте (50 Гц) и методом фазовой модуляции накладывается на обе несущие частоты L_1 и L_2. Навигационное сообщение содержит данные об эфемеридах спутников, времени GPS, рассинхронизации часов на спутниках и системные сообщения.

На сегодняшний день существуют так же и другие спутниковые навигационные системы: ГЛОНАСС (Россия), GALILEO (ЕС) – однако их использование для нужд геодинамики пока невозможно. Это связано как с некоторыми еще не решенными технологическими проблемами самих систем, так и с отсутствием программного комплекса, адаптированного под работу с данными этих систем.

Существует два основных способа определения координат с помощью спутниковых навигационных систем – кодовый метод и фазовый метод наблюдений.

Кодовый метод основан на определении временного промежутка между моментами испускания сигнала со спутника и получения этого сигнала на приемнике. Данный промежуток времени умножается

на скорость распространения радиоволн, в результате чего получается расстояние от спутника до приемника, и затем вычисляются координаты приемника. Этот метод обладает предельной точностью около 5 м и используется для навигации.

Метод фазовых наблюдений основан на использовании фазы, в которой радиоволна от спутника приходит в точку наблюдения. Для точного определения расстояния от источника до приемника измеряют фазу волны в конечной точке и определяют целую часть волн, которые уложились в расстояние от источника до приемника. Современные геодезические приемники измеряют фазу, в которой пришли несущие радиоволны L_1 и L_2 и изменение фазы со временем. Этот метод обладает большей точностью, чем кодовый метод, однако возникает проблема с определением целого числа длин волн, которые уложились в расстояние между спутником и приемником. Кроме того, электромагнитные волны при прохождении через различные среды (экзосфера, ионосфера, тропосфера) испытывают преломления, что сказывается на общем времени распространения сигнала и, следовательно, на фазе, в которой волна придет в конечную точку. Все эти проблемы (нахождение целого числа волн в расстоянии и др.) решаются использованием дополнительных данных и комбинаций способов наблюдения. Конечная предельная точность, которой удается достичь при этом методе наблюдения, достигает 2–3 мм (Wells, 1999).

Наблюдаемые погрешности определения координат в GPS системах и методы их устранения

Все данные, получаемые от спутниковых навигационных систем, подвержены различным факторам, влияющим на точность измерений. Факторы влияния на радиосигнал имеют различные величины амплитуд, периодичности и природу искажений, определяющие конечную ошибку определения координат.

Ошибки определения эфемерид

Эфемериды используются для определения положения спутников в заданный момент времени. Данные об эфемеридах передаются в составе информационного сообщения. Эти данные содержат вычисленные эфемериды, которые рассчитываются в центре управления навигационной системой и загружаются на каждый спутник до нескольких раз в течение дня. Ошибка возникает из-за разницы вычисленного положения и скорости спутника с реальными параметрами. Эта разница возрастает до загрузки обновленных эфемерид на спутник. Среднеквадратичная ошибка расчетных и реальных эфемерид равнялась примерно 2,5 м в 1996 г. и снизилась до 1 м в последние годы. Исключение этой ошибки из конечного определения координат точки наблюдения достигается за счет использования в обработке точных эфемерид спутников, полученных из центров обработки данных GPS (Баландин и др., 2009; Зубович и др., 2001).

Ошибки хода часов спутников

Несмотря на то, что на спутниках используются высокоточные стандарты частоты, расхождения часов на спутниках возможно. Ошибка хода часов на 10^{-7} с вызывает ошибку в определении конечных координат на 26 м. Для исключения этой ошибки используется метод наблюдения «двойной разности», то есть сигнал одного спутника принимается на нескольких (по меньшей мере двух) приемниках, причем координаты одного из приемников заранее известны (Wells, 1999).

Ошибки хода часов приемника

Приемники, как правило, оснащаются недорогими кварцевыми часами, погрешность которых заметно больше, чем у часов спутника. Поэтому для исключения ошибок хода часов приемника используется метод наблюдениям «двойной разности», при котором на одном приемнике ведется прием сигналов с нескольких спутников – по меньшей мере двух (для исключения именно этого вида ошибки) (там же).

Влияние ионосферы на радиоволны

Радиосигнал, распространяясь от спутника до приемника, проходит верхние ио-

низированные слои атмосферы (ионосферу). Влияние ионосферы на радиосигнал спутника зависит от широты, времени года, времени суток и уровня солнечной активности во время наблюдений. Проходя через ионосферу, радиоволны испытывают дисперсию и задержку фазовой скорости, что вносит существенную ошибку в результаты определения координат. Искажения сигнала от этого эффекта вносят ошибку в конечные координаты до 50 м для спутников в зените и до 150 м для спутников с небольшом углом возвышения над горизонтом (Wells, 1999). Устранение ошибок, вызванных эти эффектом, возможно при использовании обоих частот GPS (L_1, L_2). Линейная комбинация частот L_1 и L_2 позволяет полностью исключить влияние ионосферы (там же).

Влияние тропосферы на радиоволны

Радиоволны, распространяясь через неионизированные слои атмосферы – тропосферу, также испытывают дисперсию и искажения. Влияние тропосферы зависит от температуры, давления и влажности атмосферы. Этот эффект является частотно независимым, поэтому его нельзя исключить использованием нескольких частот или их линейной комбинации. На практике используются различные модели, описывающие распространение радиоволн при разных температурах, давлении и влажности (там же). Однако при углах возвышение спутников менее 10 градусов над горизонтом, получить точную модель распространения радиоволн сложно (из-за искажений различной природы).

Аппаратура и методика измерений

Один из способов уменьшить влияние ошибок определения координат – с помощью спутниковых навигационных систем – это использование относительных измерений (Differential GPS–DGPS, данный метод наблюдения имеет схожую идеологию с астрономическим методом РСДБ). Этот метод наблюдения производится двумя и более одновременно работающими приемниками с последующим вычислением разности наблюдений. Вектор расстояния между двумя фазовыми центрами антенн часто называется базовыми линиями. Базовые линии вычисляются по разности фаз прихода радиосигнала от одного спутника к наземным станциям (Wells, 1999). Поскольку современные геодезические приемники имеют порядка двадцати каналов приема радиосигнала, то базовые линии могут быть вычислены для данных от порядка десяти спутников по двум частотам, кроме того базовые линии могут строиться с несколькими станциями одновременно. Результатом обработки является вычисленный вектор расстояния между станциями с эллипсом доверительного интервала. Ошибка определения расстояния составляет 2–4 мм на расстояниях до 20 км. Для применения данного метода на больших расстояниях, при сохранении точности, необходимо использовать дополнительные данные точных эфемерид спутников и параметров вращения Земли (Herring, King, 2008).

Для вычисления местоположения станции, необходимо чтобы координаты одной из точек наблюдения, между которыми был вычислен вектор базовых линий, были заранее известны. В задачах геодинамики обычно такими станциями являются станции, входящие в сеть IGS (International GNSS Service). Их около 400 по всему миру на январь 2010 г. Координаты этих станций определяются из совместной обработки со станциями, входящими в IGS Core. Координаты станций из сети IGS Core определяются различными независимыми методами, в том числе астрономическими (IGS …). Все станции сети IGS являются перманентными и работают круглогодично.

При создании и работе перманентных станций всегда выполнялись рекомендации Международной геофизической службы, которые основывались на опыте работ GPS-аппаратуры по всему миру. В соответствии с рекомендациями IGS приемник перманентной станции должен соответствовать следующим требованиям (там же):

- прием радиоволн обоих несущих частот L_1 и L_2;
- прием и запись данных, по меньшей

мере, от 8 спутников одновременно;

- запись данных с частотой 1/30 Гц и выше;
- маска отсечения спутников – 10 градусов над горизонтом и ниже;
- синхронность работы часов приемника по времени GPS с точностью ±1 мс.

Специальные рекомендации к антеннам перманентных станций:

- фазовый центр антенны должен быть точно известен для обеих частот;
- выполненная калибровка фазового центра антенны;
- точка крепления антенны должна быть отнивелирована;
- антенна должна быть прочно закреплена.

Выполнение этих рекомендаций при подготовке к работе перманентной станции позволяет получать данные с минимальными искажениями из-за влияния внешней среды в течение года (температурные колебания, колебания влажности тропосферы, поднятие-опускание грунта и т.п.) (IGS …).

Для определения региональной геодинамики необходимо создание густой сети GNSS станций, что требует высоких материальных затрат. Оптимальной стратегией является создание редкой сети перманентных станций, при создании параллельной сети станций с периодичным опросом в течение года. Требования к приемникам и антеннам, используемым для дискретных наблюдений, представляются те же, что и для перманентных станций.

Эксперименты показывают, что оптимальным временем наблюдения на пунктах с дискретным опросом являются сессии продолжительностью не менее 36 часов. Для корректного определения скоростей движений пунктов с дискретным опросом необходимы наблюдения не менее чем за три года (Зубович и др., 2001; Werner, 2002).

Программные комплексы для обработки наблюдений спутниковых навигационных систем

Для потребностей геодинамики и других задач, требующих высокой точности определения расстояний, существует несколько программных комплексов обработки, таких как GAMIT/GLOBK, GYPSY, Bernese. Нами был выбран пакет обработки GAMIT/GLOBK (рис. 1). Это программный пакет для всестороннего анализа GPS-данных, разработанный в MIT (Massachusetts Institute of Technology), Harvard-Smithsonian Center of Astrophysics и Scripps Institution of Oceanography, для вы-

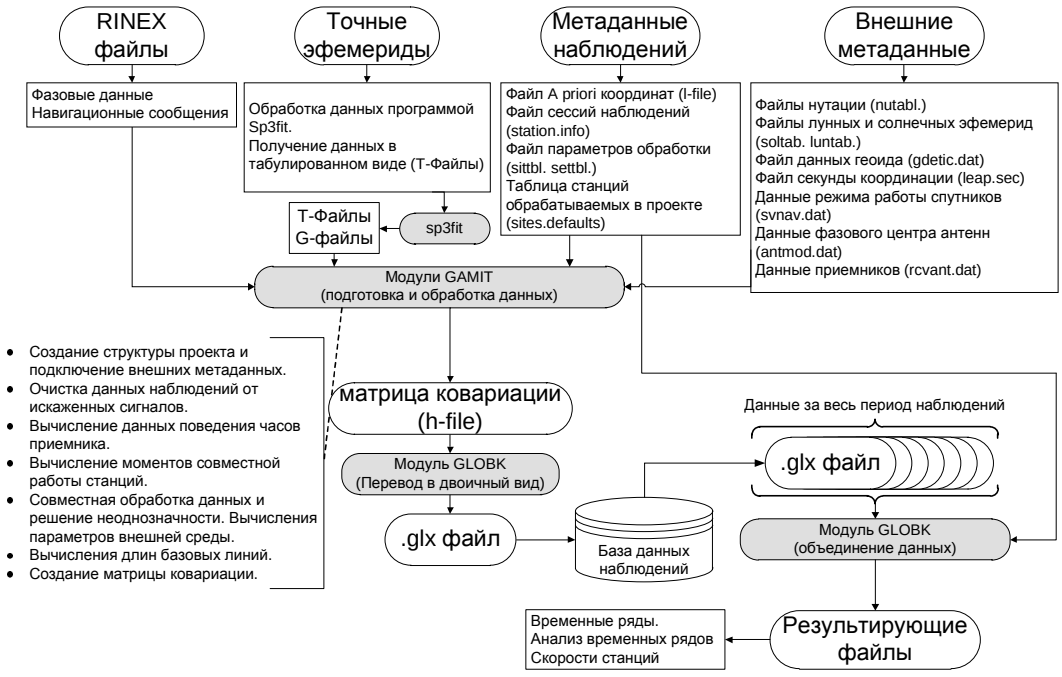


Рис. 1. Обработка GPS наблюдений в программном комплексе GAMIT/GLOBK

числения координат и скоростей станций. Программный комплекс работает в среде UNIX. В этом программном комплексе возможно учитывать всю a priori информацию о факторах, влияющих на точность вычислений координат: работу спутников и их точные орбиты, фазовые центры антенн, движения полюсов Земли, движение тектонических плит, влияние лунных и солнечных приливов (Herrin, King, 2008).

Подготовка данных для обработки

Перед началом обработки необходимо изучить соглашение именования файлов. Это соглашение позволяет разделять разные сессии наблюдений, легко организовывать файловые структуры данных и находить ошибки в обработке. Во-первых, все данные должны быть организованны по сессиям наблюдений, т.е. так, чтобы наблюдения, относящиеся к одному промежутку времени, были отделены от других данных. Самой удобной дискретизацией для обработки данных региональных сетей являются сессии длинной в одни астрономические сутки (начало суток считается по GMT).

Для начала обработки необходимо создать структуру файлов данных одной сессии. Для этого требуется создать каталог и скопировать туда следующие файлы:

1. RINEX файлы наблюдений.
2. Данные о координатах и скоростях станций, обрабатываемых в данной сессии (L-file).
3. Данные о приемниках и антеннах всех станций, обрабатываемых в данной сессии (station.info).
4. Список спутников и режимов работы спутников (session.info).
5. Файлы контроля и параметров анализа (sittbl., sestbl).
6. Файлы точных эфемерид спутников (G-file, T-file).
7. Глобальные файлы обработки:

a. Файл данных нутации (nutabl.).

b. Файлы лунных и солнечных эфемерид (luntab, soltab).

c. Файлы данных геоида (gdetic.dat).

d. Файл расхождения универсального и атомного времени UT1-UTC (leap.sec).

e. Характеристики спутников, приемников и антенн (svnav.dat, antmod.dat, rcvant.dat).

f. Файлы данных о вращении Земли (pole., ut1.).

g. Файлы данных океанических приливов (stations.oct, grid.oct).

RINEX файлы наблюдений

В результате работы приемника на пункте наблюдения получается файл, содержащий принятые навигационные сигналы и фазовые данные несущих волн со всех наблюдаемых спутников за все время работы. Как правило, каждый производитель GPS приемников поддерживает собственный формат записи данных. Для обработки данных их необходимо привести к формату, который будет правильно прочитан и интерпретирован программами обработки. На сегодняшний день стандартным форматом для обмена GPS данными является формат RINEX (Receiver Independent Exchange). Конвертацию данных в формат RINEX можно осуществлять как программными средствами, поставляемыми производителями с приемниками, так и свободно распространяемой программой TEQC. Нами используется программа TEQC, поскольку она позволяет работать с большинством современных GPS приемников. После подготовки RINEX файла с фазовыми данными к обработке необходимо правильно заполнить все поля заголовка корректной информацией согласно принятому формату (Werner, 2002).

Файл координат и скоростей станций

Данные о приближенных координатах станций содержатся в L-file. Эти данные необходимы для определения целого числа длин волн, при использовании фазового метода наблюдений.

Перед началом обработки необходимо внести в L-file координаты всех станций, обрабатываемых в данной сессии (Herring, King, 2008).

Файл данных о приемниках и антеннах на пунктах наблюдения

Данные обо всех приемниках и антеннах на пунктах, обрабатываемых в данной

сессии, необходимо внести в файл station. info. В файле содержится информация о времени начала и конца наблюдений, приемнике и его программном обеспечении, об антенне и отклонениях фазового центра. Также в файле содержится информация о высоте антенны, которая используется для проекции фазового центра над точкой наблюдений.

Перед началом обработки пользователь должен внести в файл station.info информацию о параметрах работы приемника и антенны (Herring, King, 2008).

Файл спутников и режима работы спутников

Данные о начальном моменте приема сигнала спутников, об интервалах записи, числе записанных эпох наблюдений и количестве используемых спутников находятся в файле session.info. Это файл используется при создании файлов X-file для каждой станции в сессии. Данный файл генерируется программой makex, входящей в состав пакета GAMIT (там же).

Файлы контроля и параметров анализа

Информация о весовых коэффициентах координат станций для решения задач уравнивания, угле отсечения для низколетящих спутников, об отклонении часов приемника содержится в файле контроля (sittbl.).

В обработке фазовых данных важно учитывать поведение радиоволн в различных средах и условиях внешней среды. Переменные, описывающие параметры окружающей среды, содержатся в файле данных сессии (sestbl.). В этот файл включена информация о стратегии разрешения неоднозначности целого числа длин волн, атмосферные параметры, орбитальные параметры спутников, данные об океанических приливах, параметры алгоритма очистки данных от шума (там же).

Файлы точных эфемерид спутников

Информация о точных эфемеридах спутников содержится в программе GAMIT в виде табличных файлов (T-file). Эти файлы содержат информацию о положении всех спутников с 15-ти минутным интервалом (там же). Файлы эфемерид могут быть загружены через Интернет с серверов центра обработки SOPAC.

Глобальные файлы обработки

Часть файлов используется в обработке всех сессий в течение года, такие файлы называются глобальными. Эти файлы обновляются один раз для всего года наблюдений или реже. Глобальные файлы необходимы для каждой сессии наблюдений (там же).

Файлы нутаций (nutabl.) содержат параметры нутации в табличной форме. Данные используются для трансформации между различными инерциальными системами Земли.

Файлы лунных и солнечных эфемерид (soltab., luntab.) содержат эфемериды луны и солнца на необходимый год в табличной форме.

Файл данных геоида (gdetic.dat) содержит информацию с определением стандартных параметров эллипсоида (большая полуось в метрах, коэффициент сжатия и смещение в метрах от геоцентра).

Файл секунды координации (leap.sec) содержит таблицу разницы времен TAI (Международное атомное время) и UTC (всемирное координированное время) с 1 января 1982 года.

Файлы характеристик спутников, приемников и антенн (svnav.dat, antmod.dat, rcvant.dat). Файл svnav.dat содержит таблицу данных о номере спутника, его массе и параметрах отклонения. Файл обновляется после каждого запуска нового спутника. Файл antmod.dat содержит информацию о смещениях фазового центра для каждой модели антенны. Файл rcvant.dat содержит информацию о приемниках, производителях и смещениях часов (Herring, King, 2008; International …).

Подготовка данных к обработке программным комплексом GAMIT

Перед обработкой данных необходимо создание структуры каталогов проекта GAMIT. Создание структуры каталогов, определяющей проект обработки данных GAMIT/GLOBK, производиться с помощью программы `links.com`. Результатом

успешного выполнения программы будет создание структуры каталогов и ссылок на глобальные файлы обработки. В проект обработки данных необходимо добавить файлы GPS наблюдений на станциях локальной сети и, по меньшей мере пять станций, входящих в сеть IGS.

Для создания вспомогательных файлов, используемых при обработке, необходимо выполнить программу makexp в рабочем каталоге проекта.

Пример запуска программы:

```
makexp -expt volc -orbt IGSF -yr
2009 -doy 182 -nav brdc1820.09n
-sinfo 30 00 00 2880
```

Здесь volc – название проекта (4 символа), IGSF – код типа используемых данных об орбитах спутников, 2009 – год проведения наблюдений, 182 – номер дня в который проводилось измерение, после ключа –nav указывается название файла с данными навигационного сообщения, далее с ключем –sinfo указывается продолжительность элементарного интервала в секундах (30), начало сессии в формате чч мм (00 00) и число эпох, обрабатываемых в проекте (2880).

После успешного исполнения программы makexp необходимо выполнить последовательность программ для создания файлов данных, необходимых для обработки.

Пример запуска программы:

```
makej brdc1820.09n jbrdc9.182
makex volc.makex.batch
fixdrv dvolc9.182
```

Программа makej создает файл данных отклонения часов на спутниках по информации из навигационного сообщения. Пример файла данных об отклонениях часов (J-файл) представлен на рис. 2.

На рис. 2 первые три строчки – это заголовок, в котором описывается формат данных и значения колонок. Каждая строка данных (начиная с четвертой) содержит информацию об отклонениях часов спутника на определенный момент. Отклонения часов спутников рассчитывается по формуле:

$$\Delta t_s = t'_s - t_s = a_0 + a_1(t - t_0) + a_2(t - t_0)^2,$$

где t'_s – время, полученное с данными со спутника (первые пять колонок), t_s – истинное время GPS (шестая и седьмая колонки, представлены в формате – неделя GPS, время в секундах с начала недели). Коэффициенты a_0, a_1, a_2 представлены в последних трех колонках J-файла.

После успешного завершения работы программы makej, необходимо запустить программу makex для создания X-файлов. Вспомогательные X-файлы являются основной организационной структурой обработки. X-файл создается на основе RINEX файла наблюдений для каждой станции, кроме того, данные наблюдений дополняются информацией о времени начала и конца сессии проекта (устанавливается при подготовке проекта), используемыми в обработке спутниками (некоторые спутники могут отбраковываться на основе информации из навигационного файла) и данными о длительности эпох (sampling interval) (Herring, King, 2008).

В завершении подготовки проекта, необходимо запустить программу fixdrv для создания пакетного файла обработки. Данная программа создает файл с определенной последовательностью запуска процедур обработки GPS данных, в качестве входных параметров для которых исполь-

```
YEAR  DOY HR MN SEC(UTC)   WKNO  SOW(GPST)        PRN   XEAF0          XEAF1          XEAF2
(i4,1x,i4,2i3,1x,f10.7,2x,i4,1x,f14.7,2x,i2.2,2x,3d16.8)
2009 182  1 59 29.0000000 1538 266384.0000000 01 -0.70127193D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
2009 182  3 59 45.0000000 1538 273600.0000000 01 -0.70095062D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
2009 182  5 59 45.0000000 1538 280800.0000000 01 -0.70063397D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
2009 182  7 59 45.0000000 1538 288000.0000000 01 -0.70031732D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
2009 182  9 59 45.0000000 1538 295200.0000000 01 -0.70000067D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
2009 182 11 59 45.0000000 1538 302400.0000000 01 -0.69968402D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
2009 182 13 59 13.0000000 1538 309568.0000000 01 -0.69937203D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
2009 182 13 59 45.0000000 1538 309600.0000000 01 -0.69937203D-04  0.44337867D-11  0.00000000D+00
```

Рис. 2. Пример J-файла

зуются созданные ранее вспомогательные файлы (Herring, King, 2008).

Обработка данных программным комплексом GAMIT

Для начала обработки необходимо запустить пакетный файл, в котором установлена последовательность всех запускаемых процедур с указанием файлов, в которых хранится информация. Каждая из запускаемых процедур обработки пишет информацию о статусе выполнения в файлы GAMIT.status, GAMIT.warning и GAMIT.fatal. В случае прерывания обработки из-за ошибки, по файлам статуса выполнения возможно быстро найти причину ошибки.

Перед началом расчетов результаты наблюдений очищаются от данных, искаженных вследствие отклонения спутников от орбит, либо сигналов, искаженных внешней средой. Это позволяет избежать искажения данных при среднесуточном усреднении.

Пример запуска программы:

```
yawtab yigsf9.182       tigsf9.182
yigsft.182       30
```

К очищенным данным применяются параметры, рассчитанные по моделям атмосферы (задержка радиосигнала в зените из-за влажности, давления, температуры и широты) (там же). Такой подход позволяет максимально уменьшить влияние тропосферы на результаты измерений.

Пример запуска программы:

```
model < bvolc9.002
```

После применения параметров, обусловленных влиянием внешней среды, данные очищаются от измерений, искаженных вследствие зашумления или переотражения радиосигнала. Искажения радиосигнала вблизи приемника вносит ошибку до 5 м (Wells, 1999) и поэтому нуждается в исключении из расчетов.

Пример запуска программы:

```
autcln  autcln.cmd.prefit  .
dvolc9.182    9 >! autcln.out
```

Данные, очищенные от искажений вследствие движения спутников, прохождения тропосферы и переотражения, обрабатываются программой solve для определения целого числа длин волн между спутником и приемником. Также с помощью программы solve происходит очистка данных от влияния ионосферы. Результатом выполнения программы solve является h-файл содержащий матрицу ковариации и используемый для дальнейшей обработки программой GLOBK (Herring, King, 2008).

Результаты обработки GAMIT

После успешного выполнения пакета процедур обработки GAMIT создаются файлы отчетов и промежуточных результатов. Важнейшими файлами, созданными в результате обработки, являются файлы контроля качества (Q-файлы) и файл, содержащий: координаты станции, решение неоднозначности целого числа циклов радиоволн, атмосферную модель и матрицу ковариации станций (H-файл) (там же). Q-файл используется для оценки качества решений. H-файл содержит «решение со слабыми ограничениями», т.е. координаты станций обработки не вычислены в какой-либо системе координат, однако расстояния базовых линий между станциями вычислены очень точно.

В дальнейшем данный «каркас» может быть спроектирован на любую систему координат (обработка программным комплексом GLOBK). H-файл является главным результатом работы программ из пакета GAMIT. В дальнейшем H-файл используется для обработки программным пакетом GLOBK.

Обработка данных программным комплексом GLOBK

Основная задача программного комплекса GLOBK – это объединение результатов обработки данных отдельных эпох и компаний наблюдений (результаты обработки программного комплекса GAMIT) и оценка координат станций за весь период наблюдений.

Входными данными для программного комплекса служат: координаты станций, решения неоднозначности целого числа циклов, атмосферная модель и матрица ковариации этих параметров (H-файлы, файл-результат конечной обработки программного комплекса GAMIT), параметры вращения Земли (файл данных pmu – дос-

тупен на сайте службы вращения Земли) (Herring, King, 2008), орбитальные параметры Земли (прецессия, нутация – доступен на сайте службы движения полюсов) (там же), начальные координаты некоторых станций из данного проекта и их скорости (станции стабилизации), рассчитанные из предыдущих наблюдений (itrf05.apr файл).

Для получения временных рядов координат станций используется процедура globk из комплекса GLOBK. Программа производит выборку и комбинирование данных с длинами базовых линий и скоростей их изменения между различными станциями обработки, после чего на некоторые станции из обработки (станции стабилизации) накладываются ограничения по координатам в определенную эпоху (координаты и скорости движения этих станций должны быть точно определены). Таким образом производится проецирование данного каркаса на определенную систему координат (там же).

Для вычисления скоростей станций используется процедура globk из комплекса GLOBK. Данная процедура производит усреднение данных за весь период наблюдений, оценивает как изменялись длины базовых линий между станциями за этот период наблюдений и вычисляет относительные скорости станций. Далее на некоторые станции из обработки (станции стабилизации) накладываются ограничения по координатам и скоростям. В зависимости от того, в какой системе координат были указаны скорости стабилизирующих станций, будут рассчитаны скорости всех станций в решении (там же). Например, можно указать скорости станций в системе ITRF 2005, тогда скорости всех станций будут подсчитаны в этой системе координат; однако для региональных проектов иногда удобнее и показательней использовать систему координат региона, тогда движение отдельных блоков становится более наглядным.

Поскольку вычисление скоростей станций и временных рядов координат производится независимо, то в случае коротких временных рядов (промежуток между измерениями меньше года) может быть расхождение между данными скоростей, полученных по аппроксимации временных рядов (из-за наложений сезонных и других периодичных смещений, влияющих на все станции в обработке), и данными, рассчитанными по скорости изменений базовых линий между станциями с помощью программы globk. В данном случае, для получения достоверного решения необходимо увеличивать продолжительность наблюдений.

Как показано в работах (Зубович и др., 2001; Овчаренко, Баландин, 2009а; Zubovich, 2002), для вычисления скоростей движений с точностью до 0,5 мм/год необходимы наблюдения в течение 3 лет и порядка 12 сессий наблюдений за данный период (для станций с дискретным опросом) (Овчаренко, Баландин, 2009а).

Пример обработки данных GPS наблюдений профиля Кытлым-Сысерть

С 2006 года ведется работа по широкомасштабному изучению современных движений земной коры на Урале с помощью методов космической геодезии. В сеть GPS мониторинга входят несколько перманентных станций и большое число пунктов с дискретным опросом.

В данной работе представлен результат обработки данных по профилю Кытлым-Сысерть вдоль среднего Урала. Все измерения на пунктах наблюдения были проведены сотрудниками лаборатории ядерной геофизики Института геофизики УрО РАН (Баландин и др., 2009; Овчаренко, Баландин, 2009а; 2009б; Уткин и др., 2010).

Последняя компания измерений по данному полигону была проведена в октябре 2009 года. Измерения проводились с использованием GPS приемника Trimble 5700, оснащенного антенной Trimble Zephyr Geodetic. Стандартная сессия наблюдений имеет продолжительность 24 часа и более.

Перед началом обработки данных было оценено качество данных и определена сеть стабилизирующих станций (все стабилизирующие станции включены в сеть

IGS), получены данные для всех станций IGS, участвующих в обработке, заполнены все вспомогательные таблицы метаданных, произведено редактирование данных всех станций сети. В качестве стабилизирующих станций в обработке использовались:

станция ARTU (Арти, Свердловская обл.);

станция NRIL (Норильск, Красноярский край);

станция POL2 (Бишкек, Кыргызстан);

станция KIT3 (Китаб, Узбекистан);

станция SVTL (Светлогорск, Ленинградская обл.);

станция SODA (Соданкиля, Финляндия);

станция NVSK (Новосибирск, Новосибирская обл.).

Результатом обработки являются значения координат за весь период наблюдений, объединенные во временные ряды по трем компонентам – северная, восточная и высотная.

Пример временного ряда для станции VOLC, полученного после обработки данных наблюдений в программном комплексе GAMIT/GLOBK, показан на рис. 3.

Определение вертикальной (высотной) компоненты, в силу физических особенностей систем спутниковой навигации, связано с самыми большими ошибками.

Кроме того, вследствие методологии наблюдений (дискретные наблюдения подразумевают переустановку антенны для каждого наблюдения в точке), высота установки антенны уникальна для каждого нового наблюдения. Поэтому мы заранее отказываемся от определения скорости изменения высоты в точке наблюдений и считаем, что вертикальные движения должны изучаться другими технологиями мониторинга, либо более дорогостоящей стратегией наблюдений.

По результатам наблюдений были получены значения скоростей изменения координат в системе координат ITRF2005, приведенные в таблице 1.

```
Globk Analysis
VOLC_GPS to N Solution  1 +   6326016.672 m

 2006  7  7 11 59   6326016.67214    0.00274   -0.00107   0.00274
 2006  7  8 11 59   6326016.67460    0.00186    0.00137   0.00186
 2007  8  6 11 59   6326016.67544    0.00210   -0.00237   0.00210
 2008  6 19 11 59   6326016.68249    0.00196    0.00098   0.00196
 2009  7  1 11 59   6326016.68601    0.00210    0.00012   0.00210

Wmean    6326016.6786 m +- 0.0025 from    5 data. WRMS   5.6 mm, NRMS  2.68
Slope     4.25 +-     0.82 mm/yr, WRMS   1.8 mm, NRMS  0.86, dur  2.98 <> 2007.77 yr

Globk Analysis
VOLC_GPS to E Solution  1 +   3654711.693 m

 2006  7  7 11 59   3654711.69349    0.00212    0.00163   0.00212
 2006  7  8 11 59   3654711.69179    0.00147   -0.00013   0.00147
 2007  8  6 11 59   3654711.71837    0.00166    0.00062   0.00166
 2008  6 19 11 59   3654711.73568    0.00151   -0.00292   0.00151
 2009  7  1 11 59   3654711.76558    0.00173    0.00227   0.00173

Wmean    3654711.7214 m +- 0.0135 from    5 data. WRMS  30.1 mm, NRMS 18.19
Slope    23.94 +-     0.95 mm/yr, WRMS   2.4 mm, NRMS  1.44, dur  2.98 <> 2007.75 yr

Globk Analysis
VOLC_GPS to U Solution  1 +       518.349 m

 2006  7  7 11 59       518.34914    0.01613    0.01192   0.01613
 2006  7  8 11 59       518.34757    0.00690    0.01031   0.00690
 2007  8  6 11 59       518.33174    0.00802   -0.02114   0.00802
 2008  6 19 11 59       518.35641    0.00772   -0.00907   0.00772
 2009  7  1 11 59       518.39378    0.00782    0.01336   0.00782

Wmean        518.3566 m +- 0.0108 from    5 data. WRMS  24.1 mm, NRMS  2.92
Slope    14.48 +-     6.98 mm/yr, WRMS  17.8 mm, NRMS  2.16, dur  2.98 <> 2007.85 yr
```

Рис. 3. Пример временного ряда

Таблица 1. Скорости движения станции GPS

Название станции	Широта (градусы)	Долгота (градусы)	Скорость, северная компонента (мм/год)	Скорость, восточная компонента (мм/год)	Число измерений
ARTU	56,430	58,560	6,72 ± 0,02	24,51 ± 0,02	более 3000
KYTL	59,499	59,208	5,50 ± 1,31	25,45 ± 1,01	5
SINY	58,132	59,631	5,96 ± 2,46	24,15 ± 1,86	3
SYSE	56,500	60,799	6,51 ± 1,41	27,45 ± 1,07	5
VISI	57,656	59,522	8,97 ± 2,13	26,91 ± 1,66	4
VOLC	56,828	60,004	4,25 ± 0,82	23,95 ± 0,66	5

По профилю Кытлым-Сысерть была составлена карта скоростей пунктов GPS мониторинга за период 2006–2009 гг. (рис. 4).

Из представленных результатов видно, что все вектора движений GPS-станций направлены на восток-северо-восток и направления станций практически совпадают в пределах эллипсов доверительных интервалов. Кроме того, вычисленные скорости мобильных станций незначительно отличаются от скоростей перманентных станций ARTU и EKTB. Это свидетельствует о корректности методики сбора данных на станциях и единстве регионального движения региона.

На графиках, построенных по результатам обработки (рис. 5), видно, что северная компонента движения имеет значения в 5 раз меньшее, чем восточная.

При одинаковой величине ошибок у обоих компонент это приводит к большему искажению результатов по северной компоненте.

Необходимо отметить, что согласно эмпирическим исследованиям, для достоверности определения скоростей в пределах 1 мм необходимо не менее 12 наблюдательных компаний в течение, как минимум, 3 лет (Зубович и др., 2001; Werner Gurtner, 2002).

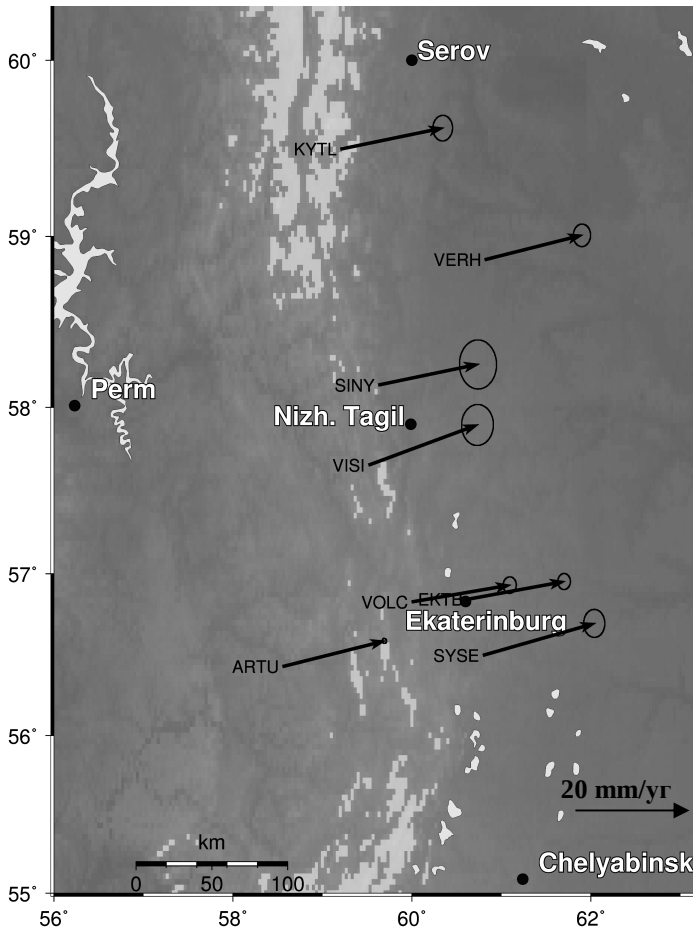


Рис 4. Карта скоростей пунктов GPS мониторинга по профилю Кытлым-Сысерть за период 2006–2009 гг.; станции ARTU (ИГФ УрО РАН) и EKTB (ИГД УрО РАН) являются перманентными станциями

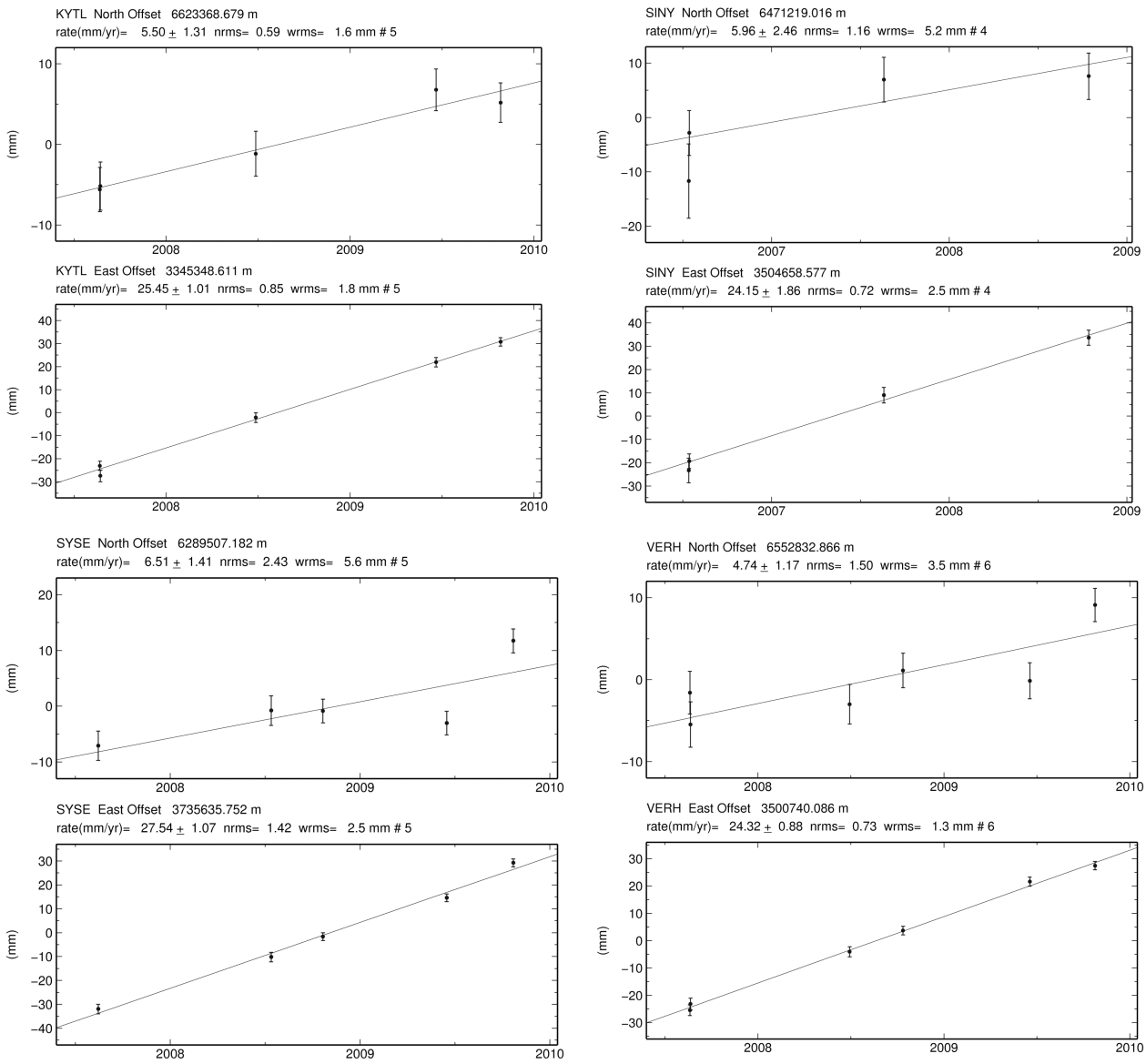


Рис. 5. Временные ряды изменений координат станций GPS-мониторинга

Заключение

В статье описана методика сбора и обработки данных наблюдений спутниковых навигационных систем и приведен пример применения описанных методов для получения данных о геодинамике в уральском регионе. Применение описанных методик позволило определить скорости тектонических движений отдельных литосферных блоков в уральском регионе. На данный момент установлено, что скорости станций с периодическим опросом в направлении восток-запад составляют 24–28 мм/год, а в направлении север-восток – 4–9 мм/год, что совпадает с данными, зарегистрированными перманентной станцией ARTU.

Работа выполнялась в рамках интеграционного проекта 09-И-5-2005 УрО РАН.

Литература

Баландин Д.В., Белоусова (Ситникова) А.А., Тягунов Д.С., Катанчик Д.Л. Уточненные результаты исследования геодинамики Северного и Среднего Урала // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Пятые науч. чт. памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 442–445.

Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К. Поле деформаций, глубинное строение земной коры, про-

странственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1634–1640.

Овчаренко А.В., Баландин Д.В. Высокоточный мониторинг на Среднем Урале // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы XXXVI сессии Международного семинара. Казань 26-31 января 2009. Казань: КазГУ, 2009а. С. 402–405.

Овчаренко А.В., Баландин Д.В. Первые результаты площадного высокоточного GPS-мониторинга // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Пятые науч. чт. памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2009б. С. 375–378.

Уткин В.И. Новейшая геодинамика и наследованное движение Евро-Азиатского континента // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 78–83.

Уткин В.И., Белоусова А.А., Тягунов Д.С., Баландин Д.В. Исследование геодинамики Северного и Среднего Урала по данным GPS // ДАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 246–251.

Herring T.A., King R.W. GAMIT/GLOBK manual. M.I.T. 2008. 68 p.

IGS Site Guideline / IGS Central Bureau. Jet Propulsion Lab Caltech. URL: http://igscb.jpl.nasa.gov/network/guidelines/guidelines.html

International Earth Rotation and Reference Systems Service / IERS. URL: http://www.iers.org/IERS/EN/DataProducts/data.html .

Wells D. Guide of GPS Positioning. Dep. Of Geodesy and Geomatics Engineering University of New Brunswick. 1999. 210 p.

Werner Gurtner. RINEX. The Receiver Independent Exchange Format. Version 3.00. Astronomical Institute. University of Bern. 2002. 32 p.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ

ЮБИЛЯРЫ

Третьего августа 2010 года исполнилось 50 лет
ВИКТОРУ СЕРГЕЕВИЧУ ИВАНЧЕНКО

В группе феррометрии Института геофизики УрО РАН впервые появился романически настроенный студент третьего курса физического факультета УрГУ Витя Иванченко. Это был 1979 г. Как будущего специалиста по физике магнитных явлений, его привлек петромагнитный аспект исследований. Подключившись к работе, он получил материал, на основе которого был написан курсовой проект, а затем и защищена дипломная работа. С 1981 г. стажер-исследователь В.С. Иванченко уже полноправный сотрудник группы. Определилось и основное направление научных исследований Виктора Сергеевича – термомагнитный анализ и динамика намагниченного состояния вещества под воздействием внешних факторов, – которое со временем сформировалось как изучение магнитоакустической эмиссии природных ферримагнетиков. Это – новое направление в петромагнитных исследованиях. Соответственно, появились и публикации, а 2007 г. была успешно защищена кандидатская диссертация. При проведении научных исследований Виктор Сергеевич проявил себя не только как превосходный экспериментатор и вдумчивый аналитик, но и отличный организатор. И поэтому в 1998 г., в очень не простое для Института время, его пригласили на должность заместителя директора по общим вопросам. И то, что хозяйственные службы института не «рассыпались», в институте появлялись средства на ремонт – это его огромная заслуга.

Научные и административные проблемы и заботы не заглушили романтический настрой Виктора Сергеевича. В первые годы работы стремление к романтике реализовалось в активном участии в экспедиционных работах И.Ф. Таврина в Республике Коми, а затем и сам он успешно сотрудничал с Ухтинской геолого-геофизической экспедицией. В последующие годы Виктор Сергеевич с энтузиазмом занимается применением геофизических методов при археологических раскопках на Урале.

И при всей такой научной и административной загруженности он не забывает о своих «старых» увлечениях – путешествиях и рыбалке. А рыбак он выдающийся, без всяких рыбацких преувеличений!

Так пожелаем же Виктору Сергеевичу в его юбилей здоровья, творческих и деловых успехов и всего-всего самого наилучшего!

****

Первого августа 2010 года – юбилейная дата инженера первой части Института геофизики
СМИРНОВОЙ ИРИНЫ АЛЕКСАНДРОВНЫ

Начиная с 1977 года, в течение 29 лет И.А. Смирнова добросовестно выполняла обязанности лаборанта лаборатории гравиметрии и региональной геофизики Института.

В 2006 году по просьбе руководства Ирина Александровна занялась освоением нового для нее вида деятельности – инженера 1 части. Можно с уверенностью сказать, что в

настоящее время она квалифицированный специалист по безопасности. Добросовестность, аккуратность, надежность, ответственное отношение к порученному делу – качества, которыми обладает И.А. Смирнова, и благодаря которым пользуется уважением коллег.

От всей души поздравляем Ирину Александровну с юбилеем! Желаем здоровья и счастья.

****

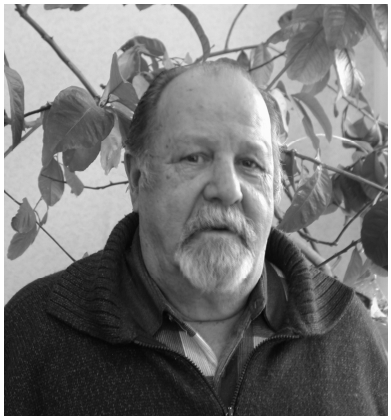
30 августа исполнилось 60 лет научному сотруднику лаборатории региональной геофизик

НОСКЕВИЧУ ВЛАДИСЛАВУ ВИТАЛЬЕВИЧУ

Владислав Витальевич окончил геофизический факультет Свердловского горного института в 1977 году. В 1988 году защитил кандидатскую диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук.

В настоящее время В.В. Носкевич активно работает по программе «Междисциплинарное исследование археологических памятников эпохи бронзы Южного Урала», проводит полевые работы на археологических объектах.

Коллеги по работе и редакция Уральского геофизического вестника сердечно поздравляют Владислава Витальевича и желают ему здоровья и дальнейших успехов в научной деятельности.



****

12 июня исполнилось 70 лет ведущему научному сотруднику лаборатории электрометрии, доктору технических наук

ЧЕЛОВЕЧКОВУ АЛЕКСАНДРУ ИВАНОВИЧУ

Окончив в 1965 г. с отличием Уральский политехнический институт по специальности «Радиоэлектронные устройства», Александр Иванович был направлен в Институт геофизики УФАН стажером-исследователем. В 1973 г. он защитил кандидатскую диссертацию на тему «Применение фазовых измерений вызванной поляризации на рудных месторождениях Урала и Приморья», а в 1994 году – докторскую на тему «Аппаратурно-методическое обеспечение низкочастотной и импульсной электроразведки с заземленными питающими линиями». За время работы в институте Человечковым опубликовано около 120 печатных работ, в том числе описания сорока девяти изобретений. Он является соавтором 16 отчетов по научно-исследовательским работам, принимал участие в государственных испытаниях аппаратуры ЭВП-801, ЭВП-802, АМЗ-1, АММЗ, АМЗ-К. Александр Иванович разработал цифровые фазочувствительные системы для измерения напряженности переменного электромагнитного поля низкой частоты; цифровые измерители для метода вызванной поляризации в режиме разнополярных импульсов; аэрокомплекс АММЗ-2 для фазочувствительных измерений магнитного поля с борта вертолета. Кроме того им была разработана методика полевых работ и получены результаты, свидетельствующие об эффективности предложенного метода, защищенного двумя патентами. Все его разработки оригинальны в техническом отношении и эффективны в геологоразведочной практике.

Поздравляем Александра Ивановича с юбилеем, желаем здоровья, благополучия и новых творческих успехов.

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 с 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 ГОСТ Р 7.0.5–2008.

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

Научное издание

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 2 (17)

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН

Редактор А р е в к о в а Э. О.
Компьютерная верстка, макетирование А р е в к о в а Э. О.
Компьютерная графика У т к и н В. И.
Корректор С т р о к и н а Л. Г.

Подписано в печать 01.12.2010.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 9,3
Уч. - изд. л. 8,4. Тираж 200
Заказ № 128

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

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620102, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, д. 83

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 – 4 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»