

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
Институт геофизики УрО РАН
Горный институт УрО РАН
Пермский государственный университет
Российский фонд фундаментальных исследований
Уральское отделение Евро-Азиатского геофизического общества
(ЕАГО)

XI УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

Сборник докладов

Екатеринбург
2010

УДК 550.083

ББК 26.2

Г76

XI Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. - Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2010, -277 с.

ISBN 978-5-7691-2128-9

Приведены доклады, представленные на Одиннадцатой Уральской молодежной научной школе по геофизике, состоявшейся в г.Екатеринбурге с 15 по 19 марта 2010 г.

Представленные материалы посвящены рассмотрению широкого круга вопросов современной геофизики, таких как: глубинное строение земной коры, сейсмометрические исследования, интерпретация геофизических полей, геодинамика, тепловое поле земли, магнитометрические исследования, электрометрические исследования, экологические исследования, а также новые методы исследований и гипотезы, основанные на новейших геофизических данных.

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

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко – Ответственный редактор

Н.Н. Винничук

А.Л. Рублев

ISBN 978-5-7691-2128-9

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

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

Члены Оргкомитета

Уткин В.И. – Советник РАН, член-корреспондент РАН, Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург.

Энов М.И. – академик РАН, директор Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, г.Новосибирск.

Леонов Ю.Г. – академик РАН, директор Государственного института геологии, г.Москва.

Городницкий А.М. – д.г.-м.н. профессор, академик РАЕН, заслуженный деятель науки РФ, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г.Москва.

Маловичко А.А. – член-корреспондент РАН, Геофизическая служба РАН. г.Обнинск

Глухих И.И. – к.г.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, председатель Уральского отделения ЕАГО, г.Екатеринбург.

Гершанок В.А. – профессор, д.т.н., Пермский госуниверситет, г.Пермь.

Долгаль А.С. – Горный институт УрО РАН, г.Пермь.

Костицын В.И. – профессор, д.т.н., Пермский госуниверситет, г.Пермь.

Ученый секретарь Оргкомитета:

Винничук Наталия Николаевна – Институт геофизики УрО РАН.

Молодежное бюро:

Рублев А.Л. – Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург.

Козлова И.А. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

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

Климшин А.В. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Липаев С.А. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Муравьев Л.А. – Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург.

Осипов В.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург.

Варлашова Ю.В. – Горный институт Пермского НЦ УрО РАН, г.Пермь.

Дягилев Р.А. – Горный институт Пермского НЦ УрО РАН, г. Пермь.

Пугин А.В. – Горный институт Пермского НЦ УрО РАН, г.Пермь.

Верхоланцев А.В. – Пермский Госуниверситет, г.Пермь.

Замятин А.Л. – Институт горного дела УрО РАН. г.Екатеринбург.

Антоновская Г.В. – Институт экологических проблем Севера АрхНЦ УрО РАН, г.Архангельск.

Удоратин В.В. – Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар

Адрес Оргкомитета:

Институт геофизики УрО РАН

Ул. Амундсена, 100, 620016 Екатеринбург

Телефон: (343) 267 88 89, 267 88 66

Факс: (343) 267 88 72

Е-mail: uralschool2010@mail.ru

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко (Ответственный редактор)

Н.Н. Винничук

А.Л. Рублев

МОНИТОРИНГ ЭЛЕМЕНТНОГО И ВАЛОВОГО СОСТАВА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАСКУРА

Абдикенов Олжас Баянулы, зам. начальника геофизической службы ПО
«Жезказганцветмет», **Ефименко С.А.**, **Сыздыков Н.Е.**

101310, Казахстан, Карагандинская обл., г. Сатпаев-10, ул. Абая 42/60,
8(71063)22276, 8(71063)22704ф, serg_yef@mail.ru

Научный руководитель: **Портнов В.С.**, проф. Карагандинского ГТУ, д.т.н.

Месторождение меди Таскура находится в Жана – Аркинском районе Карагандинской области в 130 км к юго – востоку от города Жезказган в непосредственной близости от месторождения Жаман-Айбат. Месторождение расположено в чашеобразной впадине диаметром около 1,2км. Рудное тело местами выходит на дневную поверхность, но чаще перекрыто четвертичными суглинками и неогеновыми глинами. Медное оруденение локализуется исключительно в серых разновидностях на глубине 0-31,3м и ограничивается появлением красцветных пород, по которым проводится нижняя граница продуктивной пачки. Среднее содержание меди в рудах всех сортов 1,37%. Руды отличаются низкой сереброносностью. Сопутствующие элементы: Sc, P, Mn, Pb, Ti, Zr, Ta, Cr, Ni, Ge, Bi, Ba, Be, Nb, Mo, Yb, Y, Zn, Ag, Co, Sr, Tl.

Задача исследований. Реалии рыночной экономики вынуждают предприятия цветной металлургии Казахстана вообще и медной подотрасли, в частности, к переходу на комплексное использование минерального сырья. Так как месторождение Таскура по запасам меди было оценено как мелкое, то тщательного изучения валовых содержаний сопутствующих компонентов в рудах и вмещающих породах на стадии разведки и подсчета запасов не было произведено. Переработка руд месторождения производится на жезказганских обогатительных фабриках №1 и №2, но оценка возможных экологических рисков для населения города Жезказган также не произведена. С учетом перечисленных обстоятельств, исследования имели целью решение следующих, имеющих важное производственное и экологическое значение, задач:

1. Выявление сопутствующих элементов в рудах и горных породах месторождения Таскура и оценка промышленной перспективы у этих сопутствующих элементов.

2. Оценка возможных экологических рисков для населения г. Жезказгана в связи с переработкой руды месторождения Таскура на жезказганских обогатительных фабриках № 1 и № 2 и хранения отвальных хвостов в хвостохранилище.

3. Проверка факта низкой сереброносности руд месторождения. Оценка коэффициента корреляции между медью и серебром и коэффициента удельного содержания серебра.

Инструмент исследований. В связи с тем, что одной из задач исследований являлась проверка факта низкой сереброносности руд месторождения, требовался анализатор валового состава руд с очень низкими пределами обнаружения элементов. Таковым является энергодисперсионный рентгенофлюоресцентный лабораторный спектрометр РЛП-21 (ТОО «Физик»,

г. Алма-Ата, Казахстан), обеспечивающий определение содержаний 34 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, In, Sn, Sb, Ta, Hg, Bi, W, U, Th).

РЛП-21 – это датчик, спектрометрическое устройство (СУ), персональный компьютер и принтер. В датчике размещаются: СУ, блок возбуждения (4-6 изотопных источников америций-241), промежуточная мишень (Cs или Ba), блок управления, Si–Li полупроводниковый детектор (ППД) площадью 100мм², механизм перемещения турели с пробами, сосуд Дюара. СУ (основа РЛП-21) выполнено в виде отдельной платы, включающей: микропроцессор DS5002FP, программируемую логическую интегральную схему (ПЛИС) типа FPGA, полный набор технических средств, необходимых для обеспечения работы ППД. Время анализа пробы – 415 сек.

РЛП-21 обеспечивает низкие пределы обнаружения элементов (рассчитаны по критерию 3σ): Ag 1,2 ppm (государственный стандартный образец ГСО-3029; C_{Ag} = 2,1 ppm), Cd – 1,35 ppm (ГСО-4822 ДВГ; C_{Cd} = 5,0 ppm); Zn 0,0058% (ГСО-2887; C_{Zn} = 0,011%), Pb 0,0084% (ГСО-2887; C_{Pb} = 0,037%). Он хорошо зарекомендовал себя на рудах месторождения Нурказган, содержащих в среднем 2,8 ppm Ag. Ни один EDXRF спектрометр при такой низкой сереброносности руд и экспозиции измерений 415 сек. не может обеспечить должную точность анализа на серебро.

Методика исследований – ежедневный (с 01.05.2008г) мониторинг элементного и валового состава руд и вмещающих пород месторождения Таскура посредством рентгенорадиометрического анализа истертых проб керна разведочных скважин и товарной руды на спектрометре РЛП-21 с полной распечаткой результатов анализа; обработка результатов с помощью программы Excel. На момент написания данной работы исследовано свыше 4870 проб.

В результате исследований установлено следующее:

1. Во всех пробах руд и пород месторождения установлено повышенное содержание стронция. Максимальное наблюдаемое содержание стронция составило 5,14%. Корреляция между содержаниями стронция и меди отсутствует. Высокие содержания стронция установлены как в рудах, так и во вмещающих породах.

2. В ряде проб установлены промышленные содержания тантала (до 220 ppm).

3. Промышленно значимых содержаний других сопутствующих элементов не обнаружено.

4. Руды месторождения являются бедными на серебро. Коэффициент корреляции между медью и серебром $K_{Cu(Ag)} = 0,975$. Коэффициент удельного содержания серебра $K_{уд} = C_{Ag} \text{ (г/т)} / C_{Cu} \text{ (\%)} = 5,04$.

5. Переработка руд месторождения Таскура с повышенными содержаниями стронция и хранение хвостов обогатительного передела в хвостохранилище ведет к повышенным экологическим рискам для населения г. Жезказган.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ УЧЕТА ВЛИЯНИЯ ОБЪЕКТОВ-ПОМЕХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ «КРЕСТ» ПО МЕТОДУ ЗСБ

Аврунева Инна Евгеньевна, инженер, ФГУП «СНИИГГиМС»

г. Новосибирск, ул. Потанинская ба, тел. (383)222-42-03

E-mail: a-inna@list.ru

Научный руководитель: к.т.н., доцент **М.Г. Персова**

В настоящее время стратегически важным объектом исследования на нефть и газ является Восточная Сибирь. Геоэлектрические условия Восточной Сибири (в отличие, например, от Западной Сибири) благоприятны для постановки электроразведочных методов, поскольку основная толща разреза представлена относительно высокоомными породами, что дает принципиальную возможность восстановления изменений проводимости в целевых горизонтах, залегающих на большой глубине. Учет же влияния неоднородностей верхней части разреза может быть выполнен за счет использования площадных технологий зондирования и применения методов многомерной интерпретации, основанных на трехмерном компьютерном моделировании соответствующих электромагнитных полей. Поэтому актуальной задачей является проектирование площадных зондирований таким образом, чтобы было возможно адекватно восстановить распределение проводимости.

Площадная система наблюдений с использованием только соосных измерений требует очень высоких затрат, поэтому целесообразней использовать схему с многоразносными зондированиями. Однако в таком случае возникает вопрос, каким образом следует располагать выносные приемники. Поэтому, целью данной работы было проанализировать, каким образом влияет боковое изменение проводимости и насколько точно его можно определить, используя систему измерений «крест».

Исследования проводились в программном комплексе GeoEM [1]. Данная программа снабжена интерактивным графическим интерфейсом, который предназначен для задания параметров горизонтально-слоистой вмещающей среды в виде толщин и удельных сопротивлений слоёв, а также параметров трёхмерных объектов в форме параллелепипедов и шестигранников. С помощью этого интерфейса задаются и все параметры приёмно-генераторной установки. Время счета одной задачи составляет от 10-15с до 1-2 минут (для модели содержащей небольшое количество объектов), что позволяет достаточно быстро проводить расчеты, необходимые для данного исследования.

Определим, каким образом боковой объект в верхней части будет оказывать влияние на точки системы наблюдений «крест».

Вмещающая горизонтально-слоистая среда, параметры которой представлены в таблице 1, содержит объект-помеху с сопротивлением 3 Ом·м, расположенный так, как это показано на рисунке 1. Рассмотрим положение генераторной установки, обозначенное на рисунке 1. Подберем по точкам,

расположенным вдоль профиля съемки, эквивалентную модель предполагая, что неоднородность расположена под точками профиля. Поскольку рассматривается симметричная ситуация, то соответственно объект будем подбирать и с учетом того, что он расположен и под точками соседнего профиля.

Таблица 1 - Параметры вмещающей среды

	Н, м	ρ , Ом·м
1	150	150
2	200	15
3	2000	100
4	250	20
5	∞	1000

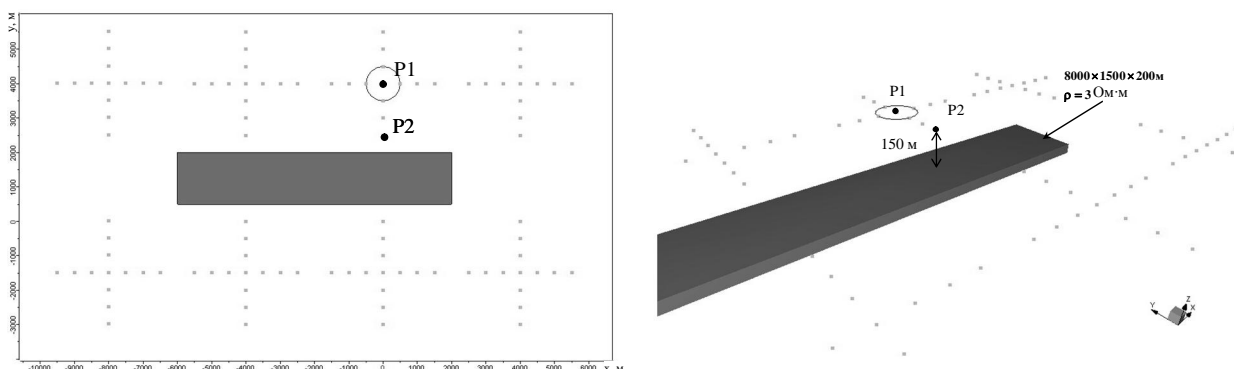


Рисунок 1 - Геоэлектрическая модель, содержащая объект-помеху в верхнем слое, и схема наблюдений, использующая установку «крест»

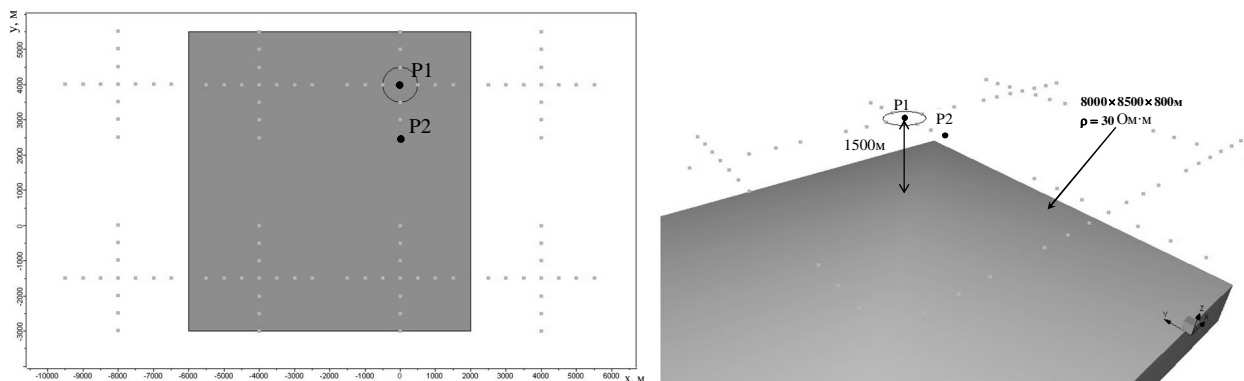


Рисунок 2 - Подобранная по профилю эквивалентная геоэлектрическая модель, содержащая глубокий проводящий объект, имитирующий поднятие слоя

Подобранная по точкам, расположенным вдоль профиля, эквивалентная модель с глубинным объектом с сопротивлением 30 Ом·м показана на рисунке 2. Во всех центральных приемных точках профиля наблюдается хорошее совпадение кривых, полученных в эквивалентной модели и в исходной. Таким образом, при использовании только профильных наблюдений в этом случае будет найдена ложная аномалия на целевых глубинах.

Теперь рассмотрим характер поведения сигнала в боковых точках, расположенных ортогонально профилю. На рисунке 3 приведены графики ЭДС

в самой удаленной точке относительно генераторной петли, которая обозначена на рисунке 1 – как P2. Как видно из рисунка 3, б характер поведения ЭДС в этой точке для исходной модели и для эквивалентной модели, подобранной только с использованием точек профиля довольно сильно отличается, и поэтому можно сделать вывод, что боковые точки позволяют разделить эти две ситуации: т.е. подобранная модель становится не эквивалентной.

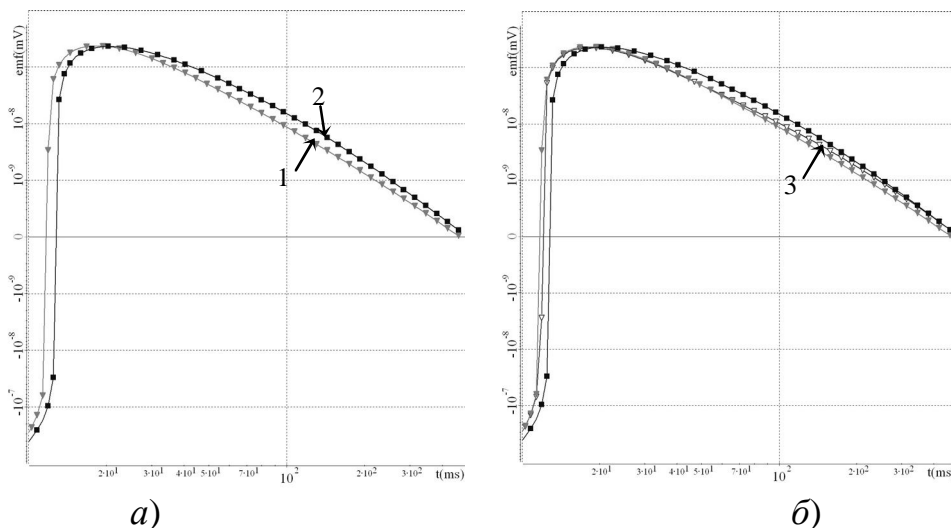


Рисунок 3 - Графики ЭДС в вынесенной точке системы «крест» (точка P2) для исходной модели (а) и эквивалентной ей (б)

Условные обозначения: 1 – нормальное поле; 2 – исходная модель; 3 – эквивалентная модель

В работе также были проведены исследования, касающиеся того, насколько точно можно восстановить боковую неоднородность и адекватно учесть ее влияние под точками профиля, используя систему измерений, показанную на рисунке 1. Было получено, что использование данной системы, хотя и позволяет отвергнуть некоторые неправильные модели (например, модель, показанную на рисунке 2), но, тем не менее, не позволяет выполнить адекватный подбор приповерхностной неоднородности, и поэтому все равно может приводить к неверному восстановлению глубинной среды.

В результате проведенных исследований было получено, что при использовании системы наблюдений типа «крест» соседние установки должны иметь минимум одну точку пересечения, даже если для этого требуются очень большие разности. Подобная система измерений позволит корректно восстановить боковые неоднородности в случае их наличия.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, к.т.н., доценту Персовой М.Г., за помощь в проведении исследований и ценные советы.

Список литературы

1. Тригубович Г.М., Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г. 3D-электроразведка становлением поля. Новосибирск: Наука. 2009. 225 с.

ПЕРВЫЙ ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ИСКУССТВЕННОЙ НЕЙРОННОЙ СЕТИ ДЛЯ РАЗДЕЛЕНИЯ ЭФФЕКТОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ИНДУКЦИИ И ГАЛЬВАНИЧЕСКИ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Агеенков Евгений Валерьевич, ведущий геофизик, ООО Сибирская геофизическая научно-производственная компания (СГНПК)

664050 г. Иркутск, ул. Байкальская, д. 291, офис 206

тел. (39-52) 38-37-01, 35-48-47, факс 38-36-94, 70-38-77, сот. 89526336536;

Научный руководитель: **Пестерев Иван Юрьевич**, ведущий геофизик

Процесс становления электромагнитного поля над проводящей поляризуемой средой главным образом обусловлен двумя эффектами - электромагнитной индукцией (ЭИ) и гальванически вызванной поляризацией (ВПГ). Но так как они несут информацию о разных петрофизических свойствах геоэлектрического разреза, то вызывает интерес их раздельное изучение. Однако, эта проблема долгое время не имела решения в электроразведке. Делались попытки изучать временные диапазоны с подавляющим преимуществом первого или второго процесса, но такой подход не является универсальным, так как продолжительность таких периодов сильно зависит от свойств разреза.

В публикации описывается опыт применения искусственной нейронной сети (ИНС) для разделения эффектов ЭИ и ВПГ на основании измерений переходного процесса над проводящей поляризуемой средой, выполненных дифференциально-нормированным методом электроразведки (ДНМЭ) [3]. В этом методе, используется гальваническое возбуждение процесса становления электромагнитного поля и гальванический прием отклика, к тому же во время импульса постоянного тока происходит поляризация среды, в которой во время токовой паузы возникают процессы вызванной поляризации, преимущественно гальванической природы. Совместный отклик этих процессов регистрируется на поверхности Земли и несет информацию как о распределении с глубиной проводящих свойств разреза, так и о его поляризационных свойствах. Поляризуемые объекты, однако, трудно различать с глубиной, увереннее говорить об их наличии или отсутствии в исследуемой толще.

Регистрации только сигнала $\Delta U(t)$ для изучения как проводящих, так и поляризационных свойств среды недостаточно, так как определяемых параметров модели становится много больше по сравнению с проводящей средой, в которой определяются сопротивления и мощности слоев или их проводимости, если речь идет о горизонтально-слоистой модели. В ДНМЭ количество информации о разрезе увеличивается за счет измерения $\Delta^2 U(t)$, зависящей от пространственной неоднородности электромагнитного поля, и дальнейшего расчета трансформант измеряемых величин, так называемых дифференциально-нормированных параметров (ДНП). Измерения $\Delta U(t)$ и $\Delta^2 U(t)$ проводят как во время переходного процесса, так и во время пропускания тока ΔU_0 и $\Delta^2 U_0$. В качестве приемной установки в ДНМЭ используется трехэлектродная заземленная линия MON, которая позволяет,

помимо регистрации разности потенциалов $\Delta U(t)$ между электродами MN, регистрировать и вторую конечную разность $\Delta^2 U(t)$.

ДНП формируют по принципу разной зависимости от полей ЭИ и ВПГ. Один из них – $P_s(t)$ (1) – рассчитывают с понижением вклада процесса ВПГ в регистрируемую разность потенциалов поля становления $\Delta U(t)$. Вторым – $P_1(t)$ (2) – с повышением вклада процесса ВП в регистрируемую разность потенциалов поля становления $\Delta U(t)$. Третий – $D\varphi(t)$ (3) – рассчитывают как комбинацию временных и пространственных производных поля становления. И четвертый – $DU(t)$ (4) – рассчитывают как отношение разности потенциалов поля становления к разности потенциалов во время пропускания тока, сохраняя вклад в регистрируемую разность потенциалов процессов ВПГ и ЭИ, по сравнению с $\Delta U(t)$, но делая его не зависящим от силы тока возбуждения. Параметр $DU(t)$ является хорошо известной кажущейся поляризуемостью (η_k), применяющейся в методе ВП [1].

$$P_s(t) = \frac{\Delta^2 U(t) - \Delta^2 U_0}{\Delta U(t) - \Delta U_0} \quad (1), \quad P_1(t) = \frac{\Delta^2 U(t)}{\Delta U(t)} \quad (2),$$

$$D\varphi(t) = \frac{d(\Delta^2 U(t))}{dt} \Bigg/ \frac{d(\Delta U(t))}{dt} - P_1(t) \quad (3), \quad DU(t) = \frac{\Delta U(t)}{\Delta U_0} \quad (4).$$

Осуществляя совместную инверсию ДНП, в рамках горизонтально-слоистой проводящей поляризуемой среды получают геоэлектрическую модель геологического разреза. При этом число геоэлектрических параметров, характеризующих ВПГ, является заведомо избыточным, так что найденная модель среды не является единственной, а лежит в некоторой области эквивалентности. Эта модель служит для разделения измеренного сигнала $\Delta U(t)$ на составляющие $\Delta U_{EM}(t)$ и $\Delta U_{IPG}(t)$, следующим образом. В полученной модели обнуляют поляризуемость для всех слоев и путем решения прямой задачи рассчитывают поле электромагнитной индукции $\Delta U_{EM}(t)$, одновременно в той же модели обнуляют волновые числа и путем решения прямой задачи рассчитывают поле гальванической составляющей вызванной поляризации $\Delta U_{IPG}(t)$.

Теперь кратко об ИНС. Эта математическая система представляет собой совокупность относительно простых однопольных вычислительных узлов (нейронов), связанных между собой многочисленными настраиваемыми связями [2]. Работа нейронной сети сводится к расчету выходного набора данных, интересного нам, в ответ на совокупность входных данных, или, другими словами, к реализации некоторого функционального преобразования данных. Свойства сети определяются не столько свойствами нейронов, сколько структурой и свойствами связей между ними.

Процесс настройки связей с целью придания сети необходимых свойств называется обучением нейронной сети. Наиболее распространенный метод обучения – обучение с учителем предполагает наличие входных и соответствующих им желаемых выходных данных, вместе называемых обучающим множеством. Минимизируя невязку реального и желаемого ответа

сети для всех примеров обучающего множества, оптимизируют связи сети. С математической точки зрения, обучение нейронной сети – это многопараметрическая задача нелинейной оптимизации. Технически обучение заключается в нахождении коэффициентов связей между нейронами. В процессе обучения ИНС способна выявлять сложные зависимости между входными и выходными данными, а также выполнять обобщение, т.е. в случае успешного обучения, сеть сможет вернуть верный результат на основании данных, отсутствующих в обучающей выборке, а также неполных или частично искаженных помехами. Для того, чтобы сделать решение устойчивым к возможным шумам и ошибкам в измеренных данных, к входным данным обучающей выборки в процессе обучения добавляется шумовая компонента.

В многослойных нейронных сетях нейроны организованы в слои, так что связанными между собой являются только нейроны из смежных слоев. Нейронная сеть может состоять и из единственного слоя.

Использование ИНС в геофизике за последние годы получило широкое распространение. Область применения, в основном, связана с решением обратных задач и интерпретацией данных. В нашем случае обучающее множество состоит из результатов расчета трех прямых задач для одной модели. Входная часть обучающего множества формируется из ДНП, рассчитанных для проводящей поляризуемой модели. Выходная – из значений $\Delta U_{EM}(t)$, рассчитанных для той же модели, но с обнуленными коэффициентами поляризуемости всех слоев (неполяризуемая модель), а также из значений $\Delta U_{IPG}(t)$, рассчитанных для модели входной части, но с обнуленными волновыми числами (непроводящая модель). Между значениями ДНП (вход) и $\Delta U_{EM}(t)$ и $\Delta U_{IPG}(t)$ (выход), в процессе обучения нейронной сети, настраиваются связи, преобразующие входные данные в выходные.

Применение нейронной сети, в нашем случае, позволяет разделить процессы ЭИ и ВПГ на основании полевых измерений процесса становления и его трансформант без необходимости решения обратной задачи, что, несомненно, сокращает количество времени, затраченное на достижение результата. При геологической интерпретации зондирований ДНМЭ временное распределение ВПГ используется для выделения аномалий связанных с залежами углеводородов.

Огромная благодарность в содействии проведенным исследованиям руководителю ООО СГНПК д. г.-м. н. П.Ю. Легейдо.

1. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации.- Л., Недра, 1980. - 391с.

2. Корженевский А.В. Использование искусственных нейронных сетей для решения обратных задач электроимпедансной и магнитоиндукционной томографии // Журнал Радиоэлектроники, 2001, №12, <http://jre.cplire.ru/iso/dec01/7/text.html>.

3. Пат. Способ количественного разделения эффектов электромагнитной индукции и вызванной поляризации / Легейдо П.Ю., Агеенков Е.В., Пестерев И.Ю. и др. (РФ). - № 2008141889; дата подачи 23.10.08.; есть положительное решение USA, PCI, RF.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ПРЕДЕЛАХ МЕДНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МОЛЮДВОЖ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Актуганова Н.В. (РУДН, Москва), **Васильев И.Д.** (РГГРУ, Москва),
Дворникова З.В. (РУДН, Москва)

Дворникова Зинаида Витальевна – студентка Магистратуры инженерного факультета РУДН, г. Москва, кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки им. В.М. Крейтера;

тел. 8-910-526-68-49, e-mail: z.dvornikova@gmail.ru.

Научный руководитель: **Абрамов Владимир Юрьевич**, доцент, к.г.-м.н.

Рудопроявление Молюдвож в административном плане располагается на территории республики Коми, располагаясь в 120 км от г. Инта в восточном направлении. Принадлежит бассейну реки Лемва, к верхнему течению ее притоков – р. Молюдвож и р. Тумбалава. Располагаясь на западном склоне Полярного Урала, подчиняется абсолютным высотным отметкам от 250 до 850 м. В фациальном плане площадь медного оруденения приурочена к зоне перехода прибрежно-континентальной равнины в глубоководную (континентальный склон) часть моря, а в геодинамическом — к зоне стыка окраинноморской и островодужной систем. Молюдвожский участок в тектоническом отношении представляет собой антиклинальную складку северо-восточного простирания с углами падения крыльев 70-80° на юго-восток, представленную отложениями погурейской свиты нижнего ордовика: в ядре антиклинали залегают полимиктовые гравелиты, на крыльях – чередование пластов песчаников и алевролитов. По склонам широко развиты четвертичные делювиально-пролювиальные отложения. Структура осложнена складками более высокого порядка. Рудные тела локализованы в песчаниках на контакте с гравелитами и часто приурочены к зонам разломов. Рудные минералы локализованы в виде мелкой рассеянной вкрапленности и представлены халькозином, борнитом, халькопиритом, магнетитом, гематитом.

В 2008 г. на участке Молюдвож геологами и геофизиками РУДН были проведены наземные геофизические работы для выявления новых геофизических аномалий, перспективных на обнаружение новых проявлений медных руд участка и предварительной оценки их распределения на глубине.

Перечень и технология работ в составе проекта определялись необходимостью соблюдения инструктивных, технических и методических требований к проведению электроразведочных, магниторазведочных и радиометрических геофизических работ.

В состав геофизического комплекса входили следующие исследования:

Метод сверхдлинноволнового радиопрофилирования (СДВР). Приемные электроды – ёмкостные контуры и катушка индуктивности с шагом наблюдения по профилю 20 м.

Метод РВЗ (радиоволновое зондирование) на участках детализации, выделенных по результатам СДВР. Питающие электроды – ёмкостная линия, приемные электроды – ёмкостные контуры и катушка индуктивности.

Метод **магниторазведки** с протонными магнитометрами. Магнитная съемка с измерением вектора полного поля dT . Аппаратура: магнитометры ММП-203. Шаг по профилю – 5-10 м.

Метод **радиометрии** с радиометром СРП-69-01 с шагом наблюдения по профилю 5-10 м.

Метод **МПП-ВП** с аппаратурой АИЭ-2 на участках детализации, выделенных по результатам СДВР. Питающий контур и приёмный контур – петля 50x50 м.

Работы методом СДВР обеспечили экспрессное электромагнитное картирование по всей площади работ и позволили наметить участки под детальное изучение методом РВЗ. Глубинность в методе СДВР составила около 10-15 м. Глубинность в методе РВЗ 30-40 м. Магниторазведка проводилась с помощью аппаратуры ММП-203 по тем же профилям, что и электроразведка с шагом по профилям 5-10 м. Наблюдения геомагнитных вариаций проводились на магнито-вариационной станции вне рабочих профилей с помощью магнитометра ММП-203 в ручном режиме с дискретностью отсчётов через 60 с. Радиометрия проводилась с помощью аппаратуры СРП-68 по тем же профилям, что и электроразведка с шагом по профилям 5-10 м..

В результате проведенных геофизических исследований выделены комплексные геофизические аномалии перспективные на обнаружение рудной минерализации прожилковых, прожилково-вкрапленных медно-сульфидных и окисных медных руд. Выполненные объемы работ позволили ответить на вопрос о характеристиках по простиранию и падению аномальных объектов.

Аномалия 1. Характеристики аномалии: $\delta T = 5-10$ нТ, $\rho = 2000-2500$ Ом*м, $P = 2-4\%$. Размер по длине - 200-500м. Ширина - 20-30 м. Вероятное падение - юго-восточное.

Аномалия 2. Характеристики аномалии: $\delta T = 5-15$ нТ, $\rho = 2000-2300$ Ом*м, $P = 1-2\%$. Размер по длине - 250-400м. Ширина - 150-200 м. Вероятное падение - юго-восточное.

Аномалия 3. Характеристики аномалии: $\delta T = 5-15$ нТ, $\rho = 2000-2300$ Ом*м, $P = 1-2\%$. Размер по длине - 150-200м. Ширина - 15-20 м. Вероятное падение - юго-восточное.

Аномалия 4. Характеристики аномалии: $\delta T = 5-10$ нТ, $\rho = 2000-3000$ Ом*м, $P = 1.5-3\%$. Размер по длине - 200-300 м. Ширина - 20-100 м. Вероятное падение - юго-восточное.

Особенно интересным является то, что все геофизические аномалии были обнаружены там, где произошло совмещение участков геохимического опробования и геофизического зондирования, т.е. произошло наложение геофизических аномалий на геохимические, что говорит о тесной связи геофизических аномалий с процессами оруденения.

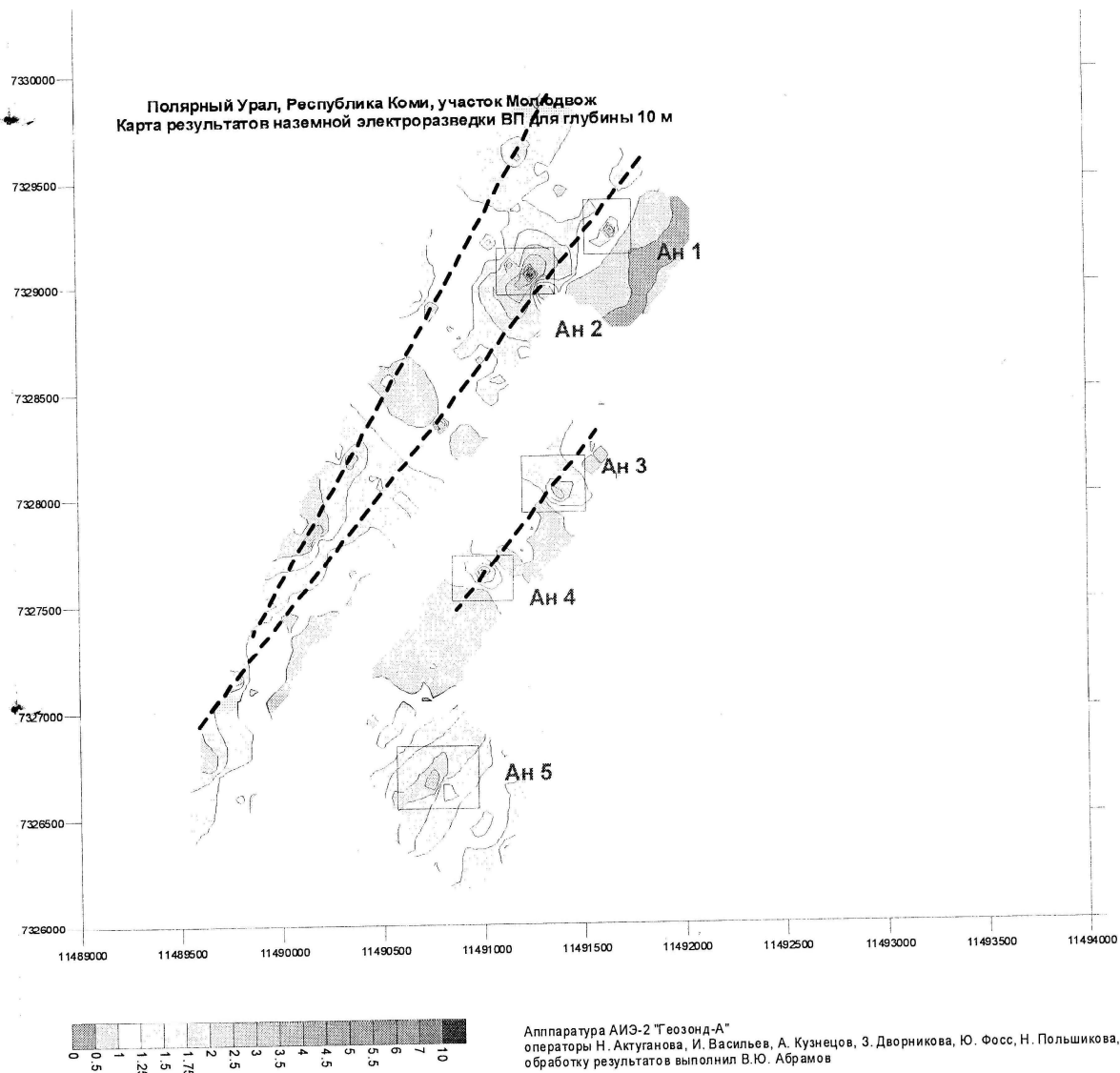


Рис.1

Полученные из интерпретации геофизических полей данные позволяют предположить, что данное рудопроявление локализовано в центре кольцевой структуры, вероятно являющейся палеозойским вулканом.

Объект был охарактеризован соответствующими геофизическими картами. Кроме того, в процессе камеральных работ были проведены соответствующие петрофизические измерения образцов пород и выяснены их гамма-активность, магнитная восприимчивость и плотность. Петрофизические измерения были выполнены для оценки эффективности применения соответствующих геофизических методов при поиске медных руд. Из них следует, что на площади работ эффективно, в первую очередь, применение магниторазведки, выявляющей скопления магнитных минералов, для выявления сульфидов эффективна электроразведка.

В заключении хотелось бы выразить благодарность своему научному руководителю и руководителю производственной практики, активно помогавшему в подготовке доклада и в написании дипломной работы – Абрамову Владимиру Юрьевичу.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В РУДАХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ АU-АG МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Алмаз Я.А.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, Фаворского, 1а; E-mail:almaz@igc.irk.ru*

При изучении процессов эндогенного рудообразования одной из самых актуальных является проблема выявления источника рудного вещества. Важная роль в ее решении принадлежит изотопным и геохимическим методам. С этой целью проведено изучение изотопов Sr и Pb в рудах и сопоставление их с изотопным составом в породах. Из геохимических показателей были использованы РЗЭ.

Объекты исследования расположены в пределах центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) на территории Туромчинской рудоносной структуры. Геология, минералогия и геохимические аспекты изучения этих объектов рассмотрены в работах Р.Б. Умитбаева (1986), Н.А. Костырко с соавторами (1974), и др.

Изучение проводилось на территории Эвенского рудного района, на двух эпитеpmальных золото-серебряных (Au-Ag) месторождениях – Дальнее, Кварцевая Сопка и одном рудопроявлении – Альдыгич. Рудовмещающие породы – андезит-базальты, андезиты, дациты, их туфы и игнимбриты. В пределах района эти породы пользуются самым широким распространением.

Изотопные измерения были выполнены на модифицированном масс-спектрометре МИ1201Г и контролировались по изотопному стандарту ВНИИМ. Изотопный состав свинцов измерялся на масс-спектрометре Finnigan MAT262. Точность анализа контролировалась измерением международного стандартного NBS-981.

Установлено, что Au-Ag руды характеризуются низкими величинами первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$, близкого к первичным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$ в околорудных метасоматитах (0.7033-0.7082) и неизмененных породах (0.7045-0.7048). Это указывает на резкое преобладание мантийного Sr и в магматических, и в рудных процессах.

Изотопный состав свинцов в сульфидных минералах Au-Ag руд подтверждает этот вывод и также указывает на мантийный источник рудного вещества. Точки составов рудных свинцов на эволюционной диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ группируются в непосредственной близости от тренда эволюции изотопного состава Pb в мантии, образуя слабо намеченный тренд в область составов вулканитов зон субдукции (рис. 1).

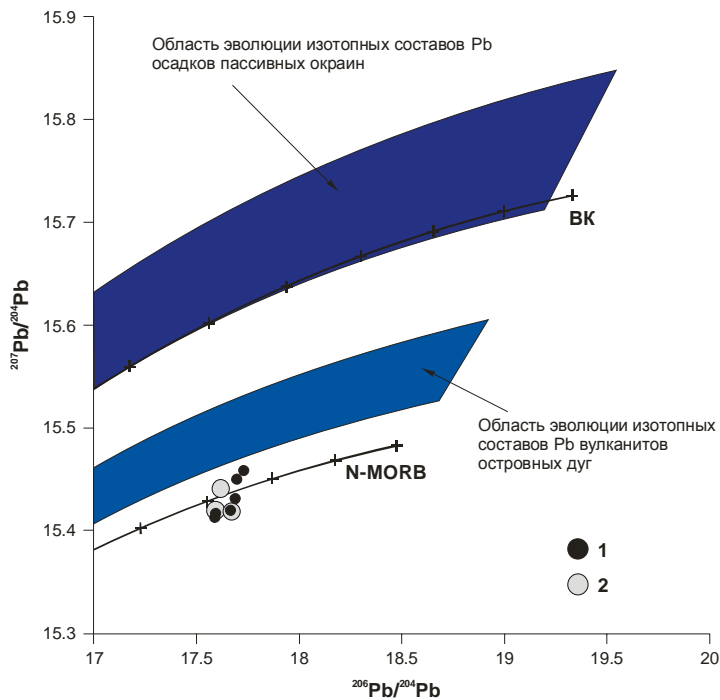


Рис. 1. Диаграмма зависимости $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для составов рудных свинцов пиритов и галенитов из рудных жил месторождения Дальнего (1) и рудопроявления Альдыгич (2), Эвенский рудный район.

Проведенный анализ полученных изотопных данных указывает на тесную генетическую связь между проявленными рудными и магматическими процессами. Предполагается, что эта связь обусловлена функционированием единого глубинного мантийного очага, источника металлоносных флюидов.

Кроме изотопного анализа, при выявлении источника рудного вещества, обычно принято использовать элементный состав пород и руд. Нами сделана попытка, решить названную проблему не традиционным путем, с помощью изучения особенностей распределения РЗЭ в рудах и их сопоставления с поведением в магматических породах. РЗЭ определялись химико-спектральным методом (Смирнова и др., 1982).

Низкие содержания $\Sigma\text{РЗЭ}$ (5.6-12.2 г/т) обнаружены в богатых золотом Au-Ag жилах кварц-адулярового состава на верхне-среднерудных горизонтах месторождения Дальнего. Пониженные содержания лантаноидов (16.7-37.8 г/т) установлены в бедных золотом Au-Ag жилах кварц-адуляр-сульфидного состава на нижнерудных горизонтах Au-Ag месторождений (Дальнее, Кварцевая Сопка). Повышенные содержания $\Sigma\text{РЗЭ}$ (25.2-64.7 г/т) отмечены только в зонах Ag-сульфидной минерализации на флангах Туромчинской структуры (рудопроявление Альдыгич).

В спектрах РЗЭ всех типов Au-Ag руд преобладают лёгкие лантаноиды. Среднее соотношение групп лантаноидов в Ag-сульфидных рудах, где золото почти отсутствует, равно $88\text{Ce}10\text{Y}2\text{Sc}$, в Au-Ag кварц-адуляр-сульфидных – $84\text{Ce}14\text{Y}2\text{Sc}$, Au-Ag кварц-адуляровых – $81\text{Ce}17\text{Y}2\text{Sc}$ и схоже с таковыми в андезитах – $81\text{Ce}13\text{Y}6\text{Sc}-84\text{Ce}14\text{Y}2\text{Sc}$. Обращают на себя внимание крайне низкие содержания тяжелых лантаноидов.

На графике нормированных концентраций РЗЭ (рис. 2) типы Au-Ag руд отчетливо выделяются по конфигурации кривых. Хорошо видно, что спектры РЗЭ Au-Ag руд схожи со спектрами РЗЭ пород андезитового ряда, имеющими

средство с родоначальными андезитами, производными мантийных базальтоидных магм.

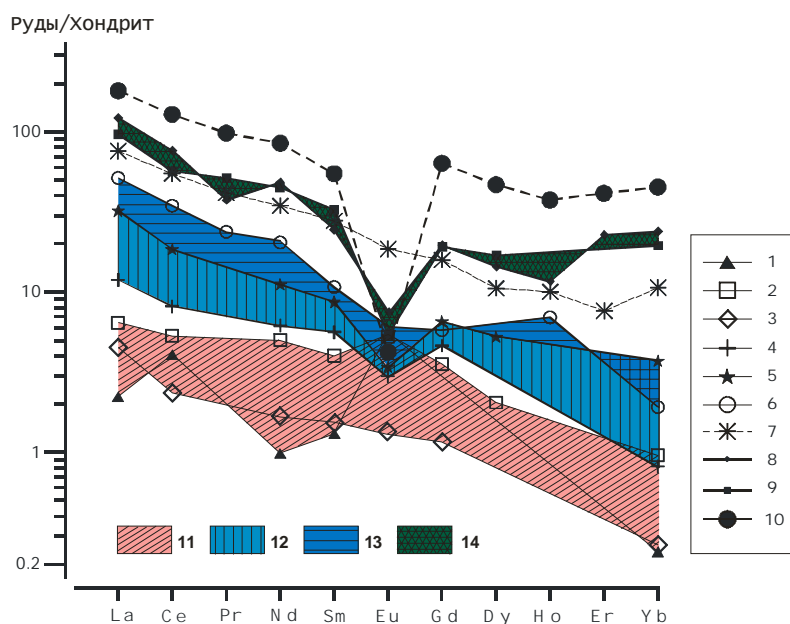


Рис. 2. Содержание РЗЭ в рудах и породах месторождений и рудопроявлений: Туромчинской рудоносной структуры — 11 — Au-Ag (1-3), 12 — Au-Ag-сульфидных (4, 5), 13 — Ag-сульфидных — Ag-Pb-Zn (6) и 7 — андезит окраинно-континентальный (среднее по 15 пробам); Дукатской рудоносной структуры — 14 — Sn-Ag (8, 9), 10 — лейкогранит заключительной фазы Дукатского массива (среднее по 11 пробам).

То, что схожесть кривых на графиках концентраций РЗЭ не случайна и может быть использована, как один из эффективных критериев, позволяющих судить об источнике рудного вещества, подтверждается предыдущими исследованиями (Кравцова и др., 2006). Из ранее полученных данных, как пример минерализации генетически тесно связанной с гранитоидным магматизмом, приведем олово-серебрянные (Sn-Ag) руды (Дукатская рудоносная структура). Для сравнения, на рис. 2 даны графики содержаний РЗЭ в Sn-Ag рудах и кривая средних содержаний по лейкогранитам. Идентичность этих кривых очевидна.

Таким образом, изотопный состав Sr и Pb в рудах предполагает мантийный, возможно единый, очаг металлоносных флюидов. Еще более чувствительным и точным индикатором являются лантаноиды. Они прямо указывают на глубинные андезитовые магмы, как источник рудоносных растворов и первоисточник Au и Ag.

Литература:

1. Костырко Н.А., Пляшкевич Л.Н, Болдырев М.В. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан. 1974. Вып. 21. С.87-94;
2. Кравцова Р.Г., Алмаз Я.А. // Геохимия. 2006. № 10. С. 119-125;
4. Смирнова Е.В., Конусова В.В. // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука. 1982. С. 3-31;
5. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука. 1986. 286 с.

РЕАЛИЗАЦИЯ АЛГОРИТМА ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ ДВУМЕРНОЙ ЗАДАЧИ СТЕФАНА С ПЕРЕМЕННОЙ КРИВОЙ ПЛАВЛЕНИЯ

Антипин А.Н. аспирант. Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург

тел.: 9022559431; e-mail: anantipin@rambler.ru

Научный руководитель: д.ф.-м.н. профессор Хачай Юрий Васильевич

Математические модели таких проблем геофизики, как образование и распад твёрдых растворов, рост и залечивание пор, конденсация и испарение, возникновение и развитие магматических камер, и др. представляют собой задачу Стефана в многомерной и часто многосвязной постановке.

Нестационарные задачи с подвижными границами фаз ввиду изменения со временем положения границы фазового превращения и, следовательно, области непрерывности физических параметров требуют разработки специальных методов решения, так как уравнения теплопроводности (диффузии) и собственно задача Стефана, приводит к системе, вообще говоря, нелинейных уравнений. В силу нелинейности они имеют только численное решение. Аналитические решения получены только для частных, модельных примеров. Для решения поставленной задачи будем использовать метод вспомогательной сетки [1], не требующей слишком больших объёмов вычислений. В математической постановке задача об эволюции области расплава в нагреваемой среде имеет вид [2]:

$$c\rho \frac{\partial T(x, z, t)}{\partial t} = \nabla[(\lambda(x, z, T, t))\nabla T(x, z, T, t)] + Q(x, z, t) \quad x, z \in D; t > 0 \quad (1),$$

где : c - удельная теплоемкость, ρ - плотность, λ - теплопроводность среды, Q - мощность внутренних источников тепла.

Начальные и граничные условия:

$$\begin{aligned} T(x, z, 0) &= \varphi(x, z) \\ T(x, z, t) \Big|_{x, z \in \Sigma} &= \psi(t) \end{aligned} \quad (2)$$

На поверхности раздела фаз задаются условия Стефана:

$$L \cdot \frac{\partial \xi}{\partial t} = -\lambda_I \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_{\xi=0} + \lambda_{II} \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_{\xi=0} \quad (3),$$

где: L – теплота фазового перехода; λ_I, λ_{II} – теплопроводность в различных фазах среды; $\lambda \frac{\partial T}{\partial n}$ - тепловой поток на границе фазового перехода.

На равномерной пространственной и временной сетке уравнение (1) с использованием продольно поперечной прогонки аппроксимируется стандартным образом:

$$\begin{aligned} \frac{\hat{T}_{i,k} - T_{i,k}^n}{0,5\tau} &= \frac{1}{(h_{x2})^2} [\lambda_{i,k+1/2} (\hat{T}_{i,k+1} - \hat{T}_{i,k}) - \lambda_{i,k-1/2} (\hat{T}_{i,k} - \hat{T}_{i,k-1})] + \\ &+ \frac{1}{(h_{x1})^2} [\lambda_{i+1/2,k} (T_{i+1,k}^n - T_{i,k}^n) - \lambda_{i-1/2,k} (T_{i,k}^n - T_{i-1,k}^n)] + \hat{Q}_{i,k} + \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{T_{i,k}^{n+1} - \hat{T}_{i,k}}{0,5\tau} = \frac{1}{(h_{x1})^2} [\lambda_{i+1/2,k} (T_{i+1,k}^{n+1} - T_{i,k}^{n+1}) - \lambda_{i-1/2,k} (T_{i,k}^{n+1} - T_{i-1,k}^{n+1})] + \\ + \frac{1}{(h_{x2})^2} [\lambda_{i,k+1/2} (\hat{T}_{i,k+1} - \hat{T}_{i,k}) - \lambda_{i,k-1/2} (\hat{T}_{i,k} - \hat{T}_{i,k-1})] + Q_{i,k}^{n+1}.$$

Схема (4) является неявной, абсолютно устойчивой и на равномерной сетке аппроксимирует исходную задачу (1) с точностью $o(\tau^2 + h_x^2 + h_z^2)$.

Основной проблемой является вычисление нормальных производных к поверхности фазового перехода в (3). Здесь мы используем схему повышенной точности, предложенную в работе [1]. Важной особенностью этого подхода является отсутствие ограничения на постоянство кривой плавления в рассматриваемой области решения, как это требуется, например, для метода [3]. Рассмотрены некоторые теоретические примеры эволюции области расплава во вмещающей среде.

Демонстрация возможности реализованного алгоритма рассмотрена на примере эволюции магматической камеры в среде. Поступления дополнительных порций расплава в камеру нет. Конвективный теплоперенос в области расплава не учитывается. Среда представляет собой прямоугольную область шириной 80 километров, глубиной 120 километров. Включение находится на глубине 60 километров от поверхности и по середине области, ширина включения 40 километров, глубина 20 километров. Температура на поверхности среды 0 градусов Цельсия, вертикальный градиент температуры 10град/км. Температура в камере 1500 градусов Цельсия, температура фазового перехода равна 1200 градусов Цельсия. Коэффициенты теплопроводности равны: 3 Вт/(м*К) – в среде, 4 Вт/(м*К) – в камере; теплоёмкость: 2 Дж/К – в среде, 3 Дж/К – в камере; плотность среды – 2000 кг/м³, плотность в камере – 2000 кг/м³; энтальпия фазового перехода – 1 Дж/кг. Размерный шаг по пространственной сетке – 500 метров, по временной – 2700 лет.

На рис.1 представлены распределения изотерм и границы раздела фаз для различных моментов времени.

Как видно из представленных результатов, с течением времени магматическая камера без подвода тепла остывает и фаза расплава исчезает.

Автор благодарен научному руководителю д.ф.-м.н., проф. Ю.В.Хачай за постановку задачи и внимание к работе.

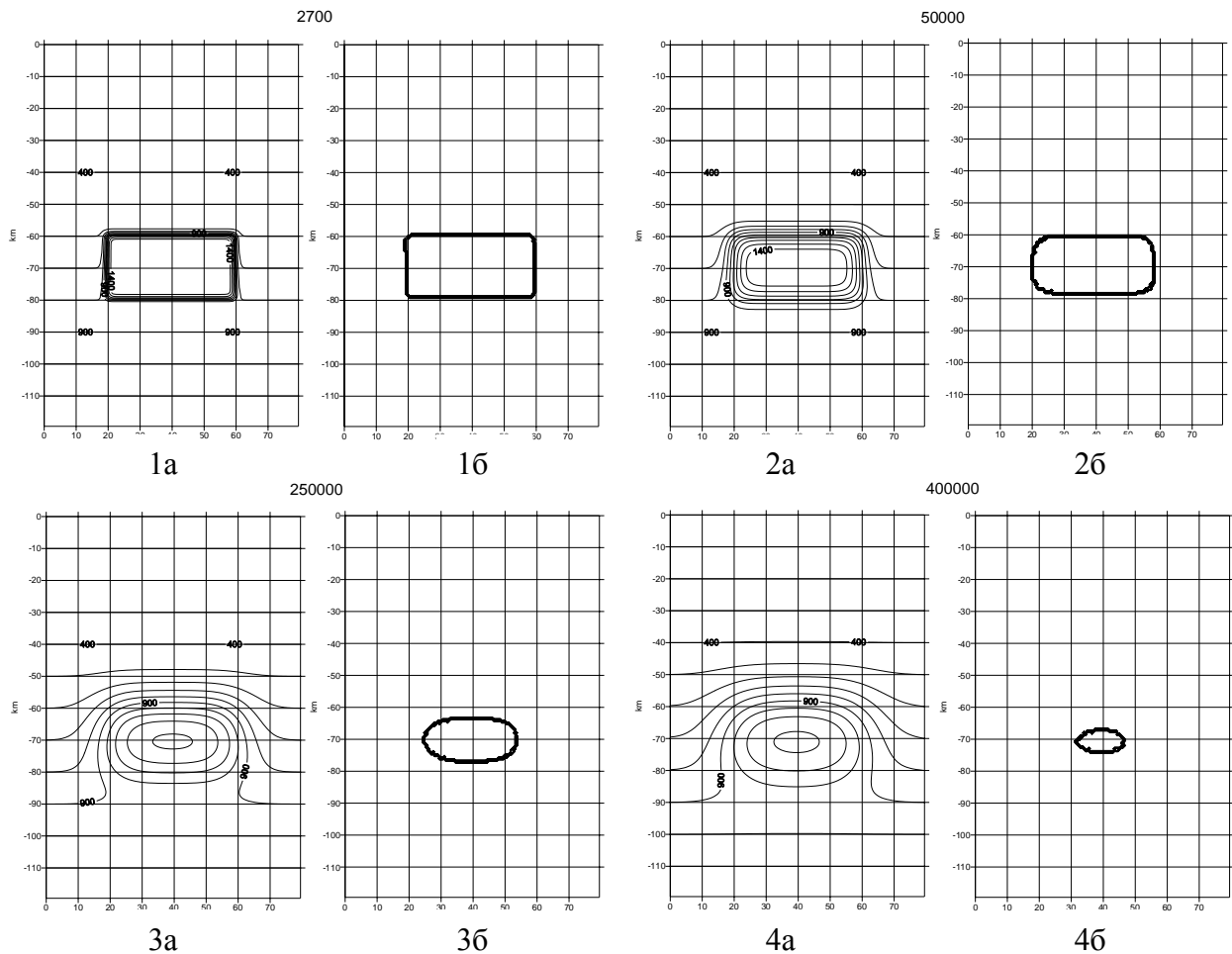


Рис.1 Эволюция магматической камеры.

1а, б – изотермы и фазовая граница для $t = 2700$ л; 2 а,б- изотермы и фазовая граница для $t = 50000$ л; 3 а, б - изотермы и фазовая граница для $t = 250000$ л; 4 а,б - изотермы и фазовая граница для $t = 400000$ лет.

Литература:

1. Нестеренко А.И. Решение двумерной задачи Стефана в многосвязной области. / Нестеренко А.И., Нестеренко Н.Г. // Ж. вычислительная математика и математическая физика 1993 - Т.33 - №3 - с. 404 – 416.
2. Самарский А.А. Вычислительная теплопередача. / Самарский А.А., Вабищевич П.Н. – М.: Едиториал УРСС, 2003.
3. Будак Б.М. Разностный метод со сглаживанием коэффициентов для решения задач Стефана. / Будак Б.М., Соловьёва Е.П., Успенский А.Б. // Ж. вычислительная математика и математическая физика 1965 - Т.5 - №5 - с. 828-840.

ОЦЕНКА СПОСОБОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПОРИСТОСТИ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА

Антонов Дмитрий Валерьевич, инженер ООО «ПермНИПИнефть»

617470, Пермский край, г. Кунгур, ул. Свободы, д. 14, кв. 7.

Телефон: 89223220230, 83427160194 (рабочий), dezzertir@yandex.ru

Научный руководитель: д.т.н., проф. **Костицын Владимир Ильич**

Мною рассмотрены некоторые методы определения пористости по данным акустического каротажа на примере скважин Енапаевской площади в Пермском крае. В геологическом разрезе скв. 109 выделены, в частности, турнейский и фаменский пласты, которые обеспечены лабораторными исследованиями керна и геофизическими данными.

Турнейский и фаменский пласты в скв. 109 вскрыты в интервале глубин 1744,6-1918,8 м. По данным исследования керна пласты сложены известняками (140 образцов) и доломитами (4 обр.), пористость образцов лежит в диапазоне 0,3-15,4% (среднее значение 5,15%). Измерения проводились с непостоянным шагом по глубине, в среднем 0,75 м. Скорость продольных волн измерялась методом акустического каротажа с постоянным шагом 0,1 м. Диапазон изменения скоростей – от 4783 м/с до 6190 м/с (среднее значение 5586). Коэффициент корреляции между пористостью и скоростью равен –0,72. В связи с тем, что пласты имеют практически одинаковые значения параметров, их анализ проводился совместно.

1. **Уравнение среднего времени** [1,3,4]. В промысловой геофизике известна простая зависимость:

$$\frac{1}{\tilde{n}} = \frac{\hat{E}_i}{\tilde{n}_E} + \frac{1 - \hat{E}_i}{\tilde{n}_\delta} \quad (1)$$

Коэффициент пористости (Кп) по данным акустического каротажа определяется по формуле:

$$K_{II} = \frac{(C_T - C)C_{Ж}}{(C_T - C_{Ж})C} \cdot 100, \quad (2)$$

где C – скорость упругой волны, м/с, C_T – скорость упругой волны в твёрдой фазе (при нулевой пористости), м/с; $C_{Ж}$ – скорость упругой волны в заполнителе пор (вода, нефть, газ или буровой раствор), м/с. Значение C_T для пород данного литологического состава известны, и их выбирают из таблиц или определяют эмпирически для данного региона. $C_{Ж}$ определяется на основании зависимостей от давления, температуры и концентрации раствора (в случае пластовой воды) или выбирается из таблиц. В расчётах для турнейского и фаменского пластов взяты значения $C_T = 6100$ м/с и $C_{Ж} = 1644$ м/с.

2. **Экспоненциальное соотношение** [1] между коэффициентом пористости и скоростью описывается уравнениями:

$$C = (\tilde{N}_\delta - \tilde{N} \min) e^{-B\hat{E}_i} + C \min \quad (3)$$

$$K_{II} = - \frac{\ln\left(\frac{C - C_{\min}}{C_T - C_{\min}}\right)}{B}, \quad (4)$$

где C_{\min} – минимальная скорость для данных пород при максимальной пористости; B – безразмерный коэффициент, зависящий от размера и формы пор.

Значения коэффициента $B=0,13$ и $C_{\min} = 4700$ м/с подобраны эмпирически.

3. Кубическая зависимость Вахгольца [2]. Коэффициент пористости и скорость выражаются формулами:

$$\tilde{N} = \frac{10^6}{\frac{10^6}{\tilde{N}_0} + a(0,01\hat{E}_i) + b(0,01\hat{E}_i)^2 + c(0,01\hat{E}_i)^3} \quad (5)$$

$$K_{II} = \frac{2a\left(\frac{10^6}{C} - \frac{10^6}{C_T}\right)}{b + \sqrt{b^2 - 4ac}} \cdot 100, \quad (6)$$

где a, b, c – постоянные коэффициенты для пород с заданным минеральным составом, структурой и напряжённым состоянием. Значения коэффициентов подбирались эмпирически: $a = 1, b = 600, c = 1$.

4. Статистический метод [1] основан на подборе регрессионного уравнения, наиболее точно описывающего совокупность точек с известными значениями скорости и пористости.

Для карбонатных пород турнейского и фаменского пластов Енапаевской площади получена линейная зависимость:

$$\tilde{N} = - \frac{\hat{E}_i - 59,5}{0,01} \quad (7)$$

$$\hat{E}_i = 59,5 - 0,01C \quad (8)$$

Так как линейное приближение не отражает реальной зависимости во всём диапазоне пористости, применение его для прогнозирования значений коэффициента пористости необоснованно. Необходимо либо использовать другие уравнения кривых, либо подбирать зависимости для нескольких диапазонов пористости.

5. Степенное соотношение Дахнова [2] аналогично уравнению среднего времени:

$$\tilde{N} = \tilde{N}_0 + (0,01\hat{E}_i)^m (C_{\mathcal{E}} - \tilde{N}_0) \quad (9)$$

$$K_{II} = \sqrt[m]{\frac{C - C_T}{C_{\mathcal{J}} - C_T}} \cdot 100, \quad (10)$$

где m – структурный показатель, возрастающий с увеличением цементации породы. При определении пористости для карбонатов рассматриваемых пластов было подобрано значение $m = 4$, а при определении скорости $m = 0,75$.

Коэффициенты пористости определялись по формулам (2,4,6,8,10) по данным акустического каротажа, скорости упругих волн – по формулам

(1,3,5,7,9) по данным лабораторных измерений пористости. Расчёты выполнялись для каждой точки пласта с известными пористостью по керну и скоростью по геофизическим данным. Значения параметров, входящих в уравнения, если они не известны заранее, подбирались таким образом, чтобы результат давал по возможности наименьшую величину по формулам (13) и (14).

Вычислялась абсолютная δ и относительная погрешность $\delta_{отн}$ определения параметра (пористость по керну и скорость по данным каротажа принимаются наиболее надёжными, а погрешность их определения – равной нулю):

$$\delta = |A - A_f|, \quad (11)$$

$$\delta_{\delta i} = \frac{\delta}{A_f} \cdot 100, \quad (12)$$

где A – значение параметра, определённое одним из указанных методов, A_f – значение параметра, определённое методом прямого измерения.

Для всей совокупности исследуемых точек (пар значений пористости и соответствующих им скоростей упругих волн) определялась средняя абсолютная и средняя относительная погрешность определения:

$$\bar{\delta} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta_i, \quad (13)$$

$$\bar{\delta}_{отн} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta_{отн i}. \quad (14)$$

В табл. 1 сведены результаты определения пористости и скорости по приведённым уравнениям.

Таблица 1. Сравнение определения скорости и коэффициента пористости различными методами

Метод определения	Средняя относительная погрешность, %		Среднее значение величины		Погрешность определения среднего, %	
	Кп (С)	С (Кп)	Кп, %	С, м/с	Кп (С)	С (Кп)
1. Прямое измерение	0	0	5,15	5586	0	0
2. Среднего времени	69	6	3,53	5396	31	3
3. Статистический	75	4	4,2	5490	18	2
4. Кубический	62	8	2,6	6009	50	8
5. Экспоненциальный	69	4	4,3	5502	17	2
6. Степенной	66	3	2,9	5647	44	1
Среднее для строк 2-6	68	5	3,5	5609	32	3

В колонке «Средняя относительная погрешность» приведены средние относительные погрешности определения коэффициента пористости и скорости упругих волн, вычисленные по формулам (13,14). Даны величины погрешностей для всей совокупности измерений. В колонке «Среднее значение

величины» приведены средние значения по всему массиву величин, определённых разными методами. Колонка «Погрешность определения среднего» показывает, насколько среднее значение величины, определённой одним из способов интерпретации, отличается от среднего значения величины, определённой методом прямого измерения.

Из данных таблицы можно сделать парадоксальный, на первый взгляд, вывод: одни и те же уравнения, разрешённые относительно скорости, дают погрешность определения в несколько раз меньшую, чем при определении пористости. То есть уравнения обладают своеобразной несимметричностью: используя их, можно весьма точно определять скорость по данным пористости (с погрешностью не более 8%), но определить пористость по данным скорости нельзя даже с удовлетворительной погрешностью и хотя бы в среднем по совокупности данных – ошибки достигают нескольких десятков процентов.

Такое поведение уравнений должно объясняться реально существующей взаимосвязью пористости и скорости упругих волн: скорость определяется пористостью и зависит от неё, пористость же влияет на величину скорости, но зависит не от неё, а от условий залегания горных пород и процессов, происходивших в рассматриваемом пласте. Следовательно, в законах, описывающих зависимость скорости упругих волн от пористости, заложена возможность определения скорости по данным пористости, но решение обратной задачи – определение пористости по данным скорости – не является столь же простым, что и доказывают приведённые расчёты.

Для определения средней пористости карбонатного пласта можно рекомендовать к практическому применению только статистический метод и экспоненциальную зависимость, так как они дают наименьшую относительную погрешность (табл. 1), но для определения пористости отдельных достаточно малых интервалов глубин описанные методы в целом непригодны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булатова Ж. М., Волкова Е. А., Дубров Е. Ф. Акустический каротаж. Ленинград: Недра, 1970. 264 с.
2. Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин: Учеб. для вузов. М.: Недра, 1982. 448 с.
3. Интерпретация результатов геофизических исследований нефтяных и газовых скважин: Справочник под ред. Добрынина В. М. М.: Недра, 1988. 476 с.
4. Сковородников И. Г. Геофизические исследования скважин: Курс лекций. Екатеринбург, УГГГА, 2003. 294 с.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ.

Артиков Ф.А.*, Хамидов Х.Л.**

* - Аспирант, Узбекистан, 10128, Ташкент, ул.Зулфияханум 3,

Институт сейсмологии АН РУз, e-mail: hamidov_1@mail.ru

Научный руководитель: зав.лаб.Техногенной сейсмичности,

докт.физ.мат.наук Зияудинов Ф.Ф.

** - Магистр Ташкентского Государственного технического университета

Центральная Азия является одним из сейсмоактивных регионов Памиро-Тянь-Шаньской зоны земного шара, где землетрясения приносят непредсказуемый ущерб с многочисленными человеческими жертвами. Поэтому постоянно растет актуальность проблемы защиты населения и уменьшения ущерба от происходящих сильных землетрясений. Практика показала недостаточность исследований по оценке сейсмической опасности для Центральной Азии, где геофизическим критериям сейсмичности уделялось не достаточное внимания. Примером могут служить 9-10 балльные Газлийские землетрясения 1976 и 1984гг, которые произошли в районе, выделенном на карте сейсмического районирования 1968 года в качестве 5 балльной зоны, и 8 балльной зоны на карте сейсмического районирования 1978 года. Произошедшие в последние годы сильные землетрясения с магнитудой $M \geq 7.0$ в Индии, Афганистане, Иране, Турции, Азербайджане, Туркмении, Пакистане и Камашинские 7 балльные землетрясения 1999, 2000 и 2001гг. говорят об усилении сейсмической активизации территории [1]. В связи с этим к проблеме изучения сейсмической опасности в Центральной Азии возрастает большой интерес. По региону, в настоящее время, накоплен огромный фактический материал по геологии, тектонике, геофизике и сейсмологии. Он позволяет осуществить новое решение проблемы оценки сейсмической опасности территории.

Возможности использования геолого-геофизических данных для изучения закономерностей распределения сеймотектонических зон определяются тем, что тектонические движения и сейсмические проявления имеют единую генетическую природу - и те и другие являются следствием эндогенных процессов. Наличие генетической связи геологических и сейсмологических показателей определяет необходимость изучения этой связи количественными методами, особенно изучения количественной связи сейсмичности со структурами геофизических полей, глубинным строением и другими показателями геологических условий Среднеазиатского региона. Каждый из геологических и геофизических показателей отражает ту или иную характеристику геологической среды в зоне активных (сейсмогенных) разломов, где зарождаются очаги землетрясений. Для решения рассматриваемой проблемы были решены следующие задачи: Разработка автоматизированной системы управления базой сейсмологических и геолого-геофизических данных для количественной оценки сейсмической опасности; методологическое совершенствование и реализации методов распознавания

образов для типизации оценочных условий для земной коры по комплексу геолого-геофизических данных; анализ и количественная оценка информативности геолого-геофизических критериев сейсмичности региона; оценка в прогнозных значениях максимально возможных землетрясений и проведение районирования с выделением площадей ответственных за возникновение землетрясений K_{max} [2].

Согласно вышеизложенным задачам в первую очередь была создана на единой методологической основе для всей территории Центральной Азии банк геолого-геофизических данных [2,3].

В банк данных вошли следующие геолого-геофизические данные: аномалии силы тяжести в редукции Буге ($M \Delta g_0$) в мгл; градиенты аномалий Буге ($grad \Delta g_0$); изостатические аномалии силы тяжести ($M \Delta g_{из}$); градиенты изостатических аномалий ($grad \Delta g_{из}$); стандартные отклонения изостатических аномалий $\sigma \Delta g_{из}$; глубинные аномалии силы тяжести ($M \Delta g_{гл}$) в мгл; аномалии магнитного поля (ΔTa) в миллиэрстедах; градиенты аномалий магнитного поля ($grad \Delta Ta$); стандартные отклонения аномалий магнитного поля $\sigma \Delta Ta$; глубина палеозойского фундамента h_f в метрах; значения амплитуд неотектонических движений (MN) в м.; тепловой поток (Нкюри); скорость современных вертикальных движений в мм/год. Все значения параметров при обработке сведены к безразмерным величинам с помощью энтропии системы. Это позволило определить количественную информацию о сейсмичности каждого геолого-геофизического параметра по территории Центральной Азии. Результаты информативности геолого-геофизических данных представлены в таблице 1.

Таблица 1

Информативность геолого-геофизических показателей (в битах)

Показатели	Информативность	Показатели	Информативность
Аномалии силы тяжести в редукции (ред.) Буге	0,724	Аномалии магнитного поля Земли	0,203
Градиенты аномалии силы тяжести в ред. Буге	0,482	Скорость современных вертикальных движений	0,125
Амплитуды неотектонических движений.	0,429	Градиенты аномалии магнитного поля Земли	0,124
Изостатические аномалии силы тяжести	0,333	Аномалии теплового потока Земли	0,123
Глубинные аномалии силы тяжести	0,251	Глубина Палеозойского фундамента	0,111
Изостатические аномалии силы тяжести	0,244	Стандарты аномалий магнитного поля Земли	0,019

Разработана система управления базами сейсмологических и геолого-геофизических данных для количественной оценки сейсмической опасности территорий и с ее помощью проведена комплексная интерпретация имеющейся информации [2,3]. Наибольшие значения коэффициента корреляции наблюдаются между градиентом аномалии магнитных полей и ее дисперсией

(0,67), между аномалией гравитационного поля и ее градиентом (0,69), между тепловым потоком и глубиной до поверхности фундамента (0,50). Из табл.1 видно, какие значения коэффициента корреляции принимают различные геолого-геофизические показатели.

Составлена схема распределения зон с различной вероятностью возникновения землетрясений энергетических классов, больших $K \geq 13$, которая представляет собой поле значений вероятности возникновения сильных землетрясений по территории Центральной Азии в Чебышевских критериях.

В схеме выделяются несколько зон с вероятностью 0,9 и выше, приуроченных к Чаткало-Кураминской, Туркестано-Зарафшанской, Гиссаро-Кокшаальской горным областям. Общая вытянутость зон в широтном и северо-западном направлениях. В восточной части территории контуры зоны с вероятностью 0,9 охватывают наиболее высокогорную область Гиссаро-Алая, сужаясь к Ферганской депрессии и расширяясь вновь к северу, охватывая Каржантау-Кураминскую и Талассо-Сусамирскую горные области с простираем вдоль Талассо-Ферганского разлома. В западной части территории обнаруживаются отдельные обособленные сейсмоактивные области: Сырдарьинско-Кызылкумская, Бухаро-Газлийская, Ургенчская, Ашхабадская. Анализ пространственного распределения очагов сильных землетрясений в пределах выделенных зон показывает, что на карте выделяются несколько новых сейсмоактивных участков, где сильные землетрясения еще не проявлялись. К ним можно отнести Ургенчскую на западе; обширную область к югу и юго востоку от Ашгабада, а также отдельные участки в северо-восточной части территории.

Подобная карта по центрально-азиатскому региону составлена впервые и имеет большую (чем все предыдущие) информационную основу. Она может служить основой при проведении прогнозных исследований и разработке нормативных карт сейсмического районирования территории, необходимой при обеспечении сейсмостойкого строительства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллабеков К.Н., Усманова М.Т. Особенности проявления сильных землетрясений во времени и пространстве // Докл.АН РУз.- 2003, № 3.- С.60-64.
2. Зияудинов Ф.Ф. Оценка сейсмической опасности территории Центральной Азии по комплексу геолого-геофизических данных. // Докл.АН РУз. -1997- № 1.- С.47-49.;
3. Hamidov L. A., Ziyudinov F. F. Turan plitasynin dartgynlyk konsentrasiyasynin seljermesi we seismiki howplulygynyn ayratynlyklari. // "Turkmenistanda ylym we tehnika" Turkmenistanyn Prezidentinin yanyndaky Ylym we tehnika baradaki Yokary genesin ayda cykuan ylmy-nazaryyet zurnali Asgabat.-2002. № 8. S. 38-45.

ОПАСНОСТЬ РАДОНА В ПИТЬЕВОЙ ВОДЕ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА ЕРЕВАНА

Асмарян Асмик Гургеновна, младший научный сотрудник,
Центр эколого-ноосферных исследований НАН РА,
0025, Ул. Абовяна 68, Ереван, Армения,
тел. (+374-10)569331, факс (+374-10)580254

Научный руководитель: д.г.-м.н., профессор **Сагателян Эмма Ашотовна**

Радон - бесцветный инертный газ, не имеет запаха и вкуса, в 7,5 раз тяжелее воздуха. Различные изотопы радона образуются в результате радиоактивного распада урана, радия и тория в земной коре. Особенно много радона выделяется из гранитных пород и фосфоритов. Радон постепенно просачивается из недр на поверхность, где сразу рассеивается в воздухе, в результате чего его концентрация остается ничтожной и не представляет опасности. Однако, накапливаясь в подвалах и первых этажах зданий, а также в воде, радон и продукты его распада в больших концентрациях могут негативно воздействовать на здоровье людей. Согласно статистике в США основной причиной заболеваемости рака легких является облучение человека за счет высокой концентрации радона в воздухе, второй причиной является облучение человека радоном, содержащимся в питьевой воде [1]. При использовании воды, содержащей высокие концентрации радона, суммарная доза радиации будет очень высокой, что в свою очередь может послужить причиной ряда заболеваний – легочных, желудочно-кишечных, разных болезней крови, вплоть до рака. По расчетам шведских ученых более 60 000 шведов используют воду, где концентрации радона превышают предельно допустимые концентрации (ПДК), вследствие чего годовая смертность от рака легких очень высока [1].

Радон попадает в воду из окружающей почвы, а также гранитов, базальтов, песка, с которыми соприкасаются водоносные слои. В отличие от подземных вод в поверхностных водах концентрации радона невелики, так как здесь радон быстро рассеивается в атмосферу. В нижних зонах аэрации все пустотное пространство пород заполнено водой и здесь радон, проникая в воду, мигрирует вместе с ней [2]. Именно поэтому наибольший интерес представляет изучение поведения радона в воде.

Растворенный в воде радон действует двояко. С одной стороны, он вместе с водой попадает в пищеварительную систему, а с другой стороны, люди вдыхают выделяемый водой радон при ее использовании. Второй (ингаляционный) способ воздействия радона считается более опасным для здоровья [3].

Агентство по охране окружающей среды США (USEPA) рекомендует в качестве рекомендованной предельную величину содержания радона в воде на уровне 300 pCi/l, что составляет 11.1 Бк/л [4].

В Армении ПДК содержания радона нет, несмотря на то, что исследование радона и в воздухе (особенно в закрытых помещениях), и в воде весьма актуально. В нашей республике, в частности, в столице питьевая вода, которая используется в бытовых целях, в основном, поступает из подземных

водных ресурсов, которые в виде родников имеют выходы в разных регионах. В частности город Ереван “питается” от 15 водных родников подземного происхождения.

Впервые проведены предварительные исследования концентрации радона в питьевой воде города Еревана. Начиная с апреля 2009г. периодически проводились измерения концентрации радона в пробах воды (в целом в 37 водных пробах), взятые одновременно со всех административных районов города Еревана.

Данные о родниках питьевой воды города Еревана нам были предоставлены компанией “Ереван Джур” (Ереван вода).

Измерения проводились в Центре Эколого-Ноосферных исследований НАН РА, в лаборатории Радиоэкологии, с помощью прибора RAD7-RAD-H₂O дополнительным прибором (производитель – DURRIDGE Co. USA) (Рис. 1).

RAD-H₂O – прибор, работающий на принципе закрытой системы. Составной частью являются пробирки с пробами воды 40 или 250мл, которые с одной стороны специальным влагопоглощающим устройством соединяются с входным каналом прибора, а с другой стороны специальной трубочкой с выходным каналом, таким образом создавая закрытую систему, в котором объемы воздуха и воды константны, независимо от скорости движения. Воздух продолжительно циркулирует и процессом аэрации радон эффективно извлекается из воды (Рис.2) [5].



Рис. 1 Процесс измерения концентрации Радона в 250мл воде (RAD7-H₂O)



Рис. 2 Процесс аэрации воды (RAD7-H₂O)

На основе полученных данных, с помощью программного обеспечения Microsoft Excell был построен график, изображающий концентрации радона в питьевой воде из разных административных районов города Еревана (Рис.3).

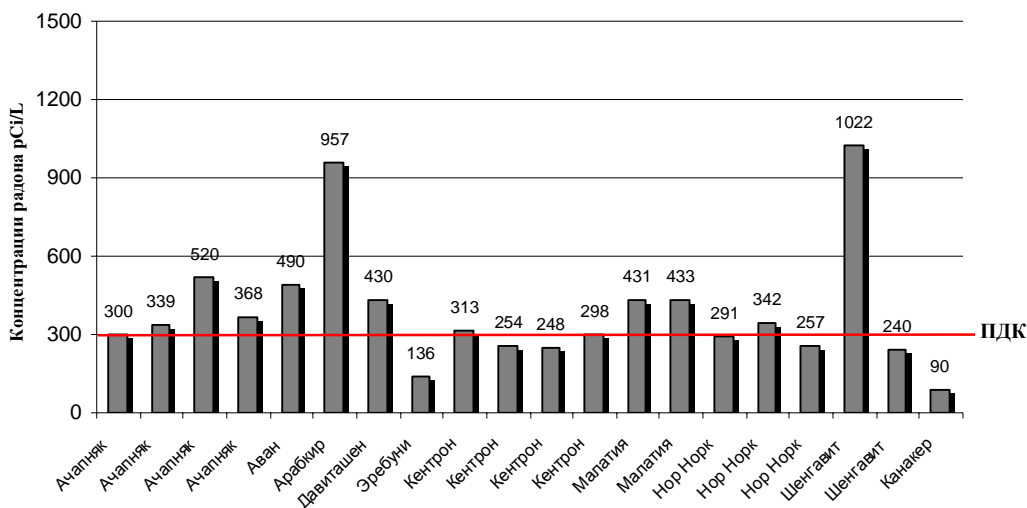


Рис. 3 График концентраций радона в пробах питьевой воды взятых из разных административных районов г. Еревана

В результате измерений выявлено, что в пробах питьевой воды концентрации радона превышают ПДК в 12 кварталах. Самые высокие концентрации наблюдались в пробах питьевой воды взятых из районов Шенгавит и Арабкир, в среднем составляя соответственно 1022 и 957 pCi/L, что превышает ПДК примерно в 3 раза. Насколько источник близок к административному району, настолько высока концентрация радона в пробе питьевой воды данного района. Работа имеет продолжительный характер: совместно с ЗАО "Ереван Джур" планируется проведение пробоотбора непосредственно из источников (с учетом геологического строения) и обработка ряда соответствующих мероприятий по снижению радоновых концентраций в воде.

Литература

1. Risk Assessment of Radon in Drinking Water. NATIONAL ACADEMY PRESS Washington, D.C.1999.
2. Cothorn, C. R., and P.A. Rebers, editors. Radon, Radium, and Uranium in Drinking Water, Lewis Publishers, Chelsea, MI (1990).
3. Hess, C.T., et al. "Radon Transferred from Drinking Water into House Air," Chapter 5 in Cothorn and Rebers (1990).
4. Federal Register. "National Primary Drinking Water Regulations; Radionuclides; Proposed Rule," (40 CFR Parts 141 and 142), 56(138):33050- 33127 (July 18, 1991).
5. DurrIDGE Co. RAD-H₂O Manual, Chapter 3, RAD-H₂O technique. May 25, 2001.

Хочу выразить огромную благодарность моему научному руководителю – доктору геолого – минералогических наук, профессору Эмме Ашотовне Сагателян за ценные советы и представление возможности проведения этих работ.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ С ПРИМЕНЕНИЕМ АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ МЕТОДОМ СТАНОВЛЕНИЯ ПОЛЯ НА ПРИМЕРЕ ПЕРСПЕКТИВНОГО НА КОРЕННОЕ ЗОЛОТО УЧАСТКА В ГОРНОЙ ШОРИИ

Барсуков Сергей Владимирович, инженер ГП СИБГЕОТЕХ; 630099, Россия, Новосибирск, ул. Потанинская, ба; тел: 8(383)2217552; turmalin@ngs.ru
научный руководитель: зам. ген. директора по науке в области геофизики ФГУП СНИИГГиМС, д.т.н., профессор Тригубович Георгий Михайлович

Введение

Комплексные аэрогеофизические работы, проводимые при изучении золоторудных площадей, традиционно включают проведение аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемок. Полученная при этом информация не всегда обнаруживает тесную связь с интересующими геологическими проявлениями. На примере одного перспективного на золота участка в Горной Шории показано, что добавление к вышперечисленным стандартным методам КАГС аэроэлектроразведки методом становления поля, с одной стороны, позволяет выявлять новые геологические структуры на исследуемой территории. С другой стороны, полученные данные обнаруживают более тесную связь с интересующими геологическими признаками.

Традиционные методы (магнитная и гамма-спектрометрическая съемки)

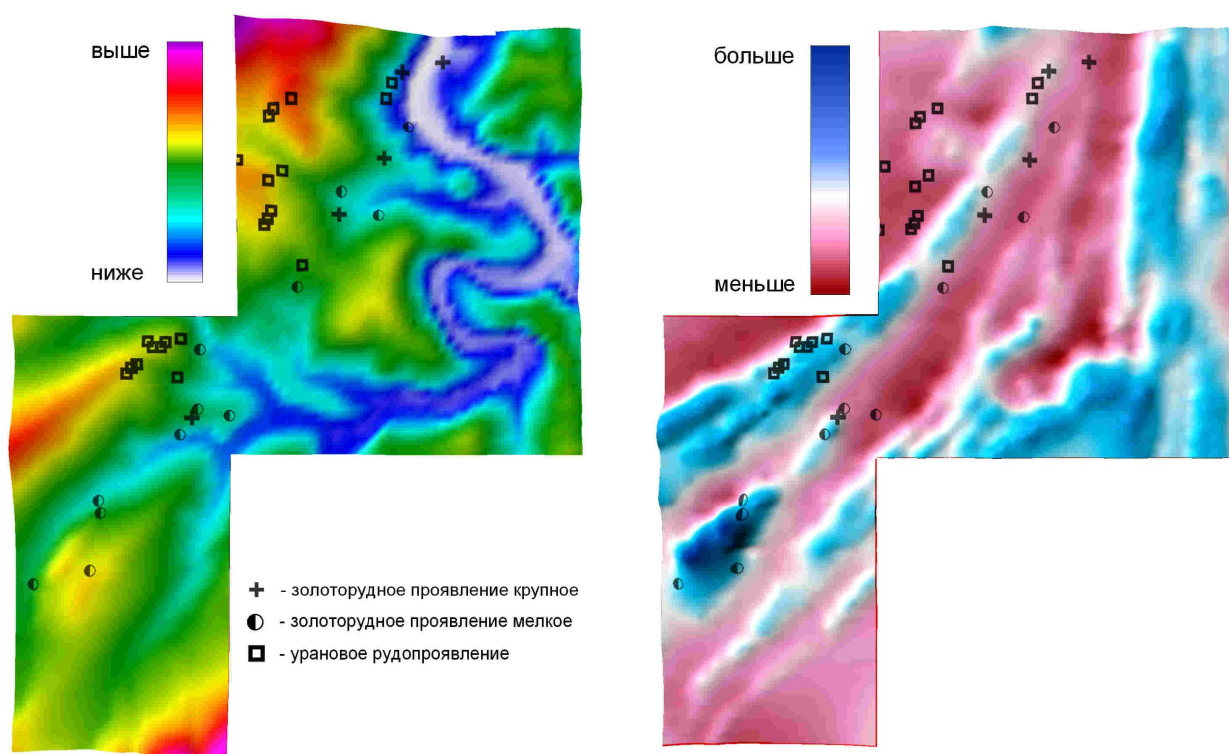


Рис. 1. Рельеф (слева) и аномальное магнитного поле участка работ.

Карта аномального магнитного поля (рис. 1) отражает диагональное и меридиональное простираие контрастных магнитных структур. Золоторудные проявления располагаются вдоль узкой полосы, пересекающей участок в

северо-восточном направлении. Расположение этой полосы проявлений хорошо коррелируется с магнитными структурами, но золоторудные проявления располагаются как на участках с повышенными значениями аномального магнитного поля, так и с пониженными его значениями.

Золотоносность участка связывается с полями метасоматитов определенного типа в крутопадающих вулканитах и вулканогенно-осадочных образованиях. Метасоматические процессы приводят к перераспределению ряда химических элементов, в том числе калия, урана и тория, что должно иметь отражение в данных гамма-спектрометрии. Тем не менее, четкой корреляции рудопроявлений с концентрациями калия, урана, тория и их отношениями для данного участка не отмечается (рис. 2, 3).

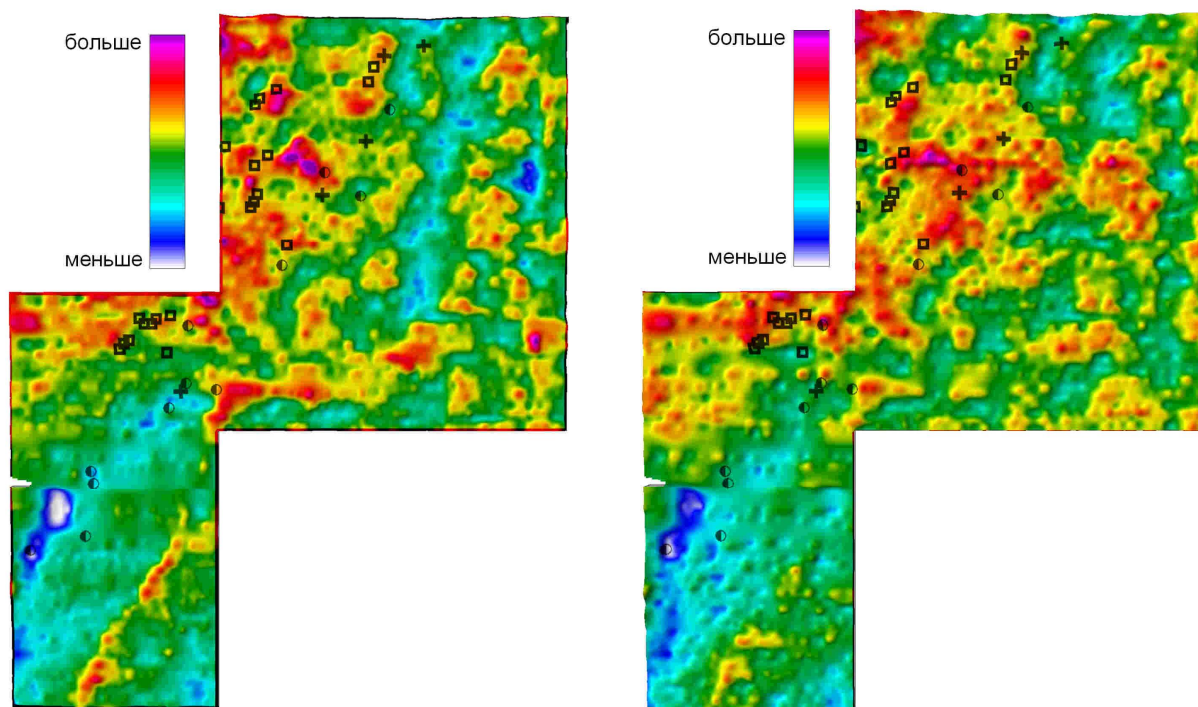


Рис. 2. Распределение концентраций калия (слева) и урана по данным аэрогамма-спектрометрической съемки.

Аэроэлектроразведка методом становления поля

Аэроэлектроразведочные работы были проведены с использованием вертолетной аэроэлектроразведочной платформы "Импульс-А5" [1]. Основная часть платформы – торообразная двухпетлевая приемно-генераторная установка, буксируемая вертолетом на трос-кабеле длиной 50 м. Основные характеристики платформы: амплитуда импульсов тока – 200 А, длительность фронта импульса – не более 100 мкс, радиус генераторного контура 7,1 м, момент измерительной антенны – 1000 м², чувствительность измерительного канала – 5 мкВ.

Методика обработки данных позволяет проводить трансформацию полученных данных в кажущиеся сопротивления и суммарную продольную проводимость. На плане распределения суммарной продольной проводимости (рис. 3) выделяется линейная область повышенных значений. Данная проводящая структура связана с разломной тектоникой, тем не менее, налицо устойчивая

корреляция положения золоторудных проявлений с данной проводящей структурой.

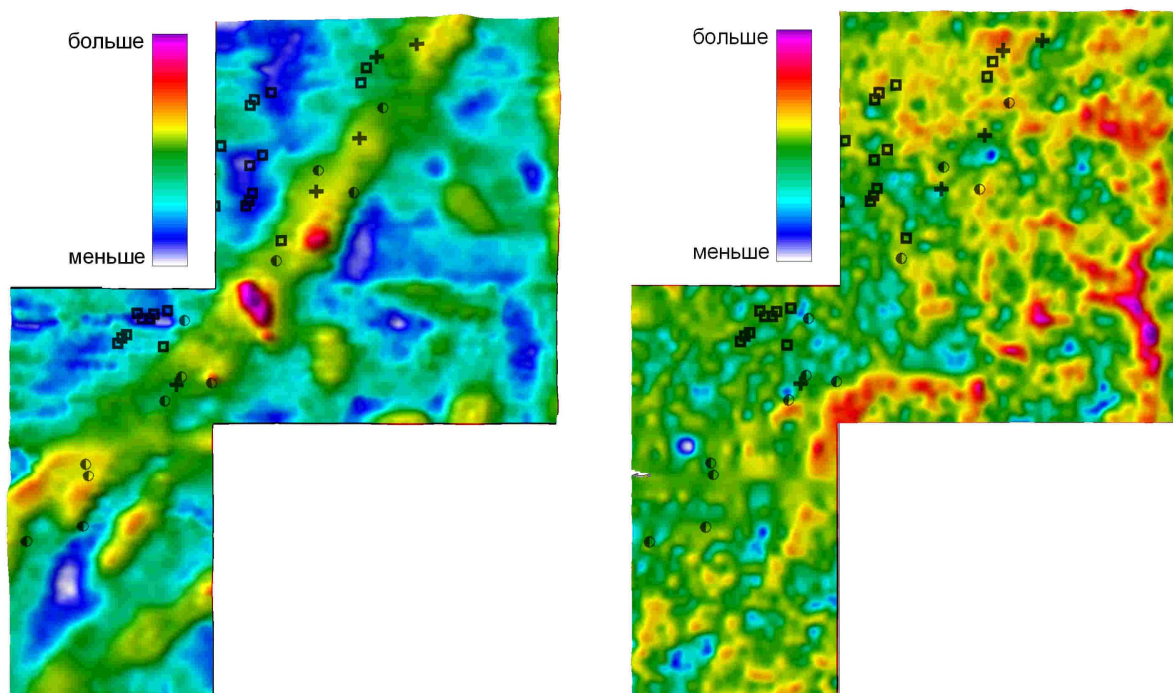


Рис. 3. Распределение суммарной продольной проводимости (слева) и калий-ториевого отношения.

Заключение

Дополнение традиционных методов кагс (магнитометрии и гамма-спектрометрии) электроразведкой методом становления поля при исследовании перспективных на коренное золото площадей, золотоносность которых связана с определенным типом процессов (в том числе, схожих с рассматриваемым) позволяет выявлять дополнительные геологические структуры, картировать разломную тектонику, изучать послойную проводимость разреза и устанавливать корреляционные литолого-стратиграфические связи.

Комплексирование данных аэроэлектроразведки становлением поля с данными традиционных методов аэрогеофизики позволяет повысить надежность прогнозирования и выделения перспективных золотоносных участков.

Литература

1. Тригубович Г.М. «Инновационные поисково-оценочные технологии электроразведки становлением поля воздушного и наземного базирования» // Разведка и охрана недр – 2007–№ 8–С. 80–87.

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ

Белевская Мария Александровна, инженер, ГИ УрО РАН

г. Пермь, ул. Сибирская, 78а, тел.(342) 2163-114, факс (342) 2167-502,

mba2@mail.ru

научный руководитель: к.ф.-м.н. **Дягилев Р.А.**

Кунгурская Ледяная пещера расположена в Кунгурском районе Пермского края. Она является уникальным памятником природы – это единственная пещера в России, которая внесена ЮНЕСКО в список экскурсионных пещер. Её посещаемость достигает десятков тысяч туристов в год [2]. Для обеспечения безопасности туристов и для сохранности памятника природы, сложенного карстующимися породами, необходимо иметь представление о стадии и степени развития современных геологических и антропогенных процессов в самой пещере и на прилегающих участках.

В пределах пещеры можно наблюдать, что время от времени отмечаются небольшие вывалы, обрушения, при этом стены подвержены трещинообразованию. В связи с этим с 2006 г. в пещере ведутся постоянные сейсмологические наблюдения. Идея использования стационарной системы мониторинга предполагает изучение процессов разрушения, связанных с обрушениями кровли пещеры, появлением трещин в кровле и стенах. Выявление визуально скрытых участков с повышенной интенсивностью разрушений, позволило бы своевременно принять меры по их укреплению, что обеспечивало бы безопасность популярного туристического маршрута.

Мониторинг в пещере осуществляется с помощью аппаратно-программного комплекса ISS, изготовленного фирмой «ISS International Ltd.» (ЮАР), которая является крупнейшим в мире производителем систем сейсмического контроля и осуществляет комплексный подход к проектированию, установке и эксплуатации систем мониторинга. Система сейсмологического мониторинга пещеры представлена 6 геофонами, установленными в кровле в скважинах диаметром 80 мм на глубину 80-100 см. Геофоны равномерно распределены вдоль туристической тропы и связаны с двумя модулями регистрации, обеспечивающими оцифровку и выделение полезных сигналов, передачу данных на центральный компьютер, где производится их обработка. Сейсмологическая система интегрирована с термоклиматической сетью из 12 пунктов, в которых периодически производятся замеры по трем показателям: температура, влажность, давление.

Мониторинговой системой ежегодно регистрируется более сотни сейсмических сигналов, связанных с явлениями различной природы. Среди них выявлено крайне мало сейсмических событий, произошедших в пределах пещеры. Всего за период 2006-2009 гг. зарегистрировано 10 событий, связанных с процессами разрушения карстовых полостей. Пример записи одного такого события представлен на рисунке 1. Эпицентры событий расположены в разных частях пещеры, что не позволяет выделить какие-либо сейсмоактивные зоны, требующие повышенного внимания. Низкая сейсмоактивность отчасти имеет связь и с чувствительностью сети, обеспечивающей регистрацию всех событий,

начиная с магнитуды -0.5 . При этом периодически при обходе пещеры визуально наблюдаются новые вывалы и обрушения. Очевидно, наблюдаемые акты обрушений имеют очень слабый сейсмический эффект, который ниже порога чувствительности аппаратуры.

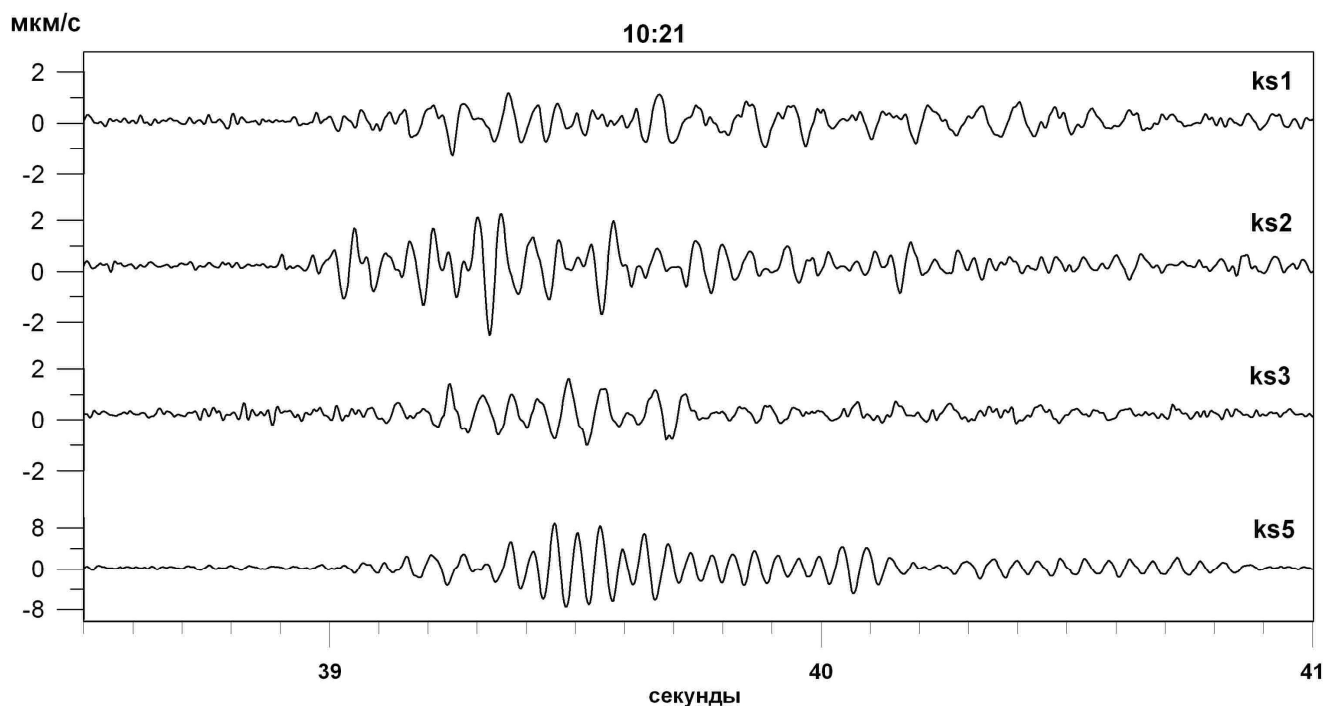


Рис.1. Сейсмограмма сейсмического события ($E=710$ Дж), произошедшего 3 сентября 2007 г. в гроте «Геологов»

Помимо постоянных наблюдений стационарной сейсмологической сетью в пещере кратковременно проводились и детальные исследования в гроте «Колизей». Развернутая в ноябре-декабре 2008 г. временная сеть по плотности в 3 раза превосходила стационарную. Данные наблюдения позволили выявить очень слабую сейсмическую активность, сопровождающую процессы разрушения в органной трубе, расположенной в гроте. Всего за период в 1.5 месяца здесь было зафиксировано более 120 сейсмических событий. Все они произошли в пределах локальной зоны размерами 20×20 м и имели магнитуду не более -1.1 .

Также в районе г. Кунгура, вблизи пещеры, имеется 4 действующих карьера, на которых регулярно производятся промышленные взрывы, сейсмический эффект от которых может способствовать процессам разрушения в пещере. Интенсивные сейсмические волны, возбуждаемые в результате взрывных работ, можно рассматривать как спусковой механизм, вызывающий обрушения ослабленных висячих блоков пород. Возможность подобных эффектов подтверждается ранее проведенными изысканиями в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей [1].

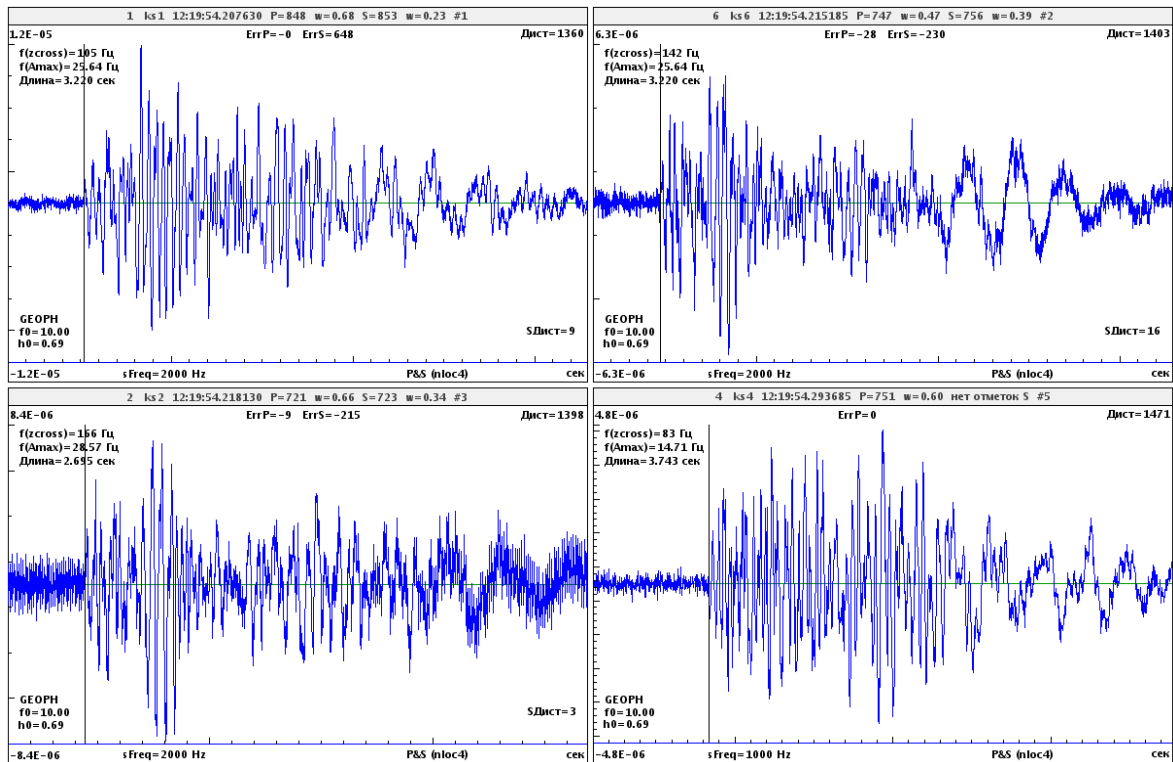


Рис.2. Сейсмограмма взрыва, осложненная волнами от обрушений в пещере

Самые сильные сейсмические колебания регистрируются от взрывов на ближайшем Филипповском карьере известняков, расположенном на расстоянии 5 км. Представленная на рисунке 2 запись взрыва, произведенного 25 сентября 2008 г., демонстрирует, как после прихода продольных волн происходит обрушение глыбы объемом около 2 м³ из кровли. На записи цуги волн, обусловленные сейсмическим эффектом обрушения пород, начинаются через 0.3 с после первых вступлений и слабо различимы. Однако факт такого непосредственного влияния взрывных работ на устойчивость массива пород в гротах пещеры был подтвержден также отказом работы в момент взрыва одной из климатических станций, кабель которой был поврежден упавшим блоком горной породы. Всего в пещере выявлено два таких случая.

Влияние волн от взрывов на ближайших карьерах на устойчивость массива пещеры ставит также вопрос о возможности влияния и других сейсмических источников, например железнодорожного транспорта. Время от времени стационарной системой мониторинга фиксируются интенсивные волны, вызванные прохождением поездов по железнодорожной ветке в 10 км от пещеры. Сравнительный анализ амплитуд сигналов от железнодорожного транспорта показывает, что действие железной дороги в 4-6 раз ниже сейсмического воздействия самых сильных взрывов, вызвавших обрушения, а частота колебаний намного ниже взрывных. Все это говорит о том, что схожее со взрывными работами влияние железной дороги на устойчивость массива пещеры маловероятно.

Необычный характер сейсмичности пещеры установлен для её ледовой части. В декабре 2009 г. из-за сильных морозов наблюдалось резкое

похолодание в гротах, расположенных вблизи входа (Бриллиантовый, Полярный, Данте). Снижение температуры на 10 и более градусов за короткий временной интервал привело к объемной деформации ледовых масс, что сопровождалось отчетливо слышимыми щелчками в гроте Данте. Здесь же на границе с гротом Полярный системой мониторинга зафиксирован самый сильный из них ($M=-1.9$).

Выполненные наблюдения позволяют сделать вывод, что развивающиеся карстовые процессы в Кунгурской ледяной пещере определенно имеют сейсмический отклик. Сейсмические явления, связанные с разрушением карстующегося массива происходят постоянно, но они очень слабые ($M<-1$) и фиксируются лишь на небольших расстояниях (первые десятки метров). Наиболее сильные сейсмические проявления связаны с обрушениями крупных блоков, которые провоцируются ведением взрывных работ на ближайшем карьере, и с резкими температурными вариациями в ледовой части пещеры в зимний период. Выявление влияния других факторов на устойчивость массива пещеры требует дальнейших непрерывных наблюдений.

Выражаю особую благодарность и признательность научному руководителю к.ф.-м.н. Дягилеву Р.А. за оказанную помощь и поддержку в написании данной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевская М.А., Верхоланцев Ф.Г. Удаленные землетрясения как фактор, влияющий на сейсмическую активность в подработанном соляном массиве // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2009. – С. 21-24.
2. Буркацкая И.Л. Кунгурская Ледяная пещера. Социально-экономическая роль в развитии региона // Кунгурская Ледяная пещера. 300 лет научной и туристической деятельности. – Пермь, 2003. – С 4-9.

ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДОЛЬСКОГО ГОРИЗОНТА ПО КОМПЛЕКСУ ГИС-ИНК

Беляева Ольга Владимировна, студентка,

Самарский Государственный Технический Университет

443100 г. Самара ул.Первомайская 18, 1 корпус

кафедра «Геология и геофизика»

ledishna-90@mail.ru, vlgusev53@mail.ru, (846) 2423911, (846) 2423689

Научный руководитель: **Прилипко Н.М.**

На площади «Неп» основной объект освоения связан с пластом А₄ башкирского яруса. В поисковых и разведочных скважинах пласт А₄ исследовался комплексом: керн, геофизические исследования скважин (ГИС), испытание пластоиспытателем на трубах (ИПТ). В настоящее время пласт обводняется. Перспективы нефтенасыщения связаны с вышелегающими отложениями подольского горизонта. Недостаточно исследованы керн-ИПТ. Коллектора выделяются по качественным и количественным признакам (прямым и косвенным). Признаки нефтенасыщения по ГИС связаны с повышенными значениями удельных электрических сопротивлений (УЭС).

Водонасыщенные пласты выделяются по пониженным значениям УЭС, снижением УЭС вглубь пласта по способу радиального градиента. При колебаниях пористости целесообразно применение методики нормализации — комплексирование диаграмм нейтронно-гамма каротажа (НГК) и бокового каротажа (БК) в одинаковом масштабе пористости — логарифмическом.

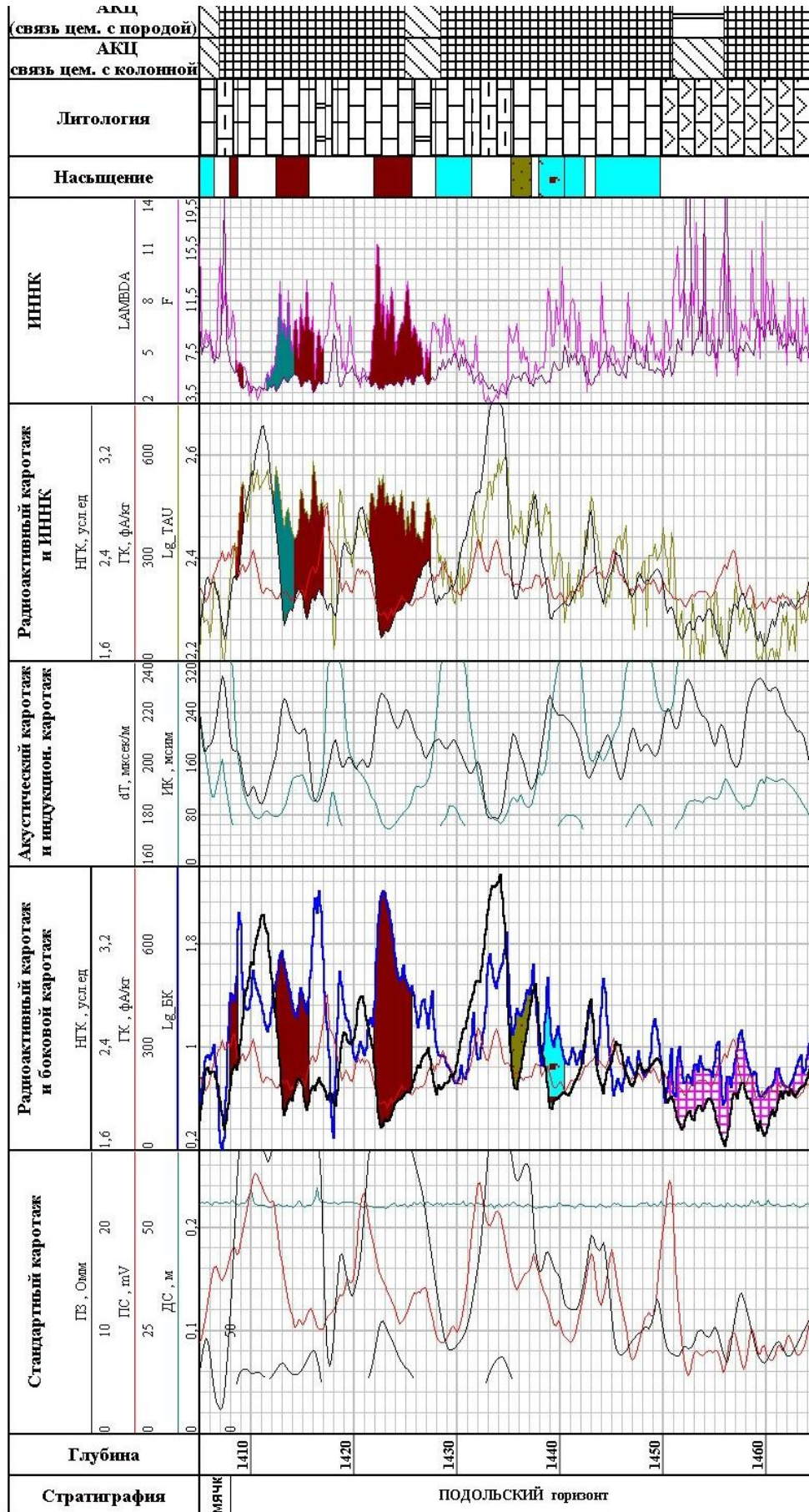
Загипсованные породы выделяются как ложно нефтенасыщенные: характеризуются высокими значениями УЭС и низкими значениями НГК, обусловленные наличием химически связанной воды. Определение загипсованности было бы возможным с применением гамма-гамма плотностного каротажа (ГГКП), поскольку гипсы характеризуются низкими значениями плотности. ГГКП в то время не был проведён.

В скважине 418 выделены перспективные интервалы: 1407.5-1409, 1412.5-1416, 1422-1425.5, 1435-1436.5, 1438-1440.5, 1450-1464.

Проведение импульсного нейтронного каротажа (ИНК) в начальной стадии разработки подтвердило нефтенасыщение первых трёх интервалов по повышенным значениям времени жизни тепловых нейтронов τ . Загипсованные пласты характеризуются пониженными значениями τ (дефицит хлора). Интервал 1450-1464 м. был выведен из перспективных пропластков как ложно нефтенасыщенные.

Применение ИНК повышает надёжность интерпретации пластов в разрезах, содержащих гипсы.

Скважина 418 Площадь Неп



НАСЫЩЕНИЕ

- нефтенасыщ. (oil saturation)
- слабонефтен. (weakly oil-saturated)
- водонасыщ. (water saturation)
- перех. зона нефть-вода с пониж. нефтен. (transition zone oil-water with decreasing oil saturation)

ЛИТОЛОГИЯ

- карбонат (carbonate)
- карб. глин. (carbonate clay)
- карб. загл. (carbonate sandstone)
- плохой контакт (poor contact)
- хороший АКЦ (good ACQ)
- частичный (partial)

ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИЕ ОБЪЕМНЫЕ ВОЛНЫ В ИЗУЧЕНИИ СТРОЕНИЯ КОРЫ И МАНТИИ ПОД ОДИНОЧНОЙ СТАНЦИЕЙ

Ваганова Н.В., мнс, аспирант, Институт Экологических проблем Севера УрО РАН, г.Архангельск, (8182)215687, nvag@yandex.ru

Одним из важнейших направлений наук о Земле является изучение внутреннего строения, поскольку именно глубоко в недрах скрыты природа, механизмы и причины геологических процессов, которые мы можем наблюдать на поверхности и которые относятся к разряду эндогенных. Самым информативным и эффективным методом изучения земных недр являются сейсмологические методы, поскольку только сейсмические волны способны проникнуть в толщу Земли и совершить путешествие к центру планеты. В Архангельской области имеются все предпосылки для такого рода исследований. С 2004 года на территории области функционирует сейсмическая сеть, включающая в себя 7 сейсмических станций, в том числе 2 широкополосных. По сейсмологическим данным широкополосной станции Климовская (60.85°с.ш., 39.52°в.д.) начаты фундаментальные исследования коры и верхней мантии Севера Русской плиты методом приемных функций обменных P-S волн, предварительные результаты которых описаны в [1, 2]. Используемые в методе приемных функций обменные волны, прежде всего Ps, являются информативными в выделении границ обмена в земной коре и верхах мантии в районе принимающей станции по записям телесеизмических землетрясений. Нас интересуют те рефрагированные P-волны от удаленного источника, которые проходят последний участок пути как SV (рис. 1).

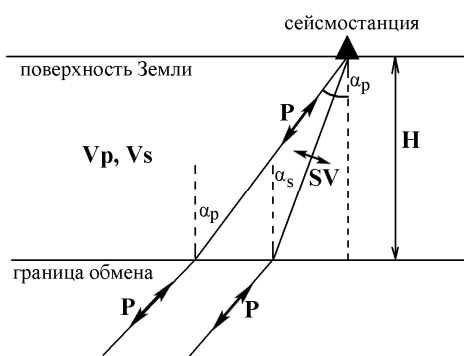


Рисунок 1 – Лучевая схема образования обменных волн на границе (стрелочками показано направление поляризации)

Обменные волны Ps входят в состав коды P-волны. Задача состоит в выделении этих фаз на фоне случайных помех и различных регулярных волн. Метод функции приемника как целая система правил, приемов, способов, направлена на достижение этого результата и, экономя силы и время, позволяет двигаться к цели кратчайшим путем. Основными и необходимыми процедурами являются: частотная фильтрация исходных записей, поворот осей, стандартизация, получение индивидуальных приемных функций для каждого землетрясения, суммирование стандартизованных компонент. Подробное описание метода приводится в [3, 4].

Очень важным параметром является угол α_p подхода P-волны к принимающей станции, как показано на рисунке 1. Здесь угол α_p отсчитывается между лучом и нормалью к поверхности. Волны от далеких землетрясений, приходя к станции с различных расстояний, захватывают при прохождении

разную глубину. Чем меньше эпицентрального расстояние, тем лучи просвечивают меньшую глубину. И наоборот, чем больше расстояние источник-приемник, тем с больших глубин приходят волны [5]. Соответственно, углы подхода лучей к границам с разных расстояний тоже будут отличаться. Нами были проведены расчеты угла падения Р-волн на земную поверхность (рис. 2). Как видно, с увеличением эпицентрального расстояния угол падения уменьшается и наоборот. Другими словами, чем ближе находится очаг землетрясения, тем менее круто (под большим углом от вертикали) волна подходит к станции. И наоборот, чем больше расстояние источник-приемник, тем с больших глубин приходят волны и угол падения уменьшается. При исследуемом диапазоне эпицентральных расстояний 35 – 90 градусов, углы падения лежат соответственно в интервале от 20–30 до 5–20 градусов.

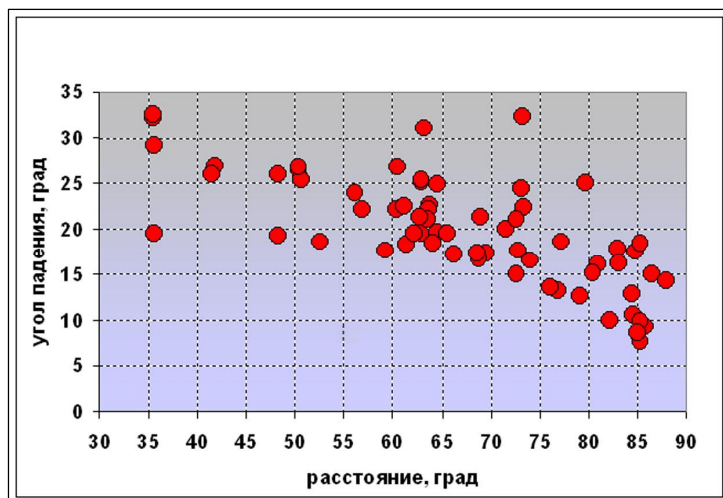


Рисунок 2 – Зависимость угла падения волны от эпицентрального расстояния

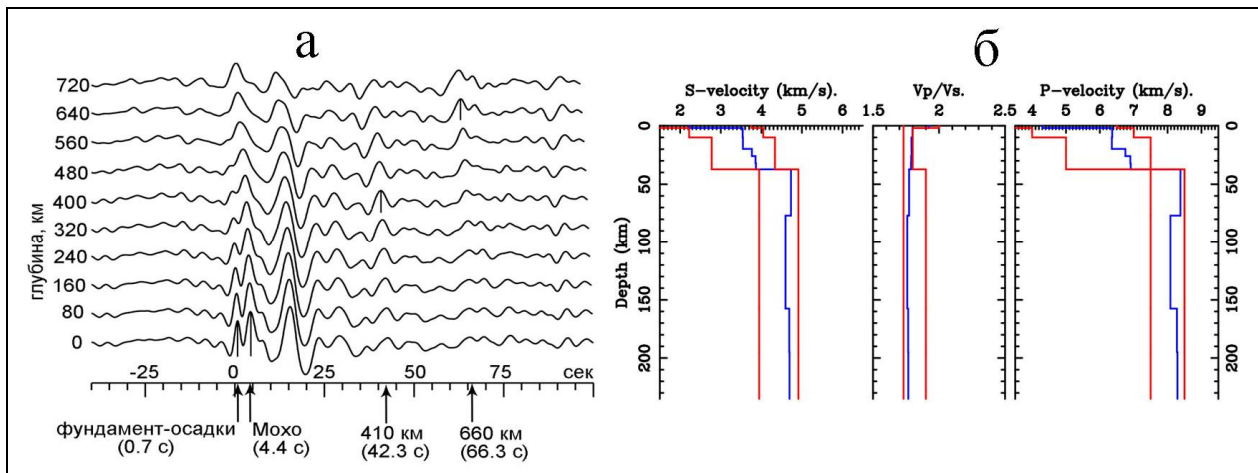
Основным свойством обменных волн P_s является то, что на записи они приходят с некоторым временем задержки относительно рефрагированной, их порождающей, поскольку путь от границы обмена к

поверхности они проходят с меньшей скоростью по сравнению с продольной волной P . Вектор поляризации волны P_s лежит в плоскости источник-приемник и перпендикулярен поляризации волны P . Амплитуда волны P_s составляет несколько процентов от амплитуды P , поэтому для уверенного ее выделения и подавления шума выполняется суммирование стандартизованных компонент для большого набора землетрясений. Стандартизация устраняет различия трасс в очаговых процессах и магнитуде.

По обменным волнам определена глубинная структура Севера Русской плиты с выделением основных границ в коре и мантии (рис. 3)– подошва кристаллического фундамента на глубине 1200 м, Мохо на глубине 36 – 38 км, границ зоны фазовых переходов в мантии на глубинах 410 км и 660 км.

Все вычисления были проведены с помощью программного комплекса Seismic Handler (разработчик Клаус Штаммлер) под операционной системой LINUX, а также с помощью собственных разработок сотрудников ИФЗ РАН.

Таким образом, применение метода приемных функций позволяет определить глубинное строение в районе отдельно стоящей сейсмической станции, что в нашем случае на основе цифровых данных и современных методов обработки дополняет имеющуюся информацию по строению Севера Русской плиты, полученную другими геофизическими методами.



а - суммированные приемные функции Ps волн с выделением основных границ в коре и мантии; б - скоростной разрез Vp и Vs

Рисунок 3 – Структура земной коры и мантии в районе с/ст Климовская

Автор выражает признательность кф-мн Францужовой В.И. за научное руководство. Автор также считает своим приятным долгом поблагодарить сотрудников лаб. сейсмологических исследований ИФЗ РАН кф-мн Г.Л.Косарева и кф-мн С.И.Орешина за дружескую поддержку и бескорыстную помощь в освоении методологии приемных функций.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы №16 Президиума РАН, а также поддержана молодежным грантом УрО РАН.

Список литературы.

1. Ваганова Н.В., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Французова В.И., Юдахин Ф.Н., Винник Л.П. Первый опыт применения метода приемных функций для изучения строения литосферы Севера Русской плиты // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. - Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. С 60 – 64.

2. Ваганова Н.В., Юдахин Ф.Н., Винник Л.П., Французова В.И., Косарев Г.Л., Орешин С.И. Предварительные результаты изучения глубинного строения участка юго-запада Русской плиты методом приемных функций // Геологические опасности: Материалы XV Всероссийской конференции с международным участием / Отв. ред. чл.-корр. РАН Ф.Н.Юдахин. – Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 2009, С. 112-115.

3. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle. // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 15 (1977) 39-45

4. Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным – М.: Наука, 1988. С. 26.

5. Kennet B.L.N. Seismological tables: ak135. Research School of Earth Sciences the Australian National University, P. 7, 2005.

МОРОЗОБОЙНЫЕ УДАРЫ

Варлашова Ю.В., м.н.с., Горный институт УрО РАН

614007, г.Пермь, ул Сибирская, 78а, тел.8-342-216-31-14, факс 8-342-216-75-02,
ivanova@mi-perm.ru

За последние несколько лет сейсмостанцией «Добрянка», расположенной 20 км к северу от г. Добрянка (Пермский край) и входящей в сейсмологическую сеть Уральского региона [2], в «холодные» месяцы года довольно часто фиксируется локальная аномальная сейсмическая активность, которая не характеризуется каким либо четко выраженным циклом. Сейсмические события, формирующие данную активность, возникают роями и затрудняют проведение плановой обработки сейсмологических данных (выделение сигналов от локальных и региональных сейсмических событий).

Для изучения природы локальных явлений в районе сейсмостанции «Добрянка» лабораторией природной и техногенной сейсмичности Горного института УрО РАН с 21 по 29 ноября 2007 года были проведены специальные полевые наблюдения. В результате обработки материалов проведенных наблюдений и сопоставления с аналогичными сигналами, зарегистрированными на сейсмостанции «Добрянка» было выделено более 80 событий локального типа. Анализ полученных данных позволил установить, что наблюдались так называемые морозобойные удары (растрескивание ледяного покрова) [1].

Для дальнейшего рассмотрения характера и особенностей морозобойных ударов были рассмотрены данные сейсмостанции «Добрянка» в период с ноября 2007 г по апрель 2008 г.

Морозобойные удары происходят в период ледостава. Прежде всего, период ледостава можно условно разделить на три основные стадии:

- перволедье,
- матерый лед,
- последний лед.

Всего таких событий насчитывается более 43 тысяч за период с ноября 2007 по апрель 2008 г, время, в которое отмечались отрицательные температуры. На рис. 1 приведены лепестковые диаграммы распределения количества событий по времени суток для разных дней. Тот факт, что подавляющее большинство событий фиксировалось в ночное время суток, когда обычно отмечается относительное понижение температуры, также подтверждает гипотезу морозобойных ударов.

Сопоставление графиков температуры с гистограммами количества подобных событий зарегистрированных на сейсмостанции «Добрянка» приведено на рисунке 2. Выделяются все три стадии ледостава.

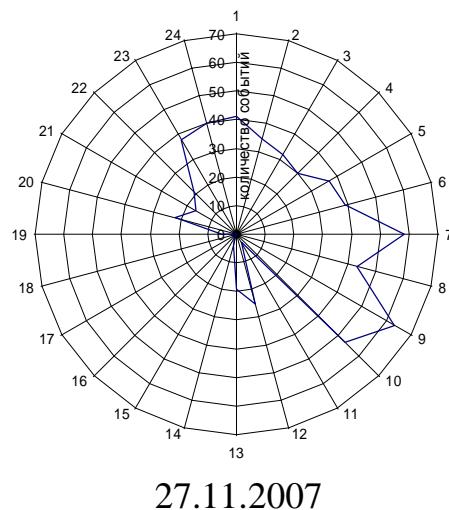
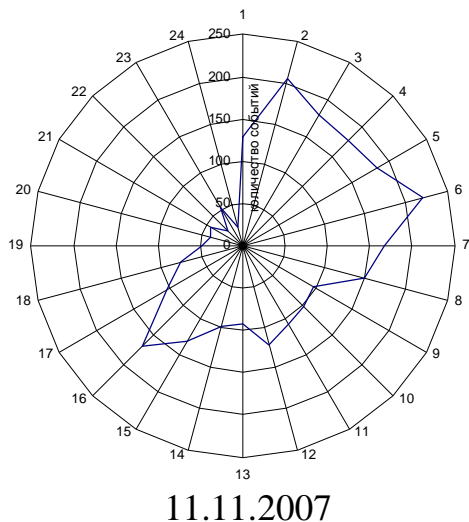


Рис.1. Суточное распределение количества морозобойных ударов

В перволедье фиксируется всплеск сейсмической активности, который совпадает с началом резких понижений температуры. Как видно из графика температуры, начиная с 8 ноября, произошло резкое и затяжное понижение температуры, которое повлекло за собой образование массивного льда, и как следствие – морозобойные удары. С повышением температуры отмечается уменьшение количества событий. Опрос местных рыбаков подтвердил, что в этот период отмечался глухой треск со стороны береговой линии и установление прочного ледяного покрова.

Период второй стадии ледостава «матерого льда» начинается в декабре и длится до марта. В это время отмечается наибольшее количество морозобойных ударов.

Стадия «последнего льда» отмечается с середины марта, когда в дневные часы уже отмечается положительная температура, в ночные резкие заморозки. По данным Гидрометцентра России ледоход на р. Кама начался в третье декаде апреля. Как видно из рисунка 2 14 апреля произошел последний всплеск сейсмической активности. В дальнейшем подобных событий не наблюдалось.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что наблюдаемые в зимнее время в окрестностях сейсмостанции «Добрянка» локальные сейсмические события не имеют тектонической природы и являются «морозобойными».

Литература

1. Варлашова Ю.В. (Иванова Ю.В.) Изучение аномальной сейсмической активности в окрестностях г. Добрянка // Современные проблемы геофизики. Девятая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник материалов. - Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – С. 38-41 (264).
2. Голубева И.В. Западно-Уральская сейсмологическая сеть и результаты мониторинговых наблюдений в 2006 году / Голубева И.В., Иванова Ю.В., Старикович Е.Н. // Проблемы недропользования. Материалы I молодежной

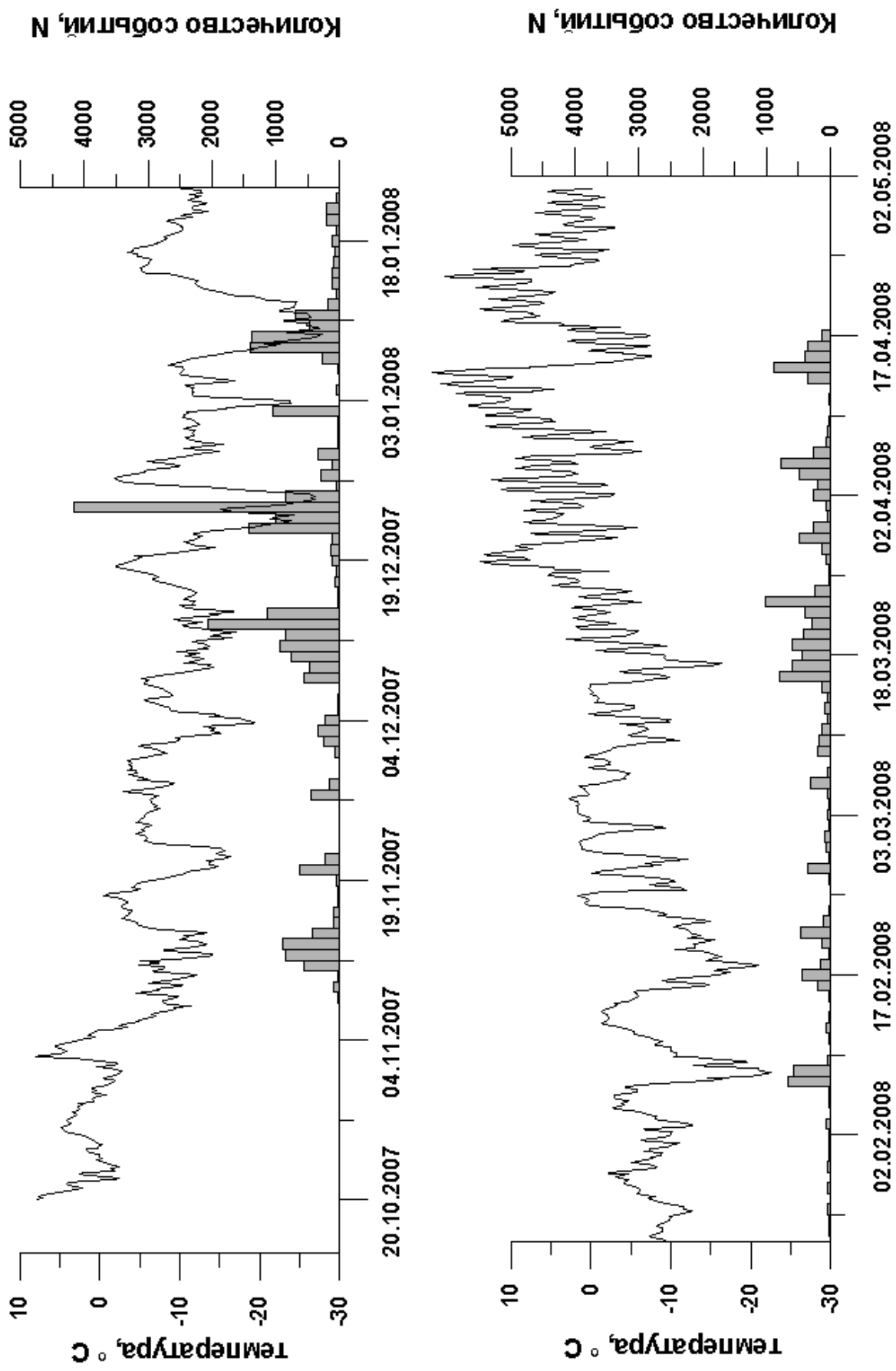


Рис. 2. Сопоставление количества морозобойных ударов с графиком температуры в районе г. Добрянка

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ТРЕХКОМПОНЕНТНЫМ МАГНИТОМЕТРОМ МНТ-3

Вдовин Алексей Геннадьевич, инженер-исследователь, Институт геофизики
УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул.Амундсена, 100
Тел. +7-950-63-82-515, legkavd@mail.ru

Научный руководитель: доктор технических наук **Ю.Г. Астраханцев**

Наземный феррозондовый магнитометр МНТ-3 предназначен для непрерывных и одновременных измерений трёх компонент геомагнитного поля в диапазоне ± 70000 нТл в условиях стационарного режима съёмки.

Основу прибора составляет одноэлементный феррозонд, в котором для возбуждения и измерения используется одна обмотка. Сердечник феррозонда изготовлен из магнитомягкого материала аморфного сплава типа кобальта. Принцип работы время-импульсного магнитометра основан на измерении временных интервалов между импульсами, возникающими при перемагничивании сердечника феррозонда переменным полем треугольной формы с частотой ω , создаваемым в обмотке феррозонда. Постоянное внешнее магнитное поле смещает рабочую точку таким образом, что перемагничивание сердечника в одном полупериоде намагничивающего переменного поля наступает раньше, чем в другом, на время Δt , пропорциональное измеряемому полю [1, 2].

Целью работы является проведение опытно-методических работ на магнитной обсерватории Арти для испытания магнитометра МНТ-3, выполнение полевых измерений составляющих магнитного поля, обработка полученных данных, а также установление сходимости результатов измерений трехкомпонентного магнитометра МНТ-3 с серийно выпускаемым магнитометром ММП-203.

Наземным магнитометром МНТ-3 измеряются три компоненты магнитного поля Земли: вертикальная составляющая T_z две взаимно ортогональные составляющие T_x и T_y . Для этого на участке работ разбивается сеть прямолинейных профилей. На конечном пункте наблюдений, на каждом профиле устанавливается веха для визирования системы блока феррозондовых датчиков. Начальный и конечный пункты наблюдения на каждом профиле привязываются с помощью системы GPS к географическим координатам.

При измерениях составляющих поля ориентировка блока датчиков по профилю выполняется с помощью оптического визира. В случае, когда ориентировка на визирную веху невозможна, то она передвигается по профилю навстречу оператору до тех пор, пока не удастся сориентировать систему блока феррозондовых датчиков. В этом случае есть вероятность погрешности измерений, во избежание чего нужно производить обязательный контроль.

Магнитометр МНТ-3 с помощью треноги устанавливается на уровне роста оператора, таким образом, контролируется высота измерительного блока над поверхностью Земли, она должна быть одинаковой при передвижении по пунктам наблюдений. Устройство системы ориентирования феррозондовых датчиков позволяет не горизонтировать магнитометр с помощью уровней при

измерениях на каждой точке, а устанавливать измерительную систему примерно горизонтально, т.к. конструктивно система сделана так, что датчики, измеряющие переменное магнитное поле соленоида, ориентируются системой ориентации за счет грузиков один вертикально, а два других горизонтально.

Для проверки стабильности работы феррозондового магнитометра производят поочередные измерения геомагнитного поля, поворачивая измерительный блок на 15° вокруг своей оси. Положительным результатом служит кривая, имеющая идеальную синусоидальную форму, начальная и конечная точки должны иметь равные значения, а также точки экстремумов по абсолютным значениям должны быть одинаковы.

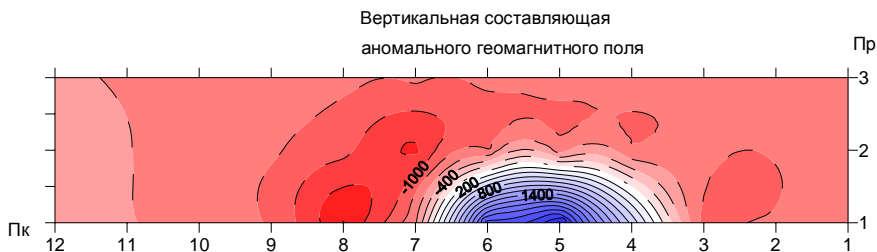
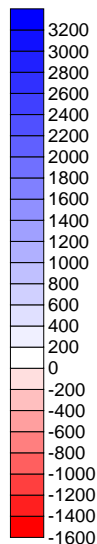
На полигоне геофизической обсерватории Арти выполнены измерения магнитного поля на площади 60×15 м. с детальностью 5×5 м искусственного магнитного объекта “Tank”, залегающего около земной поверхности. Проведены измерения вдоль трех профилей на разном расстоянии от объекта при помощи двух приборов: феррозондовым магнитометром МНТ-3 и серийным протонным магнитометром ММП-203 по стандартной методике [3, 4].

Результаты измерений вертикальной и двух горизонтальных составляющих аномального магнитного поля T_{za} , T_{xa} , T_{ya} объекта “Tank”, полученные с помощью магнитометра МНТ-3 приведены на рис 1. Измеренные кривые фиксируют данный объект и его положение в пространстве, а также отражают реальный контур объекта.

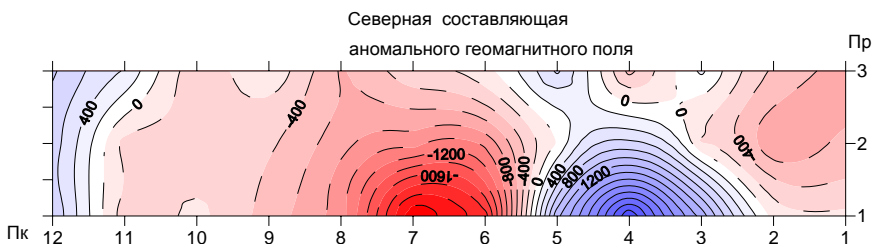
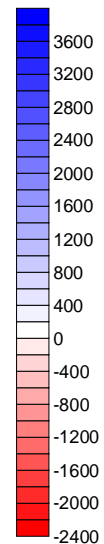
Для контроля наблюдений были выполнены повторные измерения по трем профилям магнитного поля магнитного объекта “Tank”.

Применение трехкомпонентной магнитной съемки с трехкомпонентным магнитометром МНТ-3 повышает информативность полученных данных по сравнению с измерениями модуля Земного магнитного поля, хотя и требует больших временных затрат.

Z_a , нТл



X_a , нТл



Y_a , нТл

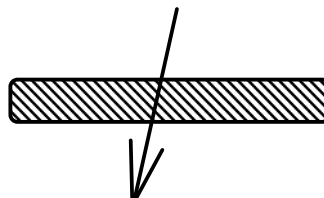
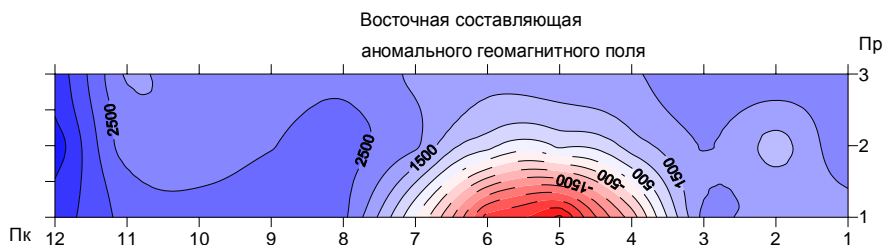
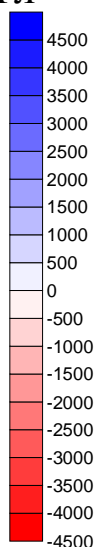


Рис. 1. Планы изолиний составляющих аномального геомагнитного поля объекта “Tank” на полигоне Арти

Литература:

1. Уральский геофизический вестник, № 2 (сб. статей). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. с. 42-48.
2. 170 лет обсерваторских наблюдений на Урале: история и современное состояние: Материалы международного семинара, Екатеринбург, 17-23 июля 2006 г. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. с. 147-150.
3. Магниторазведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 470 с.
4. Справочник оператора-магниторазведчика. М.: Недра, 1987. 176 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ МЕТОДАМИ РЕГИСТРАЦИИ ВЗРЫВОВ И МИКРОСЕЙСМ

Верхоланцев Александр Викторович, мнс, ГИ УрО РАН
Пермь, Сибирская 78а, т. 8(342)2163114, факс 8(342)2167502,
vercholancev@gmail.com

Научный руководитель: к.ф.-м.н. **Дягилев Руслан Андреевич**

Учет интенсивности сейсмического воздействия возможных землетрясений является важной составляющей проектирования зданий и сооружений. Этот аспект регламентируется целым рядом строительных норм и правил (СНиП). Вероятностные характеристики возможного сейсмического воздействия в масштабах страны предоставляют карты общего сейсмического районирования (ОСР-97).

В зависимости от местных тектонических, геоморфологических и, в особенности, грунтовых условий, указанная на картах общего сейсмического районирования интенсивность сотрясений может быть скорректирована на 1-2 балла по шкале MSK-64, что соответствует увеличению скоростей колебаний почвы в 2-4 раза. Определение величины данной корректировки является задачей сейсмического микрорайонирования.

Основные сейсмические инструментальные наблюдения при сейсмическом микрорайонировании базируются на регистрации региональных и локальных землетрясений малых энергий и взрывов. Также привлекают методы, использующие микросейсмические шумы различной природы, однако метод регистрации микросейсм считается вспомогательным в комплексе сейсмических методов, применяемых при сейсмическом микрорайонировании.

Основным условием применимости метода как при регистрации микросейсм, так и при регистрации землетрясений и взрывов является наличие синхронной записи одного и того же сигнала на эталонном и исследуемом пункте. Отношение спектров данных записей характеризует изменение интенсивности (ΔI) на этих пунктах.

$$\Delta I = k \lg \frac{S_i}{S_y},$$

где S_i и S_y – спектры колебаний на исследуемом и эталонном грунте, а k – коэффициент, величина которого равна 3.3 для сигналов от импульсных источников и 2 – для микросейсм. Для микросейсм величина k может отличаться от 2 и должна обосновываться эмпирически на основании макросейсмических данных (или данных других методов сейсмического микрорайонирования).

Спектральный состав микросейсм от места к месту может существенно различаться и причина данных отличий может крыться не только в разных грунтовых условиях, но и в наличии локальных источников, избирательно искажающих частотный состав колебаний. Поэтому результаты, полученные методом регистрации микросейсм, могут быть менее надежными. В этой связи представляет интерес выполнить сравнительный анализ результатов,

получаемых обоими методами при их использовании на одном и том же объекте.

Для решения задачи были выбраны волновые формы с 6 зарегистрированными взрывами, записанные на эталонном и исследуемом грунте (расстояние между пунктами наблюдения меньше 0.1 гипоцентрального). Обработка данных методом микросейсм выполнялась в суточном временном интервале, соответствующим взрывным работам. Для всех записей получены спектральные оценки, причем для метода микросейсм использовался способ Бартлетта, а для обработки взрывов – способ Даниеля. Обычная спектральная оценка, получаемая в результате преобразования Фурье, не может выступать в качестве основы для дальнейших расчетов в виду значительной ее подверженности ошибкам расчета спектральных амплитуд, поэтому для микросейсм, регистрируемых в течении длительного времени, способ Бартлетта является наиболее подходящим, а для кратковременных записей взрывов наилучшие результаты будет давать способ Даниеля [2]. При расчете бартлеттовских оценок использовалось временное окно длительностью 20 с, а для оценок Даниеля – 10 с. Длина спектрального весового окна Даниеля была выбрана равной 5 точкам. Сравнение различных длин весовых окон (3, 5, 7) показало, что 5-точечное окно является наиболее оптимальным вариантом, при котором изрезанность спектров заметно снижается, а полезный частотный состав существенно не страдает от недостатка гармоник. Именно в таком виде спектры взрывов, зарегистрированных на эталонном и исследуемом пунктах, были использованы для дальнейшего анализа.

Адекватность полученных спектральных оценок микросейсм определяется степенью изученности их вариации во времени в районе исследований. От степени надежности полученных спектральных оценок зависит и качество определения изменений сейсмической интенсивности. Сравнение кривых усиления, полученных по спектрам микросейсм, очищенных от интенсивных помех (рис.1), для исследуемого пункта в течение суток показывает, что кривые усиления достаточно стабильны и наблюдаемые отличия не вносят существенных изменений в итоговое приращение интенсивности. Использование в расчетах всего полевого материала, включая помехи, таких стабильных результатов не дает. Все это предъявляет серьезные требования к исходным данными и способам их обработки:

1. селекция интервалов без интенсивных помех должна выполняться обязательно;
2. временные ряды должны быть продолжительными, обеспечивая достаточное количество “тихий” интервалов.

После построения спектральных оценок всех зарегистрированных взрывов, а также микросейсмических колебаний были получены отношения спектров (исследуемого пункта к эталонному), характеризующие усиление колебаний на определенных частотах. Для сравнения результатов использовались средние кривые усиления (рис. 2). Усами на графиках показаны среднеквадратические отклонения усиления, рассчитанных по взрывам. Величины отклонений по микросейсмам в разы меньше, поэтому не были отображены.

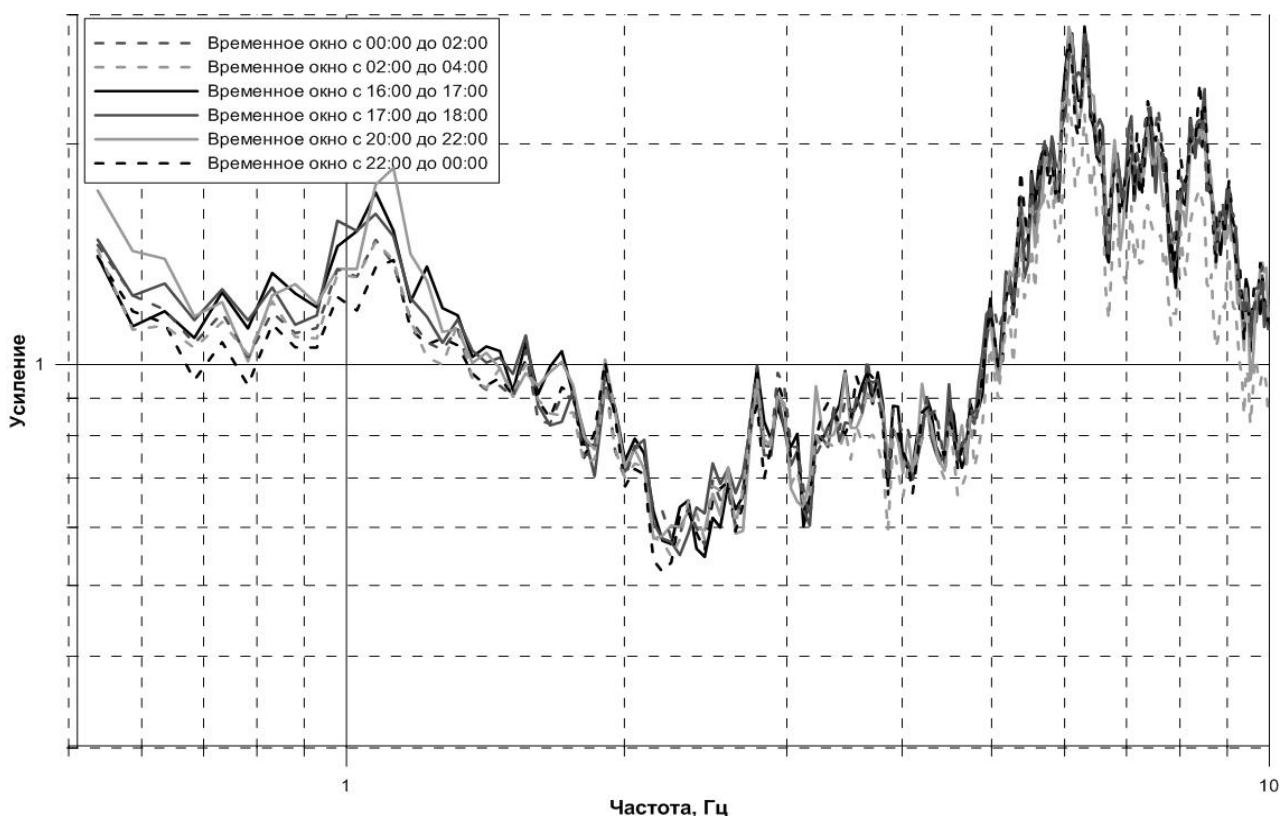


Рис. 1. Временные вариации кривых усиления, полученных по микросейсам в течение суток

Сравнительный анализ графиков показал, что кривые усиления, полученные разными методами достаточно хорошо согласуются друг с другом. Они имеют практически одну и ту же форму и в пределах погрешности определения совпадают по величине. В следующей таблице представлено сравнение приращений интенсивности ΔI в трех частотных диапазонах, регламентированных согласно РСН 60-86, при этом среднеквадратические отклонения приращений, полученных в каждом диапазоне, составили 0.4 балла для каждого диапазона частот:

Частотный диапазон	Приращение интенсивности ΔI	
	метод микросейсм	метод взрывов
0.5 -2 Гц	0.2	0.3
2-3.3 Гц	-0.5	-0.1
3.3-10 Гц	0.6	0.5

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что метод регистрации микросейсм при определенных условиях обеспечивает получение вполне адекватных оценок резонансных характеристик грунтов и может использоваться в качестве экспресс-метода, предоставляющего надежные результаты с небольшой дисперсией оценок ΔI . Однако, учитывая возможные пространственные вариации состава микросейсм, оценки быстрого в производстве метода все же стоит подтверждать контрольными результатами, которые могут быть получены только в ходе долговременных наблюдений методом регистрации землетрясений (взрывов).

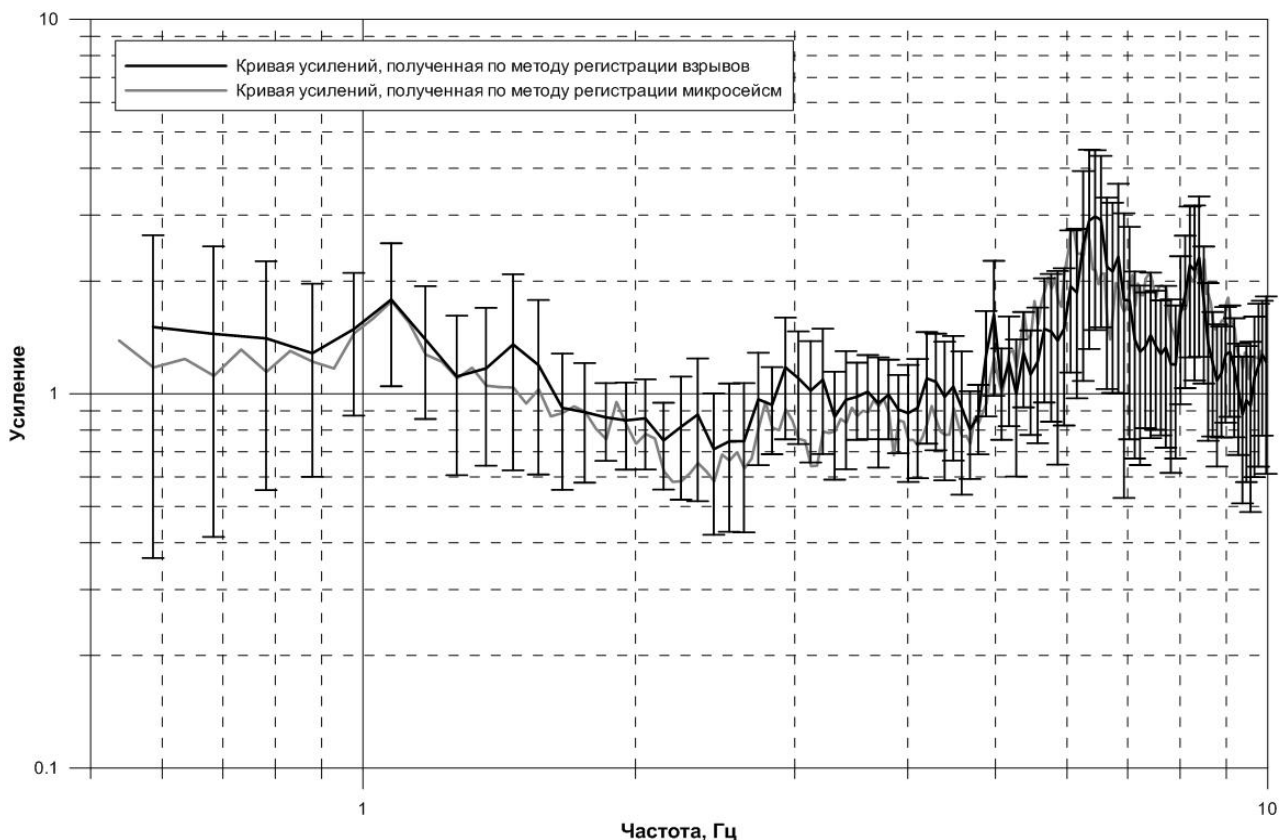


Рис. 2. Сравнение кривых усиления, полученных разными методами сейсмического микрорайонирования

Работа выполнена при поддержке Уральского отделения РАН (по результатам конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов 2010 г).

ЛИТЕРАТУРА

1. Дягилев Р.А. Локальный эффект усиления грунтов при сейсмическом микрорайонировании: методы оценки и их сравнение / Р.А.Дягилев, Ю.В.Баранов, Ф.Г.Верхоланцев // Горное эхо. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. № 4 (26). С.30-36.
2. Канасевич Э.Р. Анализ временных последовательностей в геофизике. М.: Недра, 1985. 400 с.
3. РСН 60-86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ. Введ. 1997-01-01. М.: Госстрой РСФСР, 1997. 17 с.
4. РСН 65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. Введ. 1998-01-01. М.: Госстрой РСФСР, 1998. 14 с.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛОКАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ СЕТЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИГНАЛОВ ОТ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Верхоланцева Татьяна Викторовна, студентка, техник
Пермский государственный университет, ГИ УрО РАН
г. Пермь, ул. Букирева, 15; г. Пермь, ул. Сибирская, 78а;
тел. 8-963-874-84-48, e-mail: lily@pochta.ru

Научные руководители: **Митюнина Ирина Юрьевна, Маловичко Дмитрий Алексеевич**

Сейсмологический мониторинг калийных на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) осуществляется с 1995 года с помощью сети сейсмопавильонов, установленных в горных выработках. Для таких локальных сейсмологических сетей довольно актуальной является задача оценки и контроля характеристик регистрирующей аппаратуры, так как частотные характеристики (ЧХ) сейсмоприемников не всегда достоверно известны.

Для оценки характеристик аппаратуры локальных сейсмологических сетей могут использоваться сигналы от удаленных источников (землетрясения).

С определенными допущениями можно предположить, что, если длина волн в сейсмических сигналах существенно превышает размеры локальной сети (расстояния между сейсмопавильонами), то сигналы должны быть одинаковы по форме амплитуды и сдвинуты во времени на величину, зависящую от относительного расположения сейсмопавильонов, направления прихода волны и ее скорости.

В частотной области это выражается в том, что

- амплитудные спектры сигнала от удаленного землетрясения для различных сейсмопавильонов одинаковы;
- различие фазовых спектров сигнала определяется положением сейсмопавильонов, а также направлением и скоростью прохождения сигнала через локальную сеть.

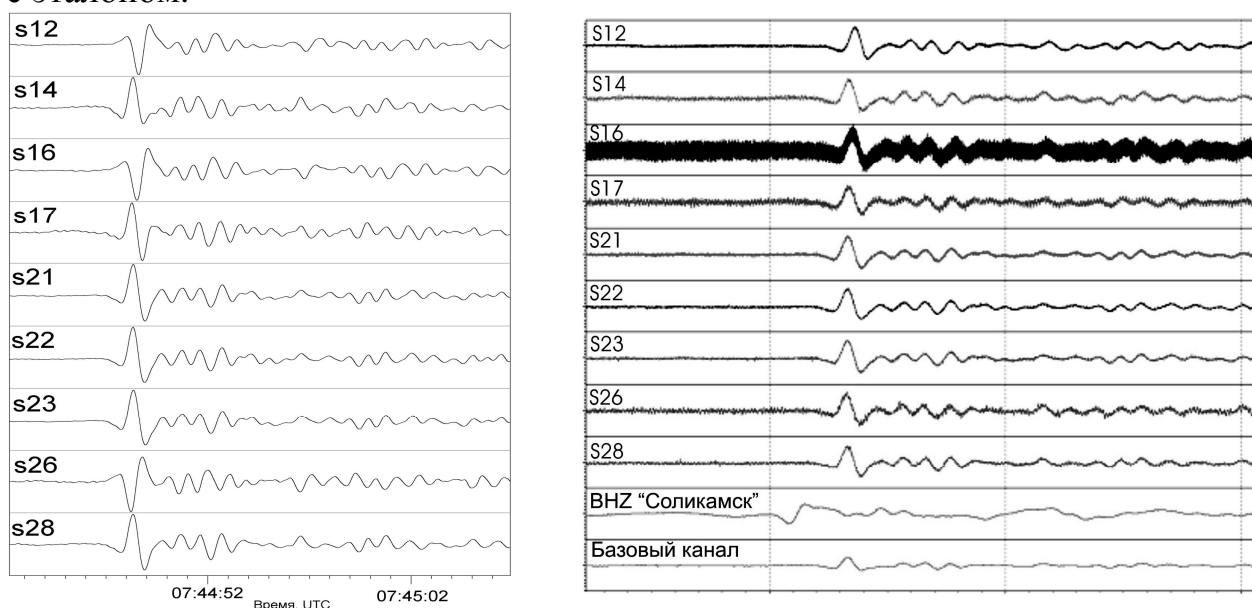
Учитывая, что размеры сети сейсмомониторинга составляют менее 10 км, для калибровки были выбраны землетрясения, происходящие на расстояниях более 2000 км (при этом сигналы в Р-волнах имеют кажущиеся длины волн вдоль земной поверхности порядка 10-25 км).

Исходными данными для калибровочных расчетов послужили данные, полученные локальной сейсмологической сетью, установленной в шахтах ОАО «Сильвинит». При расчете ЧХ использовалась программа «Phaser» (автор – Д.А. Маловичко). При анализе использовались записи 340 землетрясений, произошедших за период с 2004 по 2009 гг. Работа по восстановлению ЧХ заключается в следующем:

1. Оценка относительных амплитудных частотных характеристик (АЧХ) и фазовых частотных характеристик (ФЧХ) каналов:

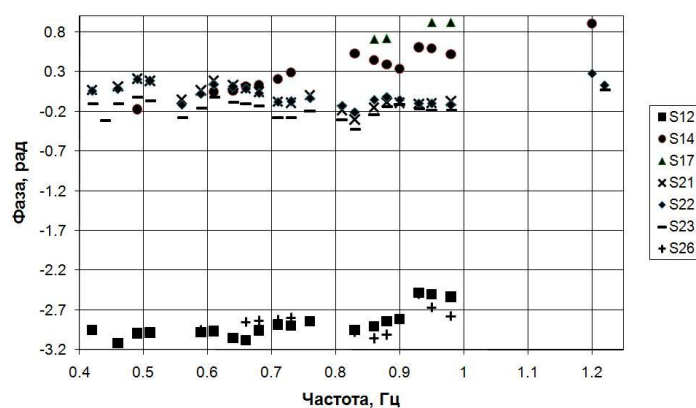
- отбор записей удаленных землетрясений (за один месяц берется 3-8 землетрясений);

- расчет относительных АЧХ и ФЧХ для одного землетрясения (рассчитываются отношения АЧХ каналов к АЧХ некоторого выбранного базового канала - $dA_i(f) = A_i(f)/A_R(f)$; разница ФЧХ каналов с ФЧХ базового канала - $\Delta\varphi_i(f) = \varphi_R(f) - \varphi_i(f)$)
 - анализ изменения ЧХ и их осреднение по совокупности землетрясений в заданный интервал времени;
 - составление журнала относительных характеристик каналов.
2. Проверка характеристик каналов:
- выбор эталонного сигнала;
 - сопоставление восстановленных записей локальных сетей и эталонного сигнала;
 - протоколирование результатов сопоставления восстановленных записей с эталоном.



а)

б)



в)

Рис.1. Сейсмограммы землетрясения, произошедшего 3 февраля 2008 г. в районе озера Танганьика (6.1 Мб): а) исходная запись; б) восстановленная запись; в) пример относительных ФЧХ для различных каналов

На рис. 1а в качестве примера представлена исходная запись землетрясения, произошедшего 3 февраля 2008 г. в районе озера Танганьика, Центральная Африка (6.1 Мб), полученная локальной сетью ОАО «Сильвинит». Можно видеть, что амплитуды и фазы принятого сигнала отличаются на разных каналах, что перед обработкой желательно скорректировать. По результатам работ первого этапа определен набор $dA_i(f)$ и $\Delta\varphi_i(f)$, использующий в качестве базового канала датчик s28, характеризующий данный промежуток времени (рис. 1в).

Далее, если взять в качестве эталона широкополосный канал ВНЗ федеральной сейсмостанции «Соликамск» с известными значениями ЧХ, то для восстановления сигналов его запись следует трансформировать в запись сейсмоприемника СМЗ-КВ (используются на всех сейсмопавильонах локальной сети), после чего «синхронизировать» ее с записью базового канала s28. Восстановление записей выполняется посредством ввода относительных ЧХ каналов, рассчитанных нами ранее (рис. 1б). Далее для контроля качества восстановления выполняется повторный расчет относительных ЧХ. Сравнение контрольных относительных характеристик каналов с идеальными, показывает, насколько хорошо выполнено восстановление сигналов, и определяет необходимость перехода к новому интервалу времени с изменившимися характеристиками каналов. Как правило, в пределах одного интервала стабильности частотных характеристик погрешность фазы не превышает 30 градусов, а амплитуда варьирует в пределах 10 дБ. Установление нового периода стабильности ЧХ может быть связано с изменением координат датчиков, с изменением базового канала или с изменением самих характеристик. Всего за 6 лет выделяется 24 таких периода.

Использование сигналов от удаленных источников описанным выше способом является удобным инструментом для контроля изменчивости ЧХ каналов. В настоящее время он используется на всех многоканальных системах, установленных в рудниках ОАО «Сильвинит».

Автор выражает благодарность научным руководителям И.Ю. Митюниной, Д.А. Маловичко и сотруднику лаборатории ПТС ГИ Уро РАН, к.ф.-м.н Р.А. Дягилеву за неоценимую помощь в написании тезисов.

Список литературы:

1. Бутырин П.Г., Маловичко Д.А., Коробов И.В. Калибровка в системах сбора сейсмологических данных // Доклады Второй Уральской молодежной научной школы по геофизике. – Пермь: ГИ Уро РАН, 2001. с. 16-19.
2. Маловичко Д.А. Калибровка локальных сейсмологических сетей по записям удаленных землетрясений // Доклады Второй Уральской молодежной научной школы по геофизике. – Пермь: ГИ Уро РАН, 2001. – с.90-92.
3. Gibowicz S.J., Kijko A. An introduction to mining seismology. - San Diego: Academic Press Inc., 1994.

ПОСТСЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ, СОПРОВОЖДАЮЩАЯ СИМУШИРСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2006-2007 ГГ.

Владимирова Ирина Сергеевна, м.н.с., УРАН Геофизическая Служба РАН
249035, г. Обнинск Калужской обл., пр. Ленина, 189

телефон, факс (48439)2-01-81, (495)334-20-02, vladis@gstras.ru

Научный руководитель: д.ф.-м.н. **Стеблов Г.М.**

Курило-Камчатская островная дуга является одним из самых сейсмически активных регионов на Земле. Это связано с высокой скоростью пододвигания Тихоокеанской плиты под Североамериканскую, величина этой скорости составляет 8 см/год. Особый интерес представляет срединная часть Курильской дуги, в которой на протяжении почти ста лет, с 1915 года, наблюдалось сейсмическое затишье. Оно было прервано двумя мощными землетрясениями 2006 и 2007 года с магнитудами $M_w=8.3$ и $M_w=8.1$ (СМТ).

До 2006 года Курильская островная дуга не была охвачена современными методами космической геодезии. Для восполнения этого пробела в середине 2006 года вдоль всей Курильской островной дуги от Японии до Камчатки была развернута региональная геодинамическая сеть станций GPS-наблюдений, к настоящему моменту насчитывающая 8 станций постоянного наблюдения и ряд дополнительных пунктов повторных периодических наблюдений.

Ежесуточные измерения на постоянных станциях сети позволили получить непрерывные временные ряды высокоточных оценок координат станций. Скачки, зафиксированные в этих рядах во время землетрясений 2006 и 2007 годов, позволили количественно оценить смещения станций в результате данных сейсмических событий. Эти смещения позволили, в свою очередь, оценить пространственное распределение подвижек в очагах землетрясений и уточнить их геометрию [2].

Помимо временных рядов координат пунктов сети, также были проанализированы их остаточные скорости относительно Североамериканской плиты. Для ряда пунктов, удаленных от сейсмического очага 2006 года, остаточные скорости после землетрясений совпали по направлению с предсейсмическими скоростями, а для пунктов вблизи очага оказались противонаправленными. Кроме того, во временных рядах для близких к очагам пунктов прослеживается затухающая нелинейная зависимость от времени.

Данная работа содержит первые результаты исследования, основной целью которого была интерпретация выявленных особенностей.

Затухание, наблюдаемое во временных рядах пунктов вблизи очага, позволяет предположить наличие переходного постсейсмического процесса. Высвобождение энергии в результате сейсмического события может вызвать 3 типа процессов, способных объяснить наблюдаемые постсейсмические движения: вязкоупругая релаксация в мантии, упругое фрикционное развитие трещины и выравнивание порового давления.

Исследование постсейсмических процессов является достаточно трудоемкой задачей, поскольку требует учета возможных эффектов от всех вышеперечисленных явлений. Однако упругое фрикционное развитие трещины

является краткосрочным процессом, и затухает, как правило, в течение первых месяцев после сейсмического события, а выравнивание порового давления не может наблюдаться на расстоянии более 100 км от разлома. В нашем же случае наиболее ярко постсейсмические эффекты проявились на станциях КЕТС и МАТС, установленных в середине 2007 года (более чем через полгода после землетрясения 2006 года), и продолжают наблюдаться уже более 2-х лет. Эти факты позволяют предположить, что постсейсмическое движение, наблюдаемое через полгода после основного толчка и до настоящего времени, обусловлено только процессом вязкоупругой релаксации в мантии.

Интерпретация наблюдаемых постсейсмических процессов в данной работе осуществляется в два этапа: выбор адекватной физической модели, объясняющей наблюдаемые постсейсмические эффекты от землетрясения, и решение обратной задачи оценивания параметров выбранной модели по имеющимся экспериментальным данным.

Моделирование постсейсмической активности в данной работе осуществляется с помощью программы VISCO1D автора F. Pollitz [3]. Указанная программа позволяет построить в вязкоупругой среде поле кумулятивных смещений, вызванных процессом вязкоупругой релаксации в мантии, за определенный промежуток времени после землетрясения. Моделирование производится посредством свертки функции Грина для выбранной модели сферической слоистой Земли с функцией источника, отражающей распределение сейсмической подвижки в очаге [4].

В данной работе была использована модель сферической слоистой Земли с реологией астеносферы в виде среды Бюргерса, включающей в себя как вязкость по Максвеллу, так и вязкость по Кельвину [5]. Такая модель обеспечила хорошее согласование с постсейсмическими процессами, наблюдавшимися после Суматро-Андаманского землетрясения 2004 года. Критерием для оценки параметров модели была минимизация невязки наблюдаемых и модельных временных рядов постсейсмических смещений пунктов GPS.

Численное решение обратной задачи в данной работе осуществляется с помощью программы NPSOL, разработанной для решения вариационных задач многих переменных с линейными и нелинейными ограничениями [6].

С помощью вышеописанной методологии по данным станций МАТС и КЕТС (на островах Матуа и Кетой) была получена оценка вязкости астеносферы в исследуемом регионе. Полученное значение Максвелловской вязкости составило $\sim 3 \cdot 10^{17}$ Па·с, что хорошо согласуется с независимо найденными М.Г. Коганом значениями в $[2-5] \cdot 10^{17}$ Па·с для данного региона. Следует отметить, что определение данного параметра представляет собой одну из наиболее сложных задач при исследовании реологии Земли, и его прямое оценивание возможно только из геодезических наблюдений в постсейсмический период крупных землетрясений.

Кроме того, анализ постсейсмической активности двух других близлежащих к очагам станций показал невозможность объяснить наблюдаемые смещения этих станций в рамках предложенной модели. Для

устранения данной несогласованности была пересмотрена геометрия очага и распределение подвижки в нем по всем 4 пунктам сети за период 2007.5-2009.5. Тем самым, в данной работе была исследована возможность оценки распределенной сейсмической подвижки в очаге землетрясения по постсейсмическим смещениям.

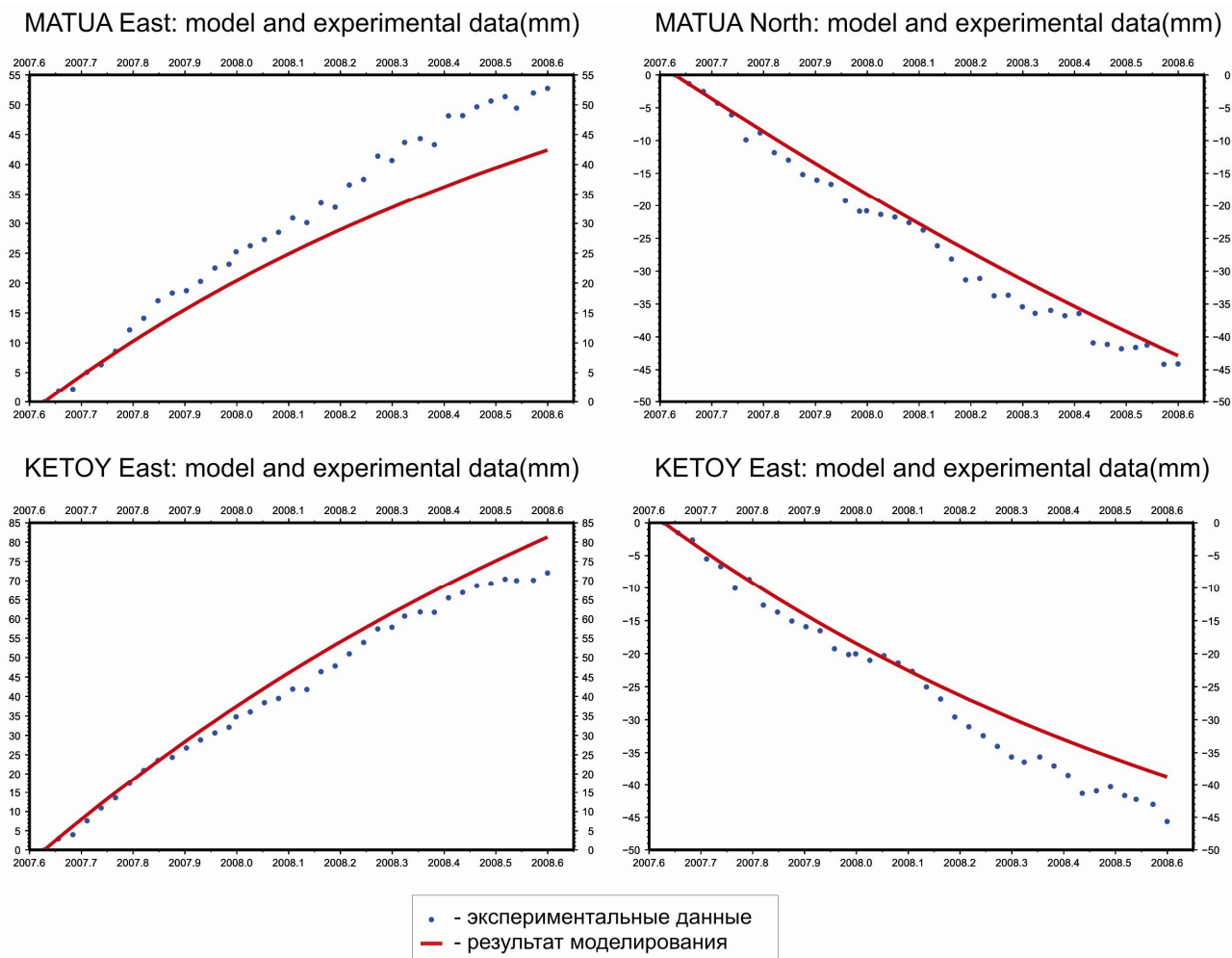


Рис. 1. Сопоставление результатов моделирования с экспериментальными данными

В заключение автор выражает благодарность своему научному руководителю – заведующему сектором геодинимического мониторинга Геофизической Службы РАН, д.ф.-м.н. Стеблову Григорию Михайловичу, а также сотруднику Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, д.ф.-м.н. Когану Михаилу Григорьевичу за помощь в подготовке работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стеблов Г. М., Крупномасштабная геодинимика на основе космической геодезии. // Диссертация на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук, Москва, 2004.
2. Steblov, G. M., M. G. Kogan, B. V. Levin, N. F. Vasilenko, A. S. Prytkov, and D. I. Frolov (2008), Spatially linked asperities of the 2006-2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22306, doi:10.1029/2008GL035572.
3. Pollitz F. F., VISCO1D Version 3 Tutorial, 2006,

<http://quake.usgs.gov/research/deformation/modeling/papers/2003/fred/index.html>

4. Pollitz F. F., Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth, (1997), *J. Geophys. Res.*, 102:17921-17941.

5. Pollitz, F.F., R. Burgmann, and P. Banerjee (2006), Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth, *Geophys. J. Int.*, 167, 397-420.

6. Gill P.E. et al., User's guide for NPSOL 5.0: A Fortran package for nonlinear programming, 1998, http://www.sbsi-sol-optimize.com/asp/sol_product_npsol.htm

7. T.A. Herring, R.W. King, S.C. McClusky, GAMIT/GLOBK Reference Manual Release 10.3, MIT, 2006, <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/docs.htm>

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Волкова Мария Алексеевна, магистрант Уральского государственного горного университета, 620144, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Тел. 8-903-0848803, vertice@yandex.ru

Научный руководитель: д.г.-м.н., проф. **Талалай А.Г.**

Органическое вещество присутствует в составе рудоносных осадочных отложений постоянно. На участках урановых месторождений выделяются две разновидности органического материала: 1) углефицированный детрит и растительные остатки; 2) твердое углеродистое вещество, не несущее следов растительных структур.

Углефицированный детрит и растительные остатки сингенетичны с песчаниками и глинами. На подавляющем большинстве месторождений количество урана, непосредственно контактирующего с растительными остатками, составляет менее 1% от общих запасов. Соответственно связь урана с растительными остатками представляется незначимой и далее не рассматривается.

Существует множество месторождений, на которых уран находится совместно с органическим веществом без растительных остатков (например, месторождения в урановорудном районе Темпл-Маунтин, округ Эмери, шт. Юта [1]. Представляется необходимым определить, насколько эта совместность является необходимой и достаточной при формировании локальных концентраций урана.

Многочисленными лабораторными исследованиями доказана способность органических веществ концентрировать уран [2]. Преимущественно этой способностью обладают составные части органики - гуминовые вещества. Наличие в структуре фульво- и гуминовых кислот карбоксильных и фенолгидроксильных групп, аминогрупп способствует образованию прочных комплексных соединений гумусовых кислот с металлами. Почвенные кислоты: гуминовые (в щелочной среде) и особенно хорошо растворимые фульвокислоты играют важную роль в миграции тяжелых металлов. Органические вещества почв связывают уран в различные по растворимости комплексные соединения [3]. В восстановительных условиях

фульвокислоты осаждают уран из растворов, а в окислительных – переводят его в раствор. Доля гуматов урана возрастает с увеличением содержаний гуминовых кислот.

Большинство исследователей полагает, что органическое вещество на участках месторождений урана, представленное «твердыми битумами», имеет гуминовую природу. Но доказательства этого отсутствуют.

Типичным примером является модель формирования урановых месторождений в песчаниках, предложенная Л. Менегхелом [4]. Модель включает известные факты: 1) уран существует в устойчивой IV-валентной форме и мобильной VI-валентной; 2) окислительные условия переводят уран в подвижное состояние, а восстановительные - в твердую фазу. Изменение окислительно-восстановительных условий обуславливает выщелачивание и последующее переотложение урана (образование месторождений). Далее утверждается: «Поскольку окислительные процессы связаны с наличием кислорода в атмосфере и гидросфере, а восстановительные – с присутствием углеродистых веществ, то эти два фактора являются определяющими при формировании месторождений». Это утверждение содержит спорные положения:

1. *Связь окислительных процессов с наличием кислорода в атмосфере.* До сих пор нет достоверного объяснения: почему при миграции подземных вод кислород проявляет свою окислительную способность с образованием зоны лимонитизации только на участках оруденения, расположенных на большом удалении от зоны инфильтрации, а на предыдущих интервалах окисление проявлено намного слабее?

2. *Восстановительные условия связаны с присутствием углеродистых веществ.* Многочисленные данные свидетельствуют о том, что углеродистые вещества могут находиться и в окислительной обстановке, а рудные участки зон восстановления могут не содержать органическое вещество.

3. *Оба указанных фактора являются определяющими при формировании месторождений.* На самом деле эти факторы являются гипотетическими. В особенности второй: он проявляется на урановорудных месторождениях далеко не всегда. Право гипотезы на существование дается только после доказательства ее полного соответствия фактам. Принятие гипотезы в качестве определяющего объяснения вызывает сомнение.

Органическое вещество, несомненно, может играть некоторую роль в перераспределении урана. Изучение восстановительной способности его проведено Антроповым и др. Однако все известные сведения относятся к органическим веществам в почве - поверхности земли. А экзогенные месторождения преимущественно находятся в глубокозалегающих непедогенных породах. Присутствие гуминовых кислот на песчаниковых месторождениях урана в настоящее время не доказано. Значимость фильтрации гуминовых кислот, образующихся на поверхности земли, на большие расстояния с потоками подземных вод вызывает сомнения. Кроме того, восстановительная обстановка может формироваться на участках горных пород, где минералы и/или вещества-восстановители не обнаруживаются.

Следует также учесть известный факт: в реках умеренного и семиаридного климатических поясов гумусных кислот мало, а в северных реках – много. Большая часть песчаниковых месторождений связана с семиаридными климатическими зонами. Данное противоречие не способствует обоснованности утверждения о связи урановых руд с гумусными веществами.

Органическое вещество осадков и горных пород образуется из растений и животных состоящих из протеинов, липидов, углеводов, пигментов и лигнинов. Важной чертой, не принимаемой во внимание исследователями, являются известные факты: 1) лишь небольшая часть органического вещества, экстрагируется растворителями. Причем растворителями органического происхождения, существенное наличие которых на глубоких горизонтах песчаников вызывает сомнение; 2) более обильная часть, не поддающийся экстракции кероген. Кроме того, в сланцах, как правило, заключено в два раза больше органического вещества, чем в ассоциирующих с ними песчаниках и карбонатных породах, но оруденение преимущественно сосредоточено именно в песчаниках.

Исследование особенностей ряда экзогенных месторождений урана позволяет сделать следующие обобщения:

1. Взаимодействие ураноносных пластовых вод с водовмещающими породами приводит к избирательному формированию урановой минерализации в местах с повышенной восстановительной способностью.
2. Битумы, угли, обугленные растительные остатки характеризуются низкими значениями E_h и способны восстанавливать уран. Помимо этого известно множество случаев, восстановления урана на участках пород, не обогащенных органическим веществом.
3. Согласно Баас-Бекингу, минимальные и максимальные значения E_h свойственны водам болот. Наиболее низкими значениями E_h характеризуются пластовые воды битуминозных пород, а наиболее высокими – пластовые воды зон окисления.
4. При прочих равных условиях горные породы и минералы имеют меньшие модальные значения окислительно-восстановительного потенциала по сравнению с пластовыми водами.
5. Внешне одинаковые горные породы характеризуются существенно различной восстановительной способностью. Зачастую минералы-восстановители не диагностируются.

На основании изложенного утверждение о значимости влияния органического вещества на перераспределение урана в реальных геологических условиях ставится под сомнение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Самама Дж.К. Уран в латеритных образованиях. //Материалы по геологии урановых месторождений зарубежных стран//вып. 38, М.: 1987, с.118-129
2. Смилкстын А.О. Эпигенетические месторождения урана в неметаморфизованных осадочных формациях //Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран// вып.9, М.: 1972г, 314 С.

3. Манская С.М., Дроздова Т.В., Емельянова Т.Т. Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидами// Геохимия, 1956, №6. С.10-23
4. Менегхел Л. Модель процессов, формирующих урановые месторождения в осадочных породах //Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран//вып.30, М.: 1983, с. 96-110

**КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ПОЛНОГО ВЕКТОРА Т
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ
ЛУННО-СОЛНЕЧНЫХ ПРИЛИВОВ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ
АКТИВНОСТИ ДЛЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Воронцова Екатерина Валерьевна, младший научный сотрудник, научная станция РАН в г. Бишкек.

Республика Кыргызстан, г. Бишкек-49, НС РАН, +996553014029,
vorontsova@gdirc.ru

Научный руководитель: **Брагин Виталий Дмитриевич**, зав. лабораторией ЛКИ, НС РАН.

За период развития геофизических исследований накоплено большое количество геофизических данных и информации о сейсмических событиях. Это дает возможность провести анализ влияния различных естественных и искусственных (техногенных) факторов на сейсмическую активность. Многими учеными отмечено, что исследование влияния на сейсмическую активность отдельных факторов чаще всего дает противоречивый результат. Поэтому дальнейшей задачей геофизических исследований в этой области должно стать изучение влияния комбинации нескольких (наиболее значительных) факторов и последующее построение феноменологической модели. Особый интерес представляет анализ влияния на сейсмический процесс электромагнитного и механического воздействия.

В данной работе исследуется связь геомагнитного поля Земли, лунно-солнечных приливов, сейсмической активности в Северо Тянь-Шаньском регионе (40° - 45° с.ш., 72° - 82° в.д.), в том числе на территории Бишкекского геодинамического полигона.

Для анализа использовались данные регистрации полного вектора Т геомагнитного поля (станция Ак-Суу, 42.6° с.ш., 74° в.д.), расчетное значение лунно-солнечных земных приливов и каталоги сейсмической активности: каталог землетрясений сети KNET, включающий 6230 событий за 1994-2007 гг., и каталог Н.Н. Михайловой (Институт геофизических исследований НЯЦ РК), включающий 4513 сейсмических событий за 1996-2006 гг..

Сейсмические каталоги дополняют друг друга на сопредельных территориях. Кроме того, каталог Н.Н. Михайловой содержит данные о механизме очагов землетрясений.

Вся исследуемая территория характеризуется верхнекоровой сейсмичностью, глубина залегания очагов составляет от первых км до 25 км. Для событий из каталога Н.Н. Михайловой (НЯЦ РК) исследовано распределение осей сжатия и растяжения. Для данного региона характерно

субмеридиальная ориентация осей сжатия в направлении север - юг. Соответственно большинство осей растяжения ориентированы в направлении запад - восток. Зависимости ориентации осей сжатия и растяжения от глубины залегания очагов не обнаружено.

В работе проведены различные статистический, спектральный, корреляционный и др. анализы. Для выбранного региона сейсмической активности были выделены характерные периоды сейсмической активности.

При анализе каталогов землетрясений на наличие коротких (суточных) периодов сейсмической активности было отмечено различие полученных спектров. Для каталога KNET сильнее выделяются гармоники 8; 12; 14,5; 23,934; 24 часа. Гармоники K_1 – 23,934 (лунная волна) и 24 часа имеют почти равную спектральную мощность, однако более сильная лунная волна O_1 – 25,819 часов на спектре не выделяется. Наличие в спектре близких по величине гармоник 23,934 и 24 часа расценивается как погрешность расчетов. Спектры для второго каталога более зашумленные, в них выделяются периоды 5,5; 7,5; 12; 24; 25; 28 часов.

Выделены общие длинные периоды в рядах лунно-солнечных приливов и сейсмической активности (23,9-24; 13,9-14; 120; 360 суток).

Для исследования возможного влияния лунно-солнечных приливов был проведен корреляционный анализ вариаций горизонтальной компоненты лунно-солнечного прилива в момент сейсмических событий с направлениями осей сжатия и растяжения. Корреляции не обнаружено.

Для полного вектора T геомагнитного поля выделены периоды 6; 8; 12; 24; часа, 9; 13,9; 24; 28,5; 93; 128; 195; 340 дней, 11 лет. Полученные периоды хорошо согласуются с общеизвестными периодами (годовые, сезонные, суточные и вызванные бурями).

За исследуемый период проанализирована связь лунно-солнечных приливов и вариаций полного вектора T геомагнитного поля Земли. В вариационных рядах проявляется амплитудная модуляция на длинных периодах 13,9; 28,5; 188 суток. Причинами обнаруженной модуляции могут выступать изменения (под влиянием приливной гравитационной силы):

- 1) Токовой системы ионосферы.
- 2) Токовой системы ядра.
- 3) Намагниченности коровых пород.

Наибольший вклад вносит последний фактор.

Для проанализированных каталогов статистически значимого влияния исследуемых факторов на сейсмичность Земли не обнаружено.

В рамках продолжения работы с 1 декабря 2009 г. организован локальный программный комплекс совместного мониторинга гравитационного и магнитного полей Земли, измеренного значения вертикальной компоненты лунно-солнечных приливов и записей сейсмограмм.

АНАЛИЗ ИДЕНТИЧНОСТИ ОТКЛИКА ШИРОКОПОЛОСНЫХ СЕЙСМОМЕТРОВ GURALP CMG-6TD НА РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Воропаев П.В.*, Коновалова А.А.**

*научный сотрудник, **младший научный сотрудник, Камчатский филиал Геофизической службы РАН, 683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа 9, тел. (4152)431813, chicoli@emsd.ru, seismo@emsd.ru, научный руководитель: к.ф.-м.н. **Салтыков В.А.**, заведующий лабораторией Сейсмического мониторинга в Камчатском филиале ГС РАН

Введение

Уже несколько лет Камчатский Филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) оснащается портативными цифровыми сейсмоприемниками производства GURALP Systems Ltd. (<http://www.guralp.com>). В частности сейсмометрами CMG-6TD, которые предназначены для мест со средним уровнем шума и могут быть использованы в региональных и локальных сетях, для временной установки, мониторинга зданий и сооружений, вулканов, инженерной сейсмологии. Учитывая новизну данных сейсмометров, а также их групповое использование, анализ идентичности показаний на различные воздействия представляет собой актуальную задачу.

Исходная аппаратура

Цифровой широкополосный сейсмометр CMG-6TD включает в своем герметичном корпусе три однокомпонентных датчика. Может одновременно измерять три компоненты колебаний земной поверхности (Z, N-S, E-W). Каждый датчик обеспечивает измерение колебаний в широком диапазоне частот (0,033-100 Гц). Встроенный цифровой преобразователь с разрешающей способностью 24 бита конвертирует полученные на выходе датчиков сигналы в цифровые данные с максимальной точностью. Для накопления данных в сейсмометр встроена флэш-карта емкостью 2 Гб. Временная привязка информации осуществляется с помощью системы GPS. Чувствительность 2×1200 В/м/с.

Постановка эксперимента

Данная работа проведена в лаборатории сейсмического мониторинга КФ ГС РАН. Исследовался сигнал шести сейсмометров. Данные сейсмометры были установлены на бетонном постаменте сейсмостанции «Петропавловск» с 24 декабря 2009 г. по 12 января 2010 г (камчатское время). Сейсмостанция «Петропавловск» открыта в 1951 г., находится в г. Петропавловск-Камчатский (52.024 град. с.ш., 158.653 град. в.д., высота над уровнем моря 100 м) [2]. Привязка времени осуществлялась путем синхронизации с GPS-приемниками только в момент установки сейсмометров. В дальнейшем синхронизация не производилась, ввиду технических трудностей вывода антенн GPS на поверхность. Запись велась с частотой оцифровки 100 отсч./сек. в формате *.gcf.

Обработка данных

За время работы сейсмометров произошло 23 землетрясения ($K \geq 9.4$), зарегистрированных Камчатской региональной сетью, и 16 землетрясений ($M \geq 5$) зафиксированных мировой сетью (NEIC). Пример записи регионального

землетрясения, произошедшего 26 декабря 2009 г. 04:14:02 (UTC) $K_s^{\phi 68} = 12.1$ на эпицентральной расстоянии $R \approx 222$ км, представлен на рисунке 1.

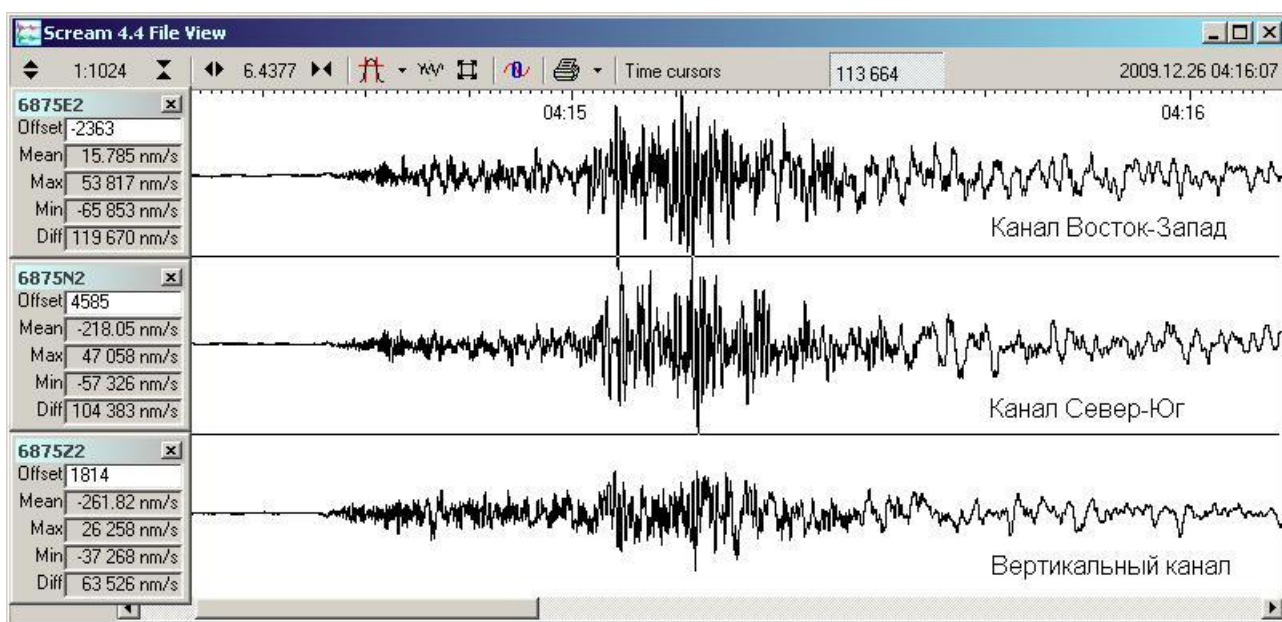


Рисунок 1. Запись регионального землетрясения 26 декабря 2009 г. 04:14:02 (UTC). Параметры землетрясения: $\varphi = 53.7$ град. с.ш., $\lambda = 161.8$ град. в.д., глубина 15 км, $K_s^{\phi 68} = 12.1$.

Полученные сейсмограммы анализировались с помощью программ обработки и визуализации данных, поставляемых с сейсмометрами, а также интерактивной программы обработки сейсмических сигналов DIMAS [1].

В результате анализа определена величина систематической погрешности смещения времени при работе сейсмометров в непрерывном режиме без синхронизации с GPS длительное время. Смещение времени имеет линейный характер. На разных станциях погрешность составляет от 4 до 25 сек./месяц, что соответствует точности кварцевых часов.

Для вычисления дисперсии фонового шума был выбран получасовой интервал записи, на котором отсутствовали какие-либо сейсмические сигналы. При этом для каждой компоненты было определено отношение максимального к минимальному среднеквадратическому отклонению фона. Величина данного отношения составила для Z компоненты – 78%, для N компоненты – 112 %, для E компоненты – 102 %. Т. е. в абсолютном выражении наблюдается сильный разброс значений фона.

Аналогичным образом было вычислено отношение максимального к минимальному среднеквадратическому отклонению записи сейсмического сигнала, зарегистрированного сейсмометрами. Данная величина лежит в интервале от 1 до 32 % в зависимости от отношения сигнал/шум сейсмической записи.

Для записей землетрясений из таблицы 1 были вычислены парные коэффициенты корреляции по каждой компоненте сейсмического сигнала используемых сейсмометров.

Таблица 1. Параметры региональных землетрясений, записи которых использовались для анализа.

Дата	Время	Координаты		Глубина, км	K _s ^{Ф68}	R, км
		град. с.ш.	град. в.д.			
26.12.2009	2:05:23.5	53.75	163.45	16	10	374.7
26.12.2009	4:14:02.0	53.7	161.8	15	12.1	281.7
30.12.2009	0:42:17.1	54.02	155.91	522	10.4	287.9
02.01.2010	1:00:55.1	52.84	160.27	26	10	142.3
05.01.2010	19:29:50.7	48.9	155.28	5	9.6	421.4

K_s^{Ф68} - энергетический класс землетрясения по шкале С.А.Федотова [3];

R, км – эпицентральное расстояние в километрах.

Анализ корреляционных матриц показал, что при отношении сейсмического сигнала к шуму более 6 коэффициенты корреляции принимают значения не менее 0.96; при величине отношения сигнал/шум, лежащей в интервале от 2 до 6, коэффициенты парной корреляции принимают значения от 0.72 до 0.96; при отношении сейсмического сигнала к шуму менее 2, разброс значений коэффициентов корреляции усиливается, попадая в интервал от 0.16 до 0.98.

Заключение

Проведенная работа носит предварительный характер. Исходя из проведенных вычислений, можно сделать вывод, что Guralp CMG-6TD является современным высокоточным сейсмометром, достойным различных областей применения.

Выражаем благодарность научному руководителю к.ф.-м.н. В.А. Салтыкову за оказанную поддержку.

Список литературы

1. Дроздин Д. В., Дроздина С. Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: в 2 томах. Труды региональной научно-технической конференции. Том 2. Петропавловск-Камчатский ГС РАН, С.117–121
2. Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Левина В. И., и др. Система сейсмологических наблюдений // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 2004, с.11-42.
3. Федотов С. А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972, 116 с.

АНАЛИЗ СУЩЕСТВОВАНИЯ БЕРИНГОВОЙ МИКРОПЛИТЫ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

Габсатаров Юрий Владимирович, м.н.с., УРАН Геофизическая Служба РАН
249035, г. Обнинск Калужской обл., пр. Ленина, 189

телефон, факс (48439)2-01-81, (495)334-20-02, yuryg@gstras.ru

Научный руководитель: д.ф.-м.н. **Стеблов Г.М.**

Северо-Восточная Азия, с точки зрения геодинамики, примечательна, в первую очередь, отсутствием единой точки зрения среди научного сообщества на конфигурацию тектонических плит в этом регионе. С точки зрения классической тектоники в этом регионе, происходит взаимодействие трех крупнейших тектонических плит: Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской. Динамика этого региона характеризуется наложением взаимных вращений этих трех плит, что проявляется в деформациях различного рода на их границах: субдукционных, сдвиговых и коллизионных. Высокая скорость пододвигания Тихоокеанской плиты под Североамериканскую, выявленная по данным GPS и составляющая 8 см/год, обуславливает высокую сейсмическую активность в районе Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Ряд исследователей предполагают наличие в этом регионе микроплит, таких как Охотская, Амурская и Берингова плита. Другие авторы отрицают существование этих микроплит, отсутствующих также в общепринятой геологической модели NUVEI-1A. В данной работе исследуется вопрос о существовании самой северной из предполагаемых микроплит – Беринговой.

Впервые идея о наличии микроплит в Северо-Восточной Азии возникла при анализе данных о сейсмических событиях в этом регионе. В работах ряда авторов [4,5], на основе анализа поясов сейсмичности и фокальных механизмов событий в регионе, было высказано предположение о наличии жесткого тектонического блока - Беринговой плиты, включающей в себя территории Восточной Чукотки, Западной Аляски и Берингова моря. На основе анализа векторов сдвига землетрясений на предполагаемых границах Беринговой плиты, в этих работах также было высказано предположение о вращении этого блока по часовой стрелке относительно Североамериканской плиты. Однако возможность окончательно разрешить вопрос о существовании Беринговой плиты, а также количественно оценить параметры её вращения, появилась только с развитием технологии GPS и появлением региональных наземных сетей на ее основе, что позволило получать высокоточные оценки скоростей движения отдельных точек земной поверхности.

Первая попытка проверить гипотезу о существовании Беринговой плиты и ее вращении по часовой стрелке относительно Североамериканской плиты по данным GPS была предпринята J. Freymueller и R. Cross. В своей публикации [2] 2008 года авторы использовали данные многолетних измерений на станциях, расположенных в Западной Аляске, на островах Алеутской дуги и нескольких островах в Беринговом море. На станциях, расположенных в Беринговом море, которое относится к стабильной части предполагаемой Беринговой плиты, были выявлены остаточные скорости движения станций относительно Североамериканской плиты в юго-западном направлении, величина которых составила 3-5 мм/год. Также в этой работе были предложены модели пространственного распределения межплитового каплинга вдоль Алеутской зоны субдукции. Это позволило оценить деформационные составляющие скоростей станций, расположенных на Алеутских островах и выделить скорости движения этих пунктов, связанные только с вращением тектонического блока, к которому они принадлежат. По полученным скоростям

станций в Беринговом море и на Алеутских островах, авторами были оценены положение полюса Эйлера вращения Беринговой плиты относительно Североамериканской и скорость этого вращения.

Основная проблема в приведенном выше исследовании Беринговой плиты по данным GPS состоит в том, что большая часть анализируемых станций находится в пограничных деформационных поясах плиты, а вся ее стабильная часть находится под водами Берингова моря. Это затрудняет непосредственную оценку параметров вращения плиты из-за невозможности прямого выделения деформационной составляющей в скоростях этих станций. Для оценки параметров вращения плиты необходимо наличие достаточного количества станций в ее стабильной части, вдали от деформируемых пограничных областей.

Единственной наиболее информативной областью стабильного сегмента Беринговой плиты является восточная часть Чукотского полуострова. В 2005 году в Восточной Чукотке были проведены полевые геодезические измерения с повторением в 2007 и 2009 годах, продолжительностью каждый раз примерно 2 месяца. Наблюдения производились в один и тот же период года с целью исключить сезонные вариации, связанные с технологией GPS. Измерения производились на 8 периодических пунктах, привязка которых осуществлялась к станции в г. Анадырь, функционировавшей в качестве опорной в непрерывном режиме. Также для каждой из этих станций производились измерения на выносных пунктах для того, чтобы исключить локальные деформации земной поверхности.

Целью данной работы является определение параметров вращения Беринговой плиты по данным Чукотской региональной геодинамической сети.

Для выделения стабильных недеформируемых фрагментов земной поверхности необходимо проверить гипотезу о принадлежности произвольного набора точек к одному и тому же стабильному сегменту сферы. Аналитическое описание мгновенного движения целостного фрагмента сферической поверхности в произвольной системе описывается формальным вектором Эйлера, который определяется таким образом, что его направление из начала координат указывает положение полюса мгновенного вращения на сфере (полюс Эйлера), а его величина равна мгновенной угловой скорости вращения фрагмента относительно этого полюса. Тогда линейные скорости \bar{V}_i всех точек данного сферического фрагмента выражается в виде векторного произведения вектора Эйлера $\bar{\Omega}$ и радиус-вектора точки \bar{R}_i :

$$\bar{V}_i = \bar{\Omega} \times \bar{R}_i \quad (1)$$

Для проверки вышеупомянутой гипотезы составляется система линейных уравнений (1) по всем станциям на данном сегменте с известными в некоторой системе отсчета координатами \bar{R}_i и скоростями \bar{V}_i . Решив методом наименьших квадратов эту систему (переопределенную при достаточно большом количестве станций), найдем общий для всех станций вектор вращения $\bar{\Omega}$ и получим для каждой станции остаточные невязки $\bar{V}_i - \bar{\Omega} \times \bar{R}_i$ вместе с оценкой дисперсии σ_i . Тогда в случае правильности

проверяемой гипотезы все величины $|\overline{V}_i - \overline{\Omega} \times \overline{R}_i|$ должны быть достаточно малы, по сравнению со средне-квадратической ошибкой измерений σ_i .

Для проверки гипотезы о существовании Беринговой плиты необходимо получить вектор Эйлера, описывающий взаимное вращение Беринговой и Североамериканской плит и определяющийся выражением:

$$\overline{\Omega} = \overline{\Omega}_2 - \overline{\Omega}_1, \quad (2)$$

где $\overline{\Omega}_2$ - вектор Беринговой плиты, $\overline{\Omega}_1$ - вектор Североамериканской плиты. Отличие от нуля компонент разностного вектора $\overline{\Omega}$ позволяет подтвердить существование Беринговой плиты и охарактеризовать ее движение относительно Североамериканской.

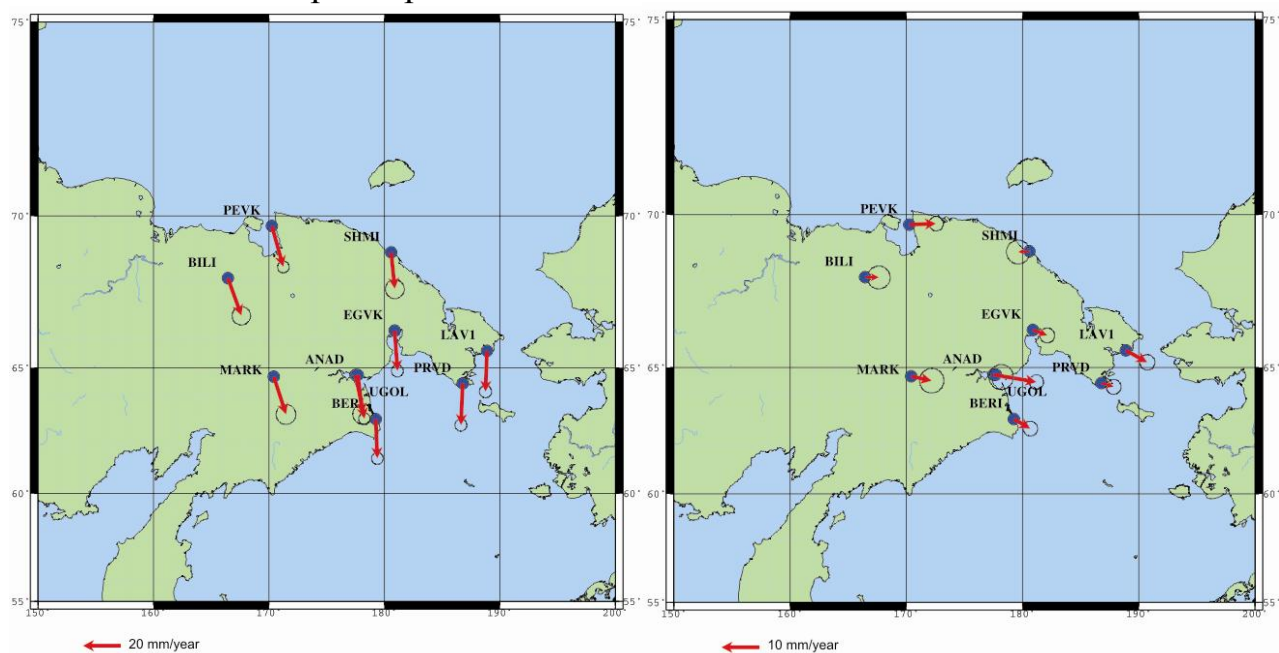


Рис.1 Поле скоростей пунктов сети в системе ITRF2005

Рис.2 Поле остаточных скоростей пунктов сети относительно Североамериканской плиты

В ходе данной работы были обработаны данные GPS-наблюдений на 9 станциях Чукотской региональной геодинимической сети в период 2005-2009 годов. В результате было получено поле остаточных скоростей пунктов сети относительно Североамериканской плиты, по которым было выявлено вращение Беринговой плиты относительно Североамериканской.

В заключение автор выражает благодарность своему научному руководителю – заведующему сектором геодинимического мониторинга Геофизической Службы РАН д.ф.-м.н. Стеблову Григорию Михайловичу, а также сотруднику Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, д.ф.-м.н. Когану Михаилу Григорьевичу за помощь в подготовке работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стеблов Г. М., Крупномасштабная геодинимика на основе космической геодезии. // Диссертация на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук, Москва, 2004.
2. R. S. Cross and J. T. Freymueller (2008), Evidence for and implications of a Bering plate based on geodetic measurements from the Aleutians and western Alaska, *J. Geophys. Res.*, 113, B07405, doi:10.1029/2007JB005136.

3. Kogan, M.G., and G.M. Stebllov (2008), Current global plate kinematics from GPS (1995-2007) with the plate-consistent reference frame, *J. Geophys. Res.*, 113, B04416, doi:10.1029/2007JB005353.
4. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V. et al. Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block // *Geology*, 1997. V. 25. №. 11. P. 979-982.
5. Lander, A.V., Bukchin, B.G., Kiryushin, A.V., and Droznin, D.V.: The tectonic environment and source parameters of the Khailino, Koryakia earthquake of March 8, 1991: Does a Beringia plate exist?, *Computational Seismology and Geodynamics*, 3, 80-96, 1996.
6. T.A. Herring, R.W. King, S.C. McClusky, GAMIT/GLOBK Reference Manual Release 10.3, MIT, 2006, <http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/docs.htm>

СИСТЕМА МЕНЕДЖМЕНТА КАЧЕСТВА НА ПРЕДПРИЯТИЯХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Гаврилина Наталья Владимировна, аспирантка, Уральский государственный горный университет, 8-904-38-74-935, gavrilina.nataly@mail.ru
Хаджиу Анна Михайловна, аспирантка, Уральский государственный горный университет, 8-963-27-25-259, anna_22_04@mail.ru
Руководитель: **Глушкова Татьяна Анатольевна**, к.т.н.

В условиях формирования рыночной экономики в России постепенно меняются механизмы управления производством и качеством выпускаемой продукции. Для того чтобы выжить в жесткой конкурентной борьбе и занять устойчивое положение на рынке предприятия различных сфер деятельности нуждаются в пересмотре своих стратегий и методов управления.

В настоящее время для многих компаний приоритетной задачей становится ориентация на повышение качества продукции, работ или услуг на всех этапах жизненного цикла. Такая задача стоит и перед предприятиями геолого-геофизического направления, ведь геологическая и геофизическая информация – товарный продукт, качество которого складывается из точности и достоверности измеряемых параметров и характеристик.

Имеющаяся на данный момент нормативно-методическая база в области геофизических исследований является недостаточно полной. Для того чтобы учесть максимально возможное количество требований к качеству и постоянно его повышать, необходимо построить эффективную систему менеджмента качества.

Создание и внедрение системы менеджмента качества на предприятиях геофизического комплекса можно осуществить с помощью международных стандартов ИСО серии 9000 (либо аутентичных национальных стандартов ГОСТ Р ИСО серии 9000). Стандарты позволяют построить систему менеджмента качества не зависимо от характера выпускаемой продукции и масштабов предприятия. Система менеджмента качества в соответствии со стандартами ИСО 9000 основывается на принципах непрерывного совершенствования работы каждого подразделения и каждого процесса; ориентации на потребителя; оптимального расходования ресурсов; снижения затрат; анализа и принятия управленческих решений, основанных на фактах.

Построение системы менеджмента качества на геофизическом предприятии сводится к следующим взаимосвязанным между собой этапам:

- подготовка нормативно-документального оформления всех видов деятельности предприятия;
- обеспечение требуемого уровня квалификации и профессиональной подготовки специалистов предприятия;
- достижение современного технического обеспечения выполняемых исследований и работ;
- подготовка нормативно-методического обеспечения выполняемых исследований и работ;
- соблюдение требований к качеству получаемых результатов;
- создание организационных основ системы менеджмента качества.

Процесс управления качеством – сложный механизм, который для успешного функционирования должен характеризоваться отлаженными и гармоничными действиями. Отладить такой механизм возможно только учитывая особенности работ, выполняемых геофизическими предприятиями. Среди особенностей можно выделить следующие:

- проведение работ в полевых условиях предъявляет повышенные требования к обеспечению устойчивости геофизической аппаратуры и оборудования к механическим нагрузкам, резким колебаниям температуры и другим внешним воздействиям, а также герметичности;
- многообразие геолого-технологических условий и объектов геофизических исследований приводит к тому, что не может быть повторяющихся конкретных решений. В ряде случаев возникает необходимость разработки новых методов исследований или их модификаций. Кроме того, условия на конкретном объекте могут изменяться во времени (например, при геофизическом сопровождении разработки месторождения). Поэтому может возникать необходимость изменения состава аппаратуры и методов работ;
- геофизические исследования носят, как правило, комплексный характер. Поэтому актуальное значение как технической, так и с экономической точек зрения имеет выбор оптимального комплекса аппаратуры и методик для конкретного объекта;
- в настоящее время довольно сложно сформулировать критерии качества «конечного результата» геофизических исследований. Понятие «конечный результат» зависит от конкретного объема работ и решаемой задачи.

При этом, опираясь на требования стандартов ИСО серии 9000 и руководствуясь спецификой работ российских геофизических предприятий, можно выстроить систему менеджмента качества, которая обеспечит повышение качества и эффективности производства, а так же стабильный рост прибыли и дальнейшее развитие предприятия.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И АКТИВИЗАЦИИ ПРОВАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ г. ГЮМРИ

Гаспарян В.Р.¹, Гаевский А.²

1 - Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Республика Армении 3115 г.Гюмри ул. В.Саргсяна 5, +374 312 3 17 23, rolangas@rambler.ru

2 - PBG Ltd. (сервис геофизических исследований), Польша, 03-301, Варшава, Джагеллонска 76, тел. (4822)8112556, факс (4822)8112519, a.gajewski@pbg.com.pl

Анализ закономерностей размещения современных субтерральных процессов, происходящих на территории города Гюмри после Спитакского землетрясения, позволил установить предварительный перечень основных условий и факторов развития этих процессов: 1) наличие подземных выработок (кяризы, тоннели и др.); 2) распространение мелкодисперсных и легкорастворяемых грунтов; 3) наличие зон ослабления; 4) суффозионные процессы; 5) естественное и искусственное изменение уровней грунтовых вод; 6) сейсмичность и другие геодинамические процессы.

Геоэкологическая среда г.Гюмри представляет собой многокомпонентную систему, в состав которой в качестве специфического системообразующего элемента входят подземные горные выработки [1]: кяризы (подземные водные каналы); подземные выработки, образовавшиеся вследствие выемки строительного материала, бомбоубежища; подземные пути и помещения военного и неизвестного назначения; карсто-суффозионные пустоты. Активно протекающие в различных частях города деформации рыхлого покровного слоя и разрушения сооружений “провоцируются” подземными горными выработками и пустотами как техногенного, так и естественного происхождения. В последние годы отмечено заметная активизация процессов обрушения грунтов в центральной и юго-восточной частях города, которые характеризуются наиболее густой сетью кяризов (рис.1).

Важно отметить, что наличие подземных горных выработок является необходимым, но еще не достаточным условием сдвижения горных пород. Нарушение устойчивости пород надвыработочного пространства происходит под воздействием определенной совокупности природных и техногенных факторов, имеющие в подавляющем большинстве случайный характер.

Характерной особенностью подземных выработок юго-восточной части города является то, что все они расположены и эволюционируют в дисперсных грунтах озерного происхождения (глины, суглинки, супеси) и имеют неглубокое заложение.

Пустоты суффозионного происхождения имеют малые геометрические размеры и проявляются в виде локализованных полостей и узких щелей, расположены они в слоях супесчаных грунтов на глубине первых метров. Генезис суффозионных пустот однозначно связан с инфильтрацией поверхностного стока и интенсивными утечками вод из водопроводных коммуникаций. В отличие от главных кяризов Гюмри, имеющие меридиональное направление, горные выработки участка “Авазаноц” не имеют четко выраженную пространственную ориентацию. Накопившиеся на сегодняшний день данные дают основание предполагать, что эти выработки являются следствием извлечения карбонатизированных глин для использования их в качестве строительного материала. Не исключено, что эти подземные сооружения были использованы в качестве временных укрытий во времена

военных действий с Турцией. Об этом свидетельствуют найденные в выработках различные бытовые предметы и оружия.

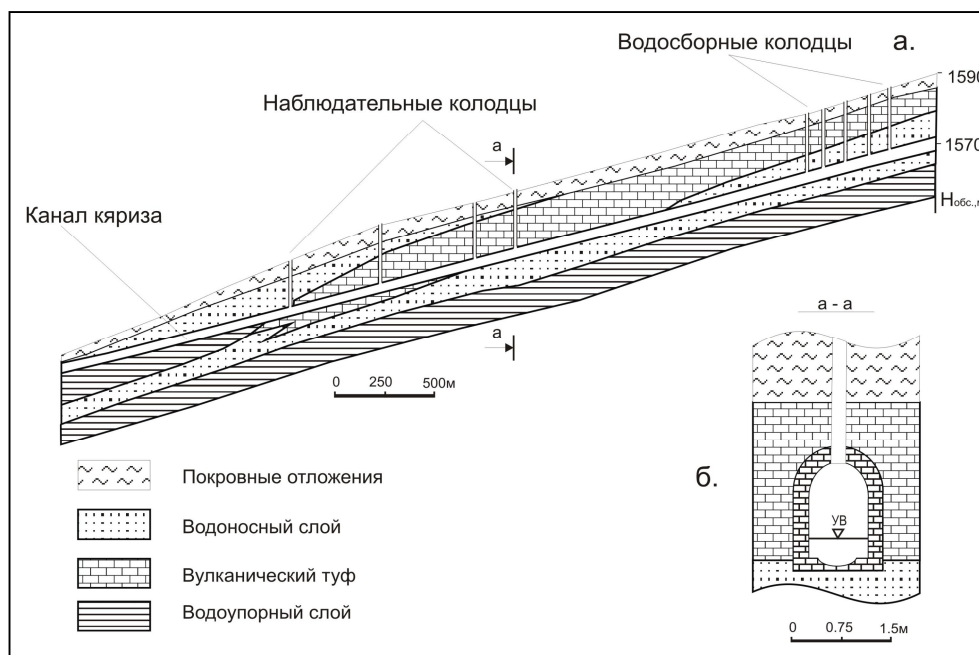


Рис.1 Схематическая модель главного кяриза г. Гюмри

Весьма существенным фактором, влияющим на геодинамическое состояние подземных горных выработок явилось Спитакское землетрясение, после которого в черте города образовались десятки провальных воронок. Безусловно, существенную роль играют также процессы подземного выветривания горных пород выработочного пространства, микротектоника и др.

В связи с этим разработана методика борьбы с процессами сдвижения горных пород в условиях урбанизированных территории, в частности г. Гюмри, базирующаяся на познании закономерностей их возникновения, а также разработана методика раннего выявления очагов зарождения, представляет собой вполне актуальную научно-прикладную задачу. Отметим, что эту задачу необходимо решать в дополнении к установленным в РА нормативным документам по инженерной защите территорий зданий и сооружений от опасных природных явлений (СНиП 11-6.101-98), в которых, к сожалению, упущена крайне важная проблема, связанная с влиянием подземных пустот на устойчивость горных пород урбанизированных территорий.

Накопленный в ИГИС НАН РА опыт геофизических исследований в районах распространения карстовых пещер и пустот [2, 4] показывает, что многие методические разработки можно с успехом использовать при выявлении и прослеживании подземных пустот территории г. Гюмри. Совместные комплексные геофизические работы, осуществленные с польскими геофизиками (Кофф Г.Л., Гаевский А., 1991) свидетельствуют об эффективности сейсморазведочного и радиоэманационного методов при выявлении малоглубинных пустот в центральной части города. При отсутствии помех электромагнитного происхождения хорошие результаты получены электроразведочными методами постоянного и переменного тока (ВЭЗ, ЭП, СДВ-радиокип).

В течении 2006 года в республике были проведены экспериментальные полевые исследования методом спектрального сейсморазведочного профилирования (ССП) [3], принципиально нового метода сейсморазведки, основанного на изучении структурных и спектральных характеристик поля упругих колебаний. В результате испытания этого метода в условиях г. Гюмри и пригорода (микрорайон “Муш”, уч. “Авазаноц”, уч. Ваграмабердской церкви и др.) показали принципиальную возможность использования метода СПП при инженерно-геофизических и геоэкологических исследованиях.

Очевидно, что специфические инженерно-гидрогеологические и сейсмотектонические условия территории г. Гюмри, а также наличие в черте города очень сложной и запутанной сети подземных сооружений, требует разработки специальных многоцелевых комплексов и технологии экогеофизических исследований (в формате GPS и GIS технологий), способствующих наиболее эффективному решению проблемы выявления подземных пустот и оценки влияния факторов, стимулирующих возникновения и активизации процессов сдвижения горных пород. Сказанное является определяющим этапом планомерного исследования подземного пространства г. Гюмри с целью выявления и картирования различных субтерральных процессов и явлений, которая позволит осуществить научно-обоснованные мероприятия по инженерной защите территории города от опасных природных и техногенных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаспарян Р.К., Карапетян С.С., Арутюнян С.Б. Экогеофизические исследования при выявлении подземных пустот в условиях города Гюмри. В кн.: География геоэкология, геология: опыт научных исследований. Под. ред. проф. Л.И. Зеленской. ГНПП “Картография”, Днепропетровск, 2008. с.139-143.
2. Гаспарян Р.К., Шагинян С.М., Гаспарян В.Р., Арутюнян С.Б. Некоторые результаты комплексных геофизических исследований оползней и карстовых пещер Армении. В кн.: Проблемы недропользования. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. Ст. 346-354.
3. Гликман А.Г., Прогнозирование горнотехнических ситуации в условиях вибросоопасных пластов. // Механика горных пород. Записки ЛГИ, том 123. Л.: ЛГИ.-1990.- с.77-83.
4. Rolan K. Gasparyan, Samvel M. Shahinyan. Geophysical Explorations in Search and Mapping of Carst Caves of Armenia. Builder’s Bulletin of Armenia. N2 (138) 2009. p. 9-13.

ПРОГРАММНО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ МНОГОРАЗНОСНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ СТАНОВЛЕНИЕМ ПОЛЯ М-ЗСБ

Гнусин Яков Алексеевич, инженер ФГУП СНИИГГиМС, 630099, Россия, Новосибирск, ул. Потанинская, 6а; 8(383)222 4203, y.gnusin@gmail.com,
научные руководители: зам. ген. директора по науке в области геофизики
ФГУП СНИИГГиМС, д.т.н., профессор **Тригубович Георгий Михайлович**,
с.н.с. ФГУП СНИИГГиМС, к.т.н. **Чернышев Антон Владимирович**

Введение

Электромагнитная разведка является ведущим методом поисково-оценочных геофизических исследований минерально-сырьевых ресурсов. К настоящему времени накоплен значительный фактический материал по применению многоразносных зондирований становлением поля (М-ЗСБ) для решения широкого круга задач, включая: поиски рудных объектов, алмазов, изучение структуры рудных узлов, картирование золотоносных россыпей, изучение нефтеносных коллекторов, решение инженерно-геологических задач и др.

Неотъемлемым этапом интерпретации данных, получаемых в М-ЗСБ, является получение оценки геоэлектрического разреза в рамках горизонтально-слоистой модели среды. Алгоритм вычисления поля вертикального магнитного диполя в слоистой среде представлен как комбинация полуаналитического и численного методов решения для модели, предложенной А.Н. Тихоновым [2]. Алгоритм вычисления функции Z , являющейся решением одномерной краевой задачи, основан на выделении основного поля. Для этого функция Z представляется в виде суммы функций Z^0 , являющейся решением задачи при $\sigma = \sigma^0 = const$, и \tilde{Z} , являющейся решением задачи:

$$-\frac{\partial^2 \tilde{Z}}{\partial z^2} + m^2 \tilde{Z} + \mu_0 \sigma \frac{\partial \tilde{Z}}{\partial t} = -\mu_0 (\sigma - \sigma^0) \frac{\partial Z^0}{\partial t},$$
$$\tilde{Z}|_{t=0} = 0, \quad \frac{\partial \tilde{Z}}{\partial z} + m \tilde{Z} = 0 \text{ при } z = 0, \quad \frac{\partial \tilde{Z}}{\partial z} - m \tilde{Z} = 0 \text{ при } z = H_N.$$

Для решения проблемы вычисления сигнала на ранних временах используется подход, основанный на решении задачи в двумерной постановке, т.е. решения

уравнения $\frac{1}{\mu_0} \operatorname{rot}_\varphi (\operatorname{rot} \vec{A}) + \sigma \frac{\partial A_\varphi}{\partial t} = 0$, $\vec{B} = \operatorname{rot} \vec{A}$. Использование комбинации

полуаналитического и численного методов позволяет сочетать преимущества этих методов на разных временах становления поля [4].

В статье рассмотрено программно-математическое обеспечение для оперативной оценки и интерпретации вертикальной компоненты ЭМ поля при индукционном возбуждении и приеме сигнала становления поля для систем наземного базирования.

Программный пакет EM Data Processor (EMDP)

Программная система EMDP позволяет производить обработку экспериментальных данных ЗСБ: рассчитывать кажущиеся характеристики измеренного сигнала; фильтровать данные по времени, площади, профилям [1, 3]; восстанавливать параметры горизонтально-слоистой среды. Программный пакет отличается современным графическим интерфейсом пользователя, задействует современные возможности аппаратных средств (многоядерные архитектуры процессоров). Система EMDP позволяет обрабатывать данные полученные с использованием метода М-ЗСБ в съемках по профилю и по площади.

Режимы работы программного обеспечения EMDP

1. Режим обработки площадных данных и данных по профилю (рис. 1):

- Интерактивная работа с площадными данными, создание профилей, петель;
- Фильтрация данных в одиночных зондированиях, по профилю, по площади;
- Просмотр распределений кажущихся параметров среды.

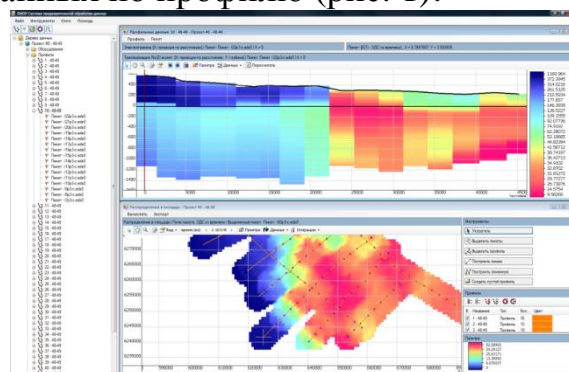


Рис. 1

2. Режим работы с несколькими сигналами, установка параметров оборудования (рис. 2, 3):

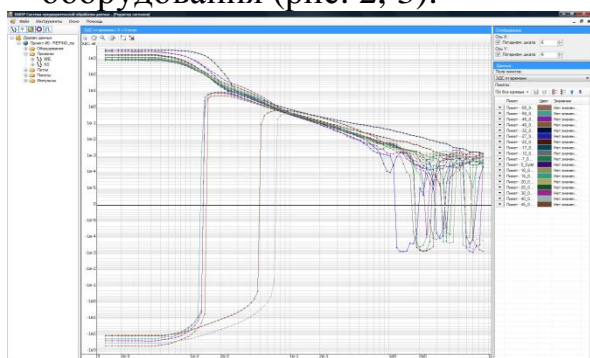


Рис. 2

- Просмотр исходного сигнала, а также различных кажущихся параметров среды по времени и глубине;
- Базовые операции по преобразованию кривых;
- Фильтрация сигнала целиком, а также отдельно выделенной его части;

- Изменение параметров измерительного оборудования;
- Учет фронта выключения тока в генераторной петле;
- Совместимость на уровне файловых форматов с программными пакетами OASIS Montaj, Surfer, Horizon.

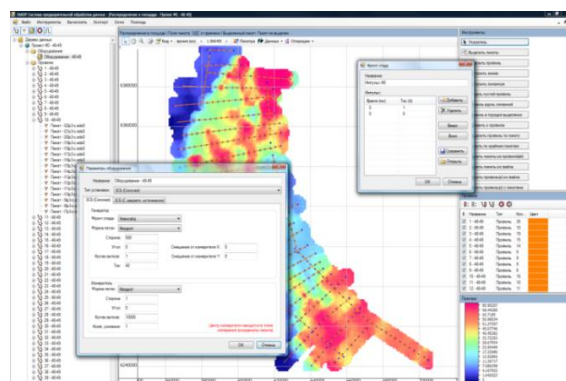


Рис. 3

3. Режим подбора горизонтально-слоистой среды для одиночного зондирования и по профилю (рис. 4, 5):

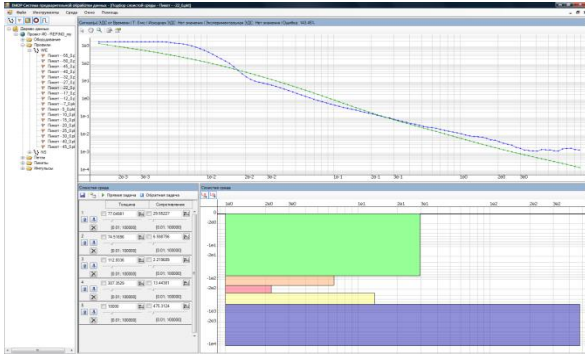


Рис. 4

- Интерактивный и ручной режимы установки параметров слоев среды;
- Автоматический поиск начального приближения для решения обратной задачи по графикам суммарной проводимости [1];

- Решение прямой и обратной задач для одиночного зондирования, выделенной части профиля и профиля целиком [2, 4]

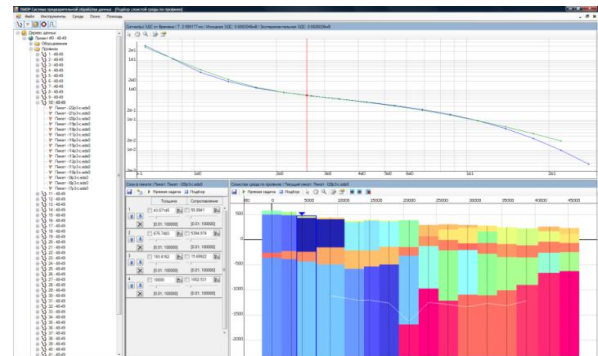


Рис. 5

Заключение

Программная система EM Data Processor позволяет проводить обработку экспериментальных данных М-ЗСБ: производить расчет кажущихся характеристик среды; фильтровать экспериментальный сигнал; восстанавливать параметры среды в рамках одномерной горизонтально-слоистой модели.

Программное обеспечение EM Data Processor реализовано с использованием всех современных аппаратно-программных возможностей. Интуитивно понятный графический интерфейс пользователя позволяет в значительной мере ускорить процесс обработки экспериментальных данных М-ЗСБ.

Литература

1. Сидоров В.А. «Импульсная индуктивная электроразведка» – М: «Недра», 1985. – С. 27–30.
2. Тихонов А.Н., Скугаревская О.А. О становлении электрического тока в неоднородной среде II. // Изв. АН СССР, сер. геофиз.– 1950. – т.14, № 4, С.281–293.
3. Тригубович Г.М.: «Фильтрация сигнала в реальном масштабе времени» // Российский геофизический журнал – 1998. №9–10. С. 107–109.
4. Чернышев А.В.: «Технология одномерной интерпретации данных аэроэлектроразведки методом становлением поля» // Записки горного института – 2009. – Т. 183. – С. 281–284.

НАИБОЛЕЕ КРУПНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ЗАФИКСИРОВАННЫЕ УРАЛЬСКОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТЬЮ СТАНЦИЙ ЗА ПЕРИОД ЕЕ РЕГИСТРАЦИИ

Голубева Инга Викторовна, вед. инженер, ГИ УрО РАН

С декабря 1999 года на территории Уральского региона выполняется сейсмологический мониторинг за природной и техногенной сейсмичностью. В настоящее время в регионе функционируют 9 сейсмостанций: одна телесеismicкая, 7 региональных и одна seismicкая группа. Все станции оборудованы современной цифровой аппаратурой. Такая система сейсмологического контроля позволяет фиксировать большой спектр событий различной природы в широком диапазоне частот, а так же на различных удаленных расстояниях.

В результате обработки и интерпретации данных сейсмологических наблюдений на территории Уральского региона за десятилетний период было выделено более сорока тысяч seismicких событий различной природы.

Наибольшее количество событий представлено удаленными землетрясениями на их долю приходится около двадцати восьми тысяч, значительную часть событий составляют массовые взрывы на карьерах и рудниках региона. За указанный период было зафиксировано более восьми тысяч взрывов, наименьшая доля приходится на региональные и локальные события их около полторы тысячи. Большинство из событий имели локальный характер, т.е. зарегистрированы одной реке двумя станциями, из-за чего рассчитывать параметры очагов не удается.

По результатам сейсмологических наблюдений ежегодно составляются каталоги seismicких событий для Уральского региона.

Рассмотрим наиболее сильные землетрясения (рис.1), имеющие магнитуду $ML > 3.0$, зафиксированные Уральской сейсмологической сетью.

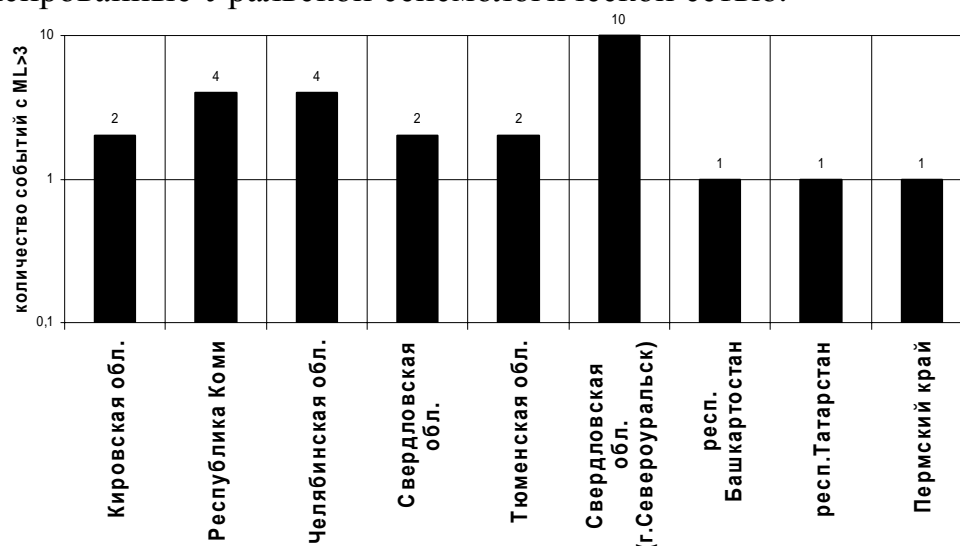


Рис.1. Результаты регистрации seismicких событий с магнитудой $ML > 3$

Кировская область

18 января 2000 г. в 04:05:42 в центральной части области произошло землетрясение с магнитудой 3.7. Координаты эпицентра – $58.06^{\circ}N$ и $49.27^{\circ}E$. Из сейсмостанций, действующих на территории Пермского края, оно было

зафиксировано экспериментально установленной станцией «Уньва», предшествовавшей региональной станции «Романово», и на территории Свердловской области – станцией «Арти».

18 мая 2004 г. в 15:59:25 произошло землетрясение с магнитудой 3.8. Координаты эпицентра – 59.00°N и 51.30°E – ложатся близ п. Белая Холуница. Землетрясение было зарегистрировано пятью сейсмостанциями региона – «Арти», «Пермь», «Соликамск», «Добрянка» и «Романово».

Республика Коми

25 февраля 2002 г. в 18:38:17 произошло землетрясение на западе республики в Междуреченском районе. Его эпицентр имеет координаты 63.°N и 47.60°E, магнитуда по данным из Сейсмологического бюллетеня ГС РАН составила 3.3. Землетрясение было зафиксировано сейсмостанцией «Романово», эпицентр удален на 700 км от станции.

9 ноября 2002 г. в 06:47 произошло землетрясение в Кайгородском районе. Его эпицентр имеет координаты 60.3°N и 50.2°E, магнитуда 3.6. Землетрясение зафиксировали сейсмостанции «Соликамск», «Романово», «Арти».

17 сентября 2004 г. в 18:58:13 произошло сильное землетрясение вблизи п. Ракпас Княжпогостского района с магнитудой 4.4. Координаты его эпицентра – 62.77°N и 51.60°E. Землетрясение было зафиксировано станциями «Романово», «Добрянка», «Кунгур» и «Арти». По данному землетрясению имеется описание макросейсмической информации.

22 сентября 2008 г. в 23:21:06 было зафиксировано землетрясение с магнитудой 3.3. Эпицентр события – 60.32°N, 51.01°E располагался в районе с. Койгородок. Оно было зафиксировано фактически всеми станциями региона.

Свердловская область

21 сентября 2005 г. в 20:40:19 произошло землетрясение с магнитудой 3.3 в окрестности г. Верхний Тагил. Координаты его эпицентра – 57.30°N и 59.60°E. Землетрясение было зарегистрировано сейсмостанциями «Соликамск», «Романово», «Кунгур» и «Добрянка», также «Арти».

27 апреля 2007 г. в 20:29:16 четырьмя сейсмостанциями региона – «Арти», «Пермь», «Добрянка» и «Романово» было зафиксировано землетрясение с магнитудой 3.6. Эпицентр этого события расположен в окрестностях г. Нижний Тагил вблизи шахты «Естюнинская». Толчки ощущались на территории города. Также в этом районе было зарегистрировано еще два землетрясения: 3 сентября 2007 г. в 08:39:21 и 17 ноября этого же года в 18:38:50 с магнитудами 3.6 и 1.6, соответственно.

Зоной высокого уровня техногенной активности проявляет себя район шахт Североуральского бокситового месторождения (СУБР). Всего за период регистрации региональной сетью станций было зафиксировано около 140 событий с локальными магнитудами 1.2 и более. Самое крупное из них произошло 13 февраля 2010 г. в 03:43:54, магнитуда составила 4.2.

Челябинская область

18 августа 2002 г. в 15:23:58 было зарегистрировано землетрясение вблизи г. Златоуст, координаты его эпицентра – 55.30°N и 59.90°E, магнитуда 3.1.

Толчки от землетрясения ощущались жителями г. Златоуст. Аналогичные события столь высокой магнитуды в данном месте фиксировались более 160 лет назад (в 1836 и 1837 гг.).

7 июля 2004 г. в 00:31:00 и в 00:47:00 сейсмостанциями «Арти», «Пермь», «Соликамск», «Добрянка» и «Романово» были зафиксированы два землетрясения с магнитудами 2.4 и 3.2. Эпицентры этих событий (54.60°N , 58.60°E и 54.74°N , 58.26°E , соответственно) расположены в районе г. Катав-Ивановска.

4 июля 2006 г. в 20:29:50 в этом же районе произошло более сильное землетрясение с магнитудой 3.4. Координаты его эпицентра – 54.79°N и 57.76°E .

2 октября 2006 в 05:37:59 и 05:45:55 были зафиксированы еще два землетрясения с магнитудами 3.3 и 2.6 соответственно. Координаты эпицентров – 54.7°N и 58.2°E .

Так как в этом районе имеется горнодобывающее предприятие, ведущее разработку на нескольких карьерах и предприятие «закрытого» типа, то можно предположить, что события могут иметь техногенную природу происхождения.

Тюменская область

5 июня 2003 г. 10:15 крупное землетрясение с $M=3.9$ имело место на северо-востоке области, в устье р. Оби. Координаты его эпицентра – 67.1°N и 74.2°E . Землетрясение было зарегистрировано сейсмостанциями «Соликамск», «Романово», «Кунгур», «Добрянка» и «Арти».

Республика Башкортостан

21 мая 2007 г. в 01:52:31 сейсмостанциями «Романово», «Кунгур», «Пермь» и «Добрянка» зафиксировано землетрясение, произошедшее в районе п. Дюртюли – координаты эпицентра – 55.40°N и 54.50°E . Магнитуда землетрясения, оцененная по полученным записям, составила 3.6.

Республика Татарстан

29 мая 2008 г. в 11:03:23 вблизи г. Альметьевск всеми сейсмостанциями региона было зафиксировано достаточно сильное землетрясение, магнитуда, оцененная по полученным записям, составила 4.0.

В пределах **Пермского края** самым сильным сейсмическим событием за отчетный период стало землетрясение, произошедшее 16 декабря 2008 г. в 17:04:47 с магнитудой 3.2 в окрестностях г. Нытва.

Землетрясение было зарегистрировано всеми станциями региона, что позволило провести самую тщательную обработку волновых форм и установить его тектоническую природу [1]. Очаг события имеет глубину около 20 км. Опрос местного населения на предмет макросейсмических проявлений, организованный в зоне эпицентра, не дал никаких результатов, что косвенно подтверждает глубинный тектонический характер землетрясения.

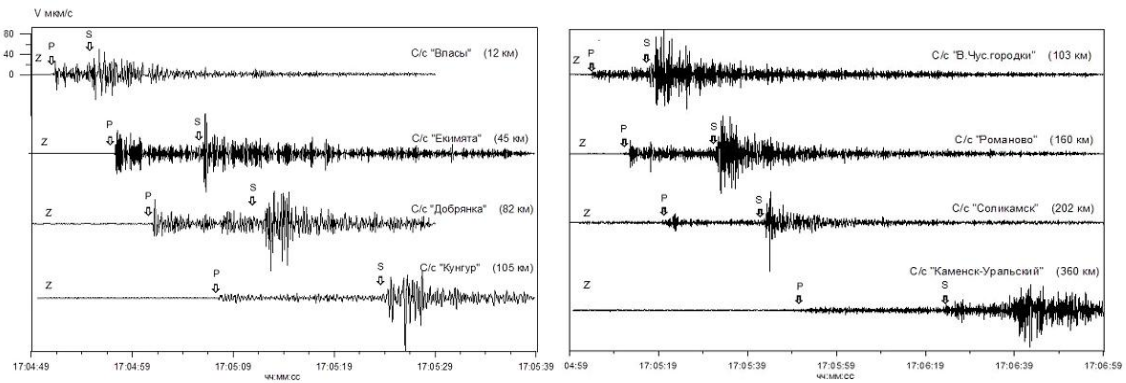


Рис.2 Сейсмограмма землетрясения произошедшего в окрестности г. Нытва (Пермский край) 16 декабря 2008 года

Анализ пространственного распределения эпицентров сейсмических событий свидетельствует о том, что они приурочены к разным тектонически-активным зонам:

- повышенная активность отмечается на юге Республики Коми и в северной части Кировской области (с магнитудами 3.3–4.4). В геологическом плане эта зона может быть связана с продолжающимся развитием Казанско-Кажимского авлакогена;

- эпицентр Нытвенского землетрясения расположен в зоне пересечения двух геодинамически неустойчивых зон, выделенных на основании анализа геолого-геофизических данных [2]. Одна из них практически совпадает с восточным бортом Камско-Бельского авлакогена, другая отделяет беломорский массив от карельского гетерогенного блока. Вторая зона является наиболее сейсмоактивной зоной Западно-Уральского региона. Она имеет направление Кизел–Ижевск–Елабуга и является частью протяженной Анапо-Камской сейсмоактивной зоны;

- локальные зоны сейсмоактивности сформировались в Челябинской области вблизи г. Златоуст, в Тюменской области в устье р. Обь, в Республиках Татарстан и Башкортостан.

Большую долю сейсмической активности региона имеет техногенная составляющая. По количеству техногенных землетрясений можно выделить районы городов Нижний Тагил (Свердловская область), Катав-Ивановск (Челябинская область), так как там ведется добыча полезных ископаемых, а в геологическом плане они приурочены к субмеридиональной Восточно-Уральской зоне. Разделить природную сейсмичность от техногенной вблизи от горнодобывающих районов весьма затруднительно, однако, тектоническая природа по историческим данным других землетрясений из этого района не вызывает сомнения. Многочисленные сейсмические события (около 140, а с $M_L > 3$, 12) зафиксированные в районе г. Североуральска (Свердловская область), ассоциируются с горно-тектоническими ударами, происходящими в рудниках Североуральского бокситового месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Голубева И.В.** Нытвенское землетрясение 16 декабря 2008 года с $M_L=3.2$ (Пермский край) // Десятая Уральская молодежная научная школа по геофизике. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2009. – С. 63–69.
2. **Блинова Т.С.** Прогноз геодинамически неустойчивых зон. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 163 с.

ВЛИЯНИЕ ФОРМЫ СТЕНКИ СКВАЖИНЫ НА СИГНАЛЫ ВЭМКЗ

(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Горбатенко Алексей Александрович, магистрант Новосибирского государственного университета

630090 г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2. Кафедра геофизики геолого-геофизического факультета НГУ. +7-905-932-6088. aag88@yandex.ru

Научный руководитель: н.с. лаборатории электромагнитных полей Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

к.т.н. **К.В. Сухорукова**

При исследовании нефтегазовых скважин методом ВЭМКЗ (высокочастотное электромагнитное каротажное зондирование) или его модификацией ВИКИЗ (высокочастотное индукционное каротажное изопараметрическое зондирование) могут регистрироваться кривые, осложненные колебаниями сигнала вдоль скважины с периодом от 0,5 до 2 м. Зачастую высокая амплитуда этих колебаний существенно затрудняет качественную и количественную интерпретацию таких диаграмм. Картина остается неизменной при повторных измерениях другими приборами, следовательно, такое поведение кривых вызвано не аппаратурной помехой, а физическими объектами. Ранее для объяснения таких явлений предлагались модели тонкослоистых коллекторов, но результаты интерпретации в рамках такой модели не всегда соответствуют геологическим данным о разрезе.

Как видно из рис. 1, колебания могут иметь различный характер: в одном случае (слева) они не имеют единой амплитуды и частоты, наблюдаются переходы через ноль, в другом (справа) – колебания периодичны с одним уровнем амплитуд. Большинство скважин, в которых были записаны подобные диаграммы, заполнены низкоомным буровым раствором, следовательно, вполне возможно, что причиной колебаний сигнала является неровная стенка скважины. В случае диаграмм первого типа она может иметь множество каверн и трещин, во втором случае на ней могут присутствовать повторяющиеся каверны, образовавшиеся, например, при бурении с отклонителями [2], (рис. 2).

С целью проверки этого предположения было проведено численное моделирование сигналов ВЭМКЗ. На правой диаграмме рисунка 1 на отметке 964 наблюдается высокоамплитудное изменение сигнала. Такие выбросы могут быть обусловлены присутствием глубоких каверн или трещин, заполненных буровым раствором низкого сопротивления. Они затрудняют выделение тонких пластов и определение точного положения границ. На наличие такого углубления в скважине указывают данные кавернометрии. Модель и результаты подбора для данного случая показаны на рисунке 3.

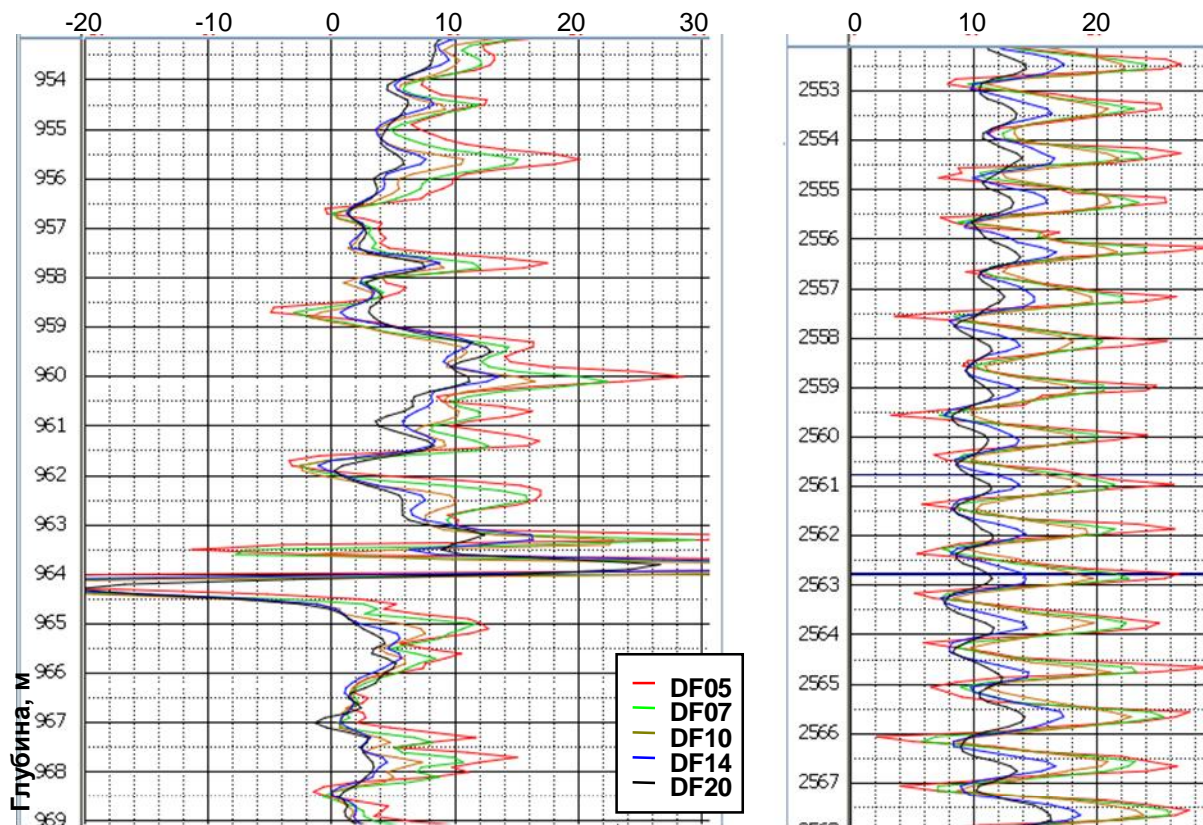


Рис. 1. Практические диаграммы ВИКИЗ (сигнал в разностях фаз).

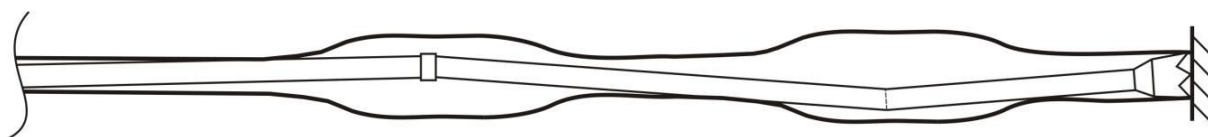


Рис. 2. Схема возникновения утолщений ствола скважины.

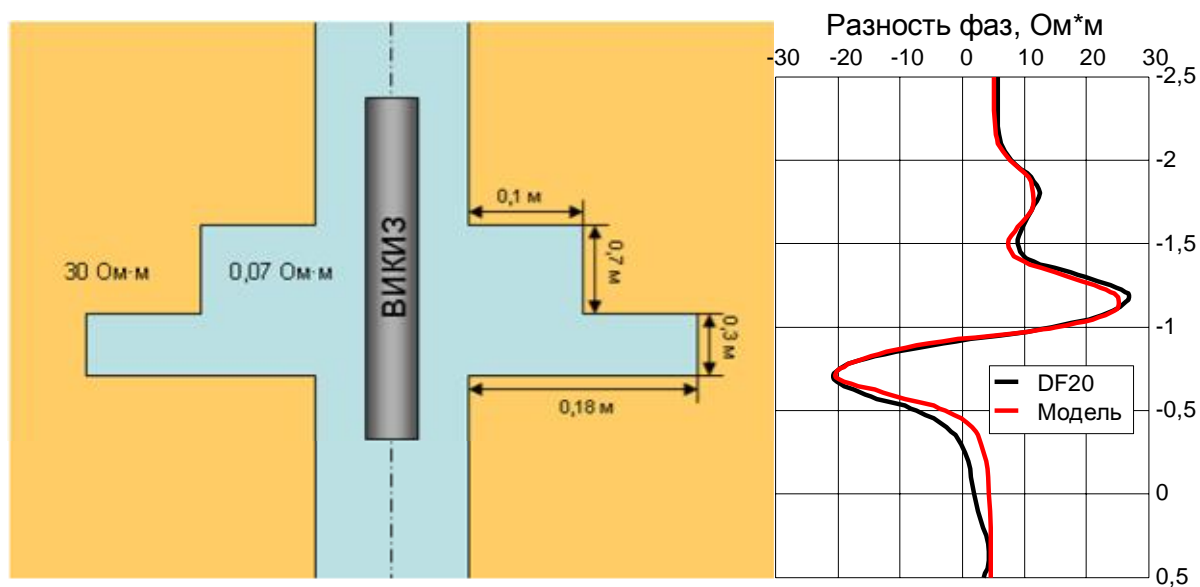


Рис. 3. Модель каверны и рассчитанный сигнал длинного зонда DF20 в сравнении с измеренным сигналом.

Из-за биения бурового инструмента стенка скважины может принять «ребристую» форму. Результаты моделирования такой ситуации в сравнении с реальными данными изображены на рисунке 4.

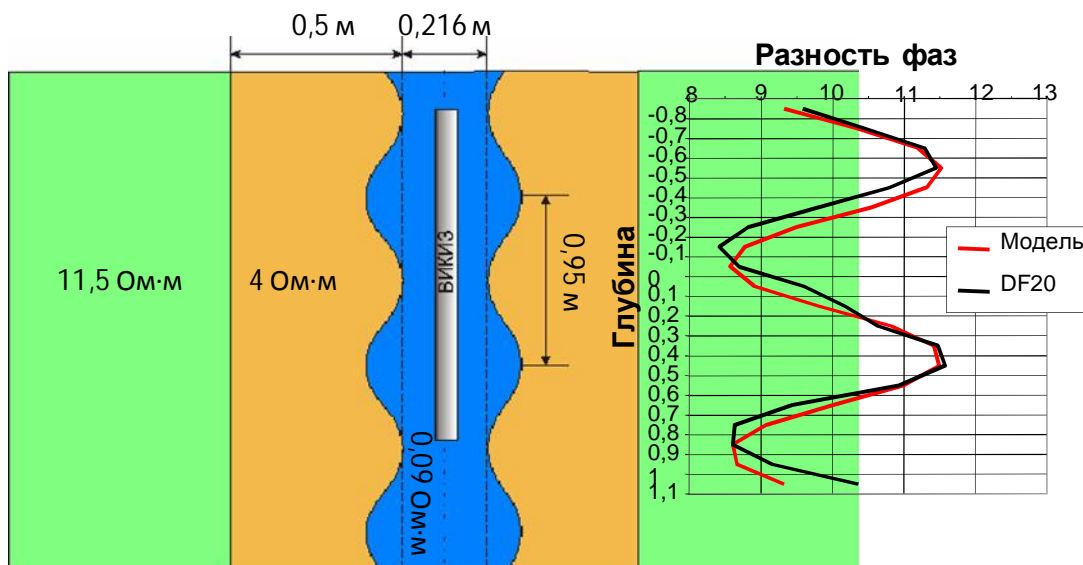


Рис. 4. Подобранная модель скважины с «ребристой» стенкой и измеренный и рассчитанный сигналы длинного зонда.

Как было показано путем численного моделирования, неидеальная геометрия скважины может значительно менять форму диаграмм ВЭМКЗ, осложняя тем самым расчленение геологического разреза и численную интерпретацию. При этом амплитуда наблюдаемых на диаграмме колебаний тем больше, чем больше глубина каверны, выше рабочая частота зонда и чем больше электропроводность скважины.

Квазисинусоидальные колебания могут быть вызваны периодически повторяющимися кавернами, образовавшимися в процессе бурения. Средний уровень сигнала определяется удельным сопротивлением пласта, а амплитуда колебаний – размером каверн и контрастом сопротивлений раствора и пласта. Минимуму сигнала соответствует положение генераторной катушки напротив сужения скважины, максимуму – напротив расширения.

Причиной хаотических колебаний может служить сильное растрескивание и вымывание пород с образованием на стенке скважины каверн небольшой глубины и трещин.

Литература:

1. А.И. Губина, Г.З. Гиниятов, И.Н. Жуланов. Влияние желобообразных образований на показания ГИС // Геология нефти и газа, 1997, № 11.
2. Зыкина М. Г., Мамяшев В. Г. Особенности кривых метода ВИКИЗ в горизонтальных скважинах. ТюмГНГУ, ИГиГ, Тюмень.

О РОЛИ 4D ГРАВИТАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В РЕШЕНИИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Дубовенко Ю.И., канд. физ.-мат. наук, н.с.,

Черная О.А., канд. физ.-мат. наук, с.н.с.

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины

г. Киев, пр. Палладина, 32, тел.: 0(44) 424-2052, dubovenko@igph.kiev.ua

По [1, с. 82] „...если современные физико-математические теории строят и исследуют свои функциональные связи и последующие смысловые ряды на территории преимущественно *пространства*, то эксперимент зондирует пока еще не подвластное теории *время*”. В частности, категорией времени овладевает 4D гравитационный мониторинг [2]. Под этим явлением понимаем ряд периодически повторяемых в реальном времени непрерывных на протяжении некоторо фиксированного временного отрезка микрогравиметрических измерений гравиполя с помощью портативных гравиметров и обработку данных с учетом влияния окружающей среды и сферы применений. Величина временного отрезка зависит от качества измерений, меры неопределенности результатов наблюдений, характера динамики (амплитуды и частоты) поля.

Физическая основа непрерывного гравиметрического мониторинга – непрерывная связь динамики гравиполя и параметров среды: ундуляциям рельефа сантиметрового диапазона отвечают вариации силы тяготения в несколько мГал. Если деформация дневного рельефа определенного участка есть прямым следствием приповерхностного распределения масс, результаты истолкования гравитационного мониторинга можно применить для мониторинга разуплотнения и флюидного режима этого участка. Пространственное распределение вариаций вертикальной производной V_z потенциала силы тяготения *прямо коррелирует* с плоскостным распределением плотностей, а временные вариации V_z четко определяют вертикальные вариации насыщения флюидов.

Аппаратная основа мониторинга среды – совместные крупномасштабные измерения превышений рельефа по данным GPS и гравиметрии (сотни стационарных пунктов на сотни км², измерение абсолютных значений силы тяжести). Гравиметры с относительным учетом силы тяжести дешевле, но имеют важные ограничения – *привязку* к опорной сети и *синхронный* учет „сползания нуля”). Непрерывные измерения силы тяжести в скважинах преобладают в разрешающей способности благодаря большей близости к источникам и устранению приповерхностных влияний.

К методике мониторинга. Применение классической схемы измерений на регулярной сети пунктов и следующий перерасчет значений на основе известного интеграла Пуассона пригодны для региональных исследований [3], но в локальных условиях, где ныне чаще всего применяют гравимониторинг [4], имеет ряд недостатков [5]. Для интерпретации измерений на коротких профилях предложена [5] система линейных интегральных уравнений с быстро убывающими ядрами:

$$S_{n+1}^+(x) = v(x) - \frac{1}{2\zeta_n(x)} \int_{-\infty}^{\infty} S_n^+(\xi) \left(\cosh \frac{\pi(\xi - x)}{2\zeta_n(x)} \right)^{-1} d\xi + S_n^+(x),$$

$$S_{n+1}^-(x) = v(x) - \frac{1}{2\zeta_n(x)} \int_{-\infty}^{\infty} S_n^-(\xi) \left(\tanh \frac{\pi(\xi - x)}{2\zeta_n(x)} \right)^{-1} d\xi + S_n^-(x)$$

$$\zeta_0(x) = S_0^+(x) + S_0^-(x) = v(x), \quad \zeta_n(x) = S_n^+(x) + S_n^-(x), \quad n = \overline{0, \infty}.$$

С учетом этого методика [4] остается действенной и в определенных условиях (региональный фон – полином 1-й степени; известны *плотности* и *положения* границ тяготеющих тел на поверхности; эти тела близки или имеют общие контакты) определяет следующие шаги интерпретации граваномалий:

1. VECTOR: пространственный анализ Δg разделяет аномалии от тяготеющих тел и определяет *эффективные глубины* их залегания и *квазиплотности* – нулевое приближение плотностной модели.
2. GRPR2: решение плоской обратной задачи дает *истинные глубины* залегания и *истинные плотности* тяготеющих тел – 1-е приближение модели.
3. ADG-3D: пространственная плотностная модели среды – окончательное решение задачи.

В наших условиях вместо VECTOR используется комплекс [6], разработанный на основе [7], а вместо GRPR2 – комплекс программ на основе [5].

Интерпретация данных мониторинга с целью оценки глубины к источнику аномалий и изменения объема по данным мониторинга деформации рельефа требует знания приповерхностного распределения масс по данным гравиметрии. Мониторинг деформаций земной поверхности получают на основе комплексов спутниковой геодезии GPS, имеющих ряд преимуществ перед традиционными геодезическими методами (независимость от времени суток, погоды, автоматика, непрерывность, полнота, надежная привязка к сети).

Приповерхностные неоднородности (карсты, плауны, зоны обводнения и разуплотнений), сложна структура площади (складчатость, соляная тектоника, разломы), факторы поглощения полезного сигнала (температура, инструментальные влияния) ограничивают эффективность мониторинга, не снижая его практического значения.

Необоснованное упрощение аналитических моделей среды с целью снижения неоднозначности истолкования служит причиной неверных результатов вычислений (геометрии источников, вертикального и латерального распределения плотностных неоднородностей), особенно в случаях, когда среда вокруг аномального источника далека от предположений об однородности. Надежное количественное истолкование динамики масс, например, в мониторинге месторождений углеводородов получают при известной геометрии тяготеющих тел (по данным сейсмоки) и комплексной интерпретации поля силы тяжести и деформаций рельефа.

Сфера применений. Повторяемые измерения гравитационного поля применяют в геодезии, сейсмологии и вулканологии (комплексное определение предвестников землетрясений и извержений), для мониторинга флюидной динамики месторождений и подземных хранилищ углеводоро-

дов в процессе их эксплуатации. Так, сравнение данных гравимониторинга месторождения и его аналитической модели обнаруживает отклонение наблюдаемого поля от модели добычи и является сигналом к детальному изучению месторождения методами ГИС и сейсмометрии. Решение пространственной прямой задачи гравиметрии [7] позволяет по данным микрогравиметрического мониторинга на этапе нагнетания жидкостей в подземные хранилища выявить их распределение и характер миграции по распределению плотностей.

Гравитационный мониторинг миграции CO_2 в месторождениях углеводородов основан на снижении их объемной плотности при нагнетании CO_2 в месторождение. Согласно [8], 1-км фронт флюида CO_2 внутри 20 м толщи пласта соли на глубине 1900 м в условиях 30% насыщения CO_2 и 70% насыщения раствором соли генерирует на поверхности гравияномалию 10 мГал. Из решения обратной задачи гравиметрии по данным мониторинга можно восстановить *общую* картину вариаций плотности (снижение Δg обозначает уменьшение объема углеводородов вследствие их добычи и опускание газо-нефтяного контакта, увеличение Δg – поднятие уровня пластовых вод), но не абсолютные значения плотностей.

В условиях Сибири сопряженную обратную задачу – измерение временных вариаций гравияномалий (вследствие изменения положения водо-нефтяного контакта или уровня пластовых вод в скважинах) – можно использовать как недорогой метод 4D гравитационного мониторинга состояния вечной мерзлоты.

Литература:

1. Лоссовский Э. К. О философии чистой априорной математики как главного конструктивного опорного раздела современного теоретического естествознания: обзор // Геофиз. журн.– 2006. – **28**, № 2. - С. 80-93.
2. Battaglia M., Gottsmann J., Carbone D., Fernandez J. 4D volcano gravimetry // Geophysics. – 2008. – **73**, No. 6. - P. WA3-WA18.
3. Davis K., Li Y., Batzle M. Time-lapse gravity monitoring: a systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery // Geophysics. – 2008. – **73**, No. 6. – P. WA61-WA69.
4. Болотнова Л. А. Эколого-геологическое изучение состояния геологической среды урбанизированных территорий: геофизический аспект / В. В. Филатов, Л. А. Болотнова // IX геофиз. чтения им. В.В. Федынского. 1-3 марта 2007 г.: тез. докл. - Г., 2007. - С. 43-44;
5. Дубовенко Ю. И. Определение контактной границы по значениям производных логарифмического потенциала на существенно ограниченных множествах: Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук. 04.00.22. К., 2005. - 19 с.
6. Legostaeva O.V., Starostenko V.I., Yegorova T.P. Automated system of 3-D gravity modelling: the main principles and software // Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Geodesy, Annales Geophysicae, Part I, Supplement I.-1998.-V.16.-P.26;

7. Старостенко В. И., Легостаева О. В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы // Физика Земли. - 1998. - № 12. - С. 31-44;
8. Gasperikova E., Hoversten G.M. Gravity monitoring of CO₂ movement during sequestration: model studies // Geophysics. – 2008. – 73, No. 6. – P. WA105-WA112.

О ТРАНСФОРМАЦИЯХ ГРАВИПОЛЯ С ПОМОЩЬЮ ЗАДАЧИ АЛЕКСИДЗЕ

Дубовенко Ю.И., канд. физ.-мат. наук, н.с.
институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев,
пр. Палладина, 32, тел. 0(44) 424-2052, dubovenko@igph.kiev.ua

Результат съемок гравиполя – значения $g(S)$ модуля градиента потенциала силы тяжести (МГПСТ) на некоторой гладкой замкнутой поверхности S , целиком охватывающей все тяготеющие массы [1]. Направление $g(S)$ неизвестно, поэтому задачу трансформаций поля невозможно свести к линейным граничным задачам. Приближенное *однозначное* решение задачи можно получить на незамкнутой большой $(1^\circ \times 1)^\circ$ поверхности S .

Один из путей перерасчета значений силы тяжести в региональном масштабе – решение нелинейной внешней граничной задачи Алексидзе для потенциала силы тяжести (в частном случае – для уравнения Лапласа)

$$\Delta u(x_i) = -4\pi\gamma\sigma(x_i), \quad u|_\infty = 0, \quad \left| \text{gradu} \right|_S = \sqrt{\sum_{i=1}^3 \left(\frac{\partial u}{\partial x_i} \right)^2} \Big|_S = g(S) \equiv \psi(S), \quad i = \overline{1,3} \quad (1)$$

Задачу (1) линеаризируют путем предположений относительно направления градиента потенциала на поверхности S [2]. Эти предположения вносят погрешности, т.к. определение направления силы тяжести едва ли не сложнее определения модуля силы тяжести.

Проблема разрешимости и единственности задачи (1) принципиальна в гравиметрии: отвечает, возможно ли точное однозначное определение силы тяжести во внешнем пространстве из точного определения силы тяжести на замкнутой поверхности S , целиком охватывающей массы и какая нужна дополнительная информация. При одновременном определении значения и направления силы тяжести на поверхности S вычисление силы тяжести во внешнем пространстве есть решением задачи Дирихле. Но совместные определения модуля и направления силы тяжести дороги и в массовой гравиразведке не проводятся.

Решают задачу (1) разложением по неортогональным функциям с помощью итераций

$$\Delta u^k(x_i) = 0, \quad x_i \in G, \quad \sum_{i=1}^3 \alpha_i(u^{k-1}) \frac{\partial u}{\partial x_i} = \psi(S), \quad i = \overline{1,2}, \quad \alpha_i(u^{k-1}) = \frac{\partial u^{k-1}}{\partial x_i} \Big/ \left| \text{gradu}^{k-1} \right|_S \quad (2)$$

где u^k – k -е приближение решения задачи (1) в плоском случае.

В плоском случае определения потенциала, как гармонической функции,

если МГПСТ задан на замкнутом контуре, задача (1) не имеет единого решения. Если действительная часть $u(x, y)$ голоморфной на сфере G , полностью охватывающей S , функции $f(z) = u(x, y) + iv(x, y)$ – решение граничной задачи, мнимая часть будет решением той же задачи.

Показано, что задача (1) имеет единственное решение, если S есть многообразием Ляпунова и направление $\alpha_i(u^{k-1})$ мало отличается от некоторого заданного направления в смысле метрики $L_2(S)$.

Наша цель – исследовать численную сходимость итераций и погрешность замены уравнения силы тяжести (ему удовлетворяют граничные данные задачи (1) на сфере G с радиусом Земли) уравнением Лапласа. Эта погрешность (разность решений соответствующих задач типа (1)) при размере площади грависъемок 100 км, варьирует в пределах $75 \text{ мГал} \leq \varepsilon \leq 81 \text{ мГал}$ [3] при перерасчете значений силы тяжести в свободном воздухе по формуле Пуассона. Максимальная погрешность перерасчета во внешнем пространстве относительно области G равна $\max \varepsilon|_{r=2a} = -g(a)/4$, $g(a)$ – значение силы тяжести на поверхности идеально сферической Земли. Предположение гармоничности силы тяжести в перерасчете на высоту радиуса Земли генерирует погрешность 245 Гал.

Из-за расхождения векторов составляющих аномалий силы тяжести $|\delta\vec{g}| = |\vec{\gamma}| - |\vec{g}|$, их величины могут значительно отличаться от точных. Если даже аномалия силы тяжести $|\vec{\gamma}| - |\vec{g}|$ точна, ее нельзя пересчитать во внешнем пространстве: дифференциальное уравнение силы тяжести *существенно* зависит от скорости изменения углов между направлением аномалии силы тяжести и координатными осями. В локальных аномалиях это направление может варьировать, и всякое предположение о его поведении *искажает* перерасчет аномалий силы тяжести. Поэтому важно, что $|\vec{\gamma}| - |\vec{g}|$ совпадает с большой точностью с проекцией вектора аномалии силы тяжести на направление вектора $\vec{\gamma}$.

Численное решение задачи (1) для 2- и 3-мерного случая для проверки сходимости итераций (2) на модельных задачах из [1] с известными точными решениями (ради апробации программ) в горизонтальной плоскости S на равномерной сетке с шагом 10 км доказало разрешимость задачи (1).

Первое приближение направляющих косинусов α_i – грубые приближения 0, 0, 1, в ином варианте – 0,8, 0, 0,6. Число итераций не превышало 10. Сравнение точных и приближенных значений МГПСТ обнаруживает, что их граничные значения во всех точках совпадают с точностью до 10^{-7} , изменяясь в пределах $0,07 \div 0,133$, но они сами совпадают с куда меньшей точностью из-за плохой обусловленности задач с производными в граничных условиях (учитываем это при решении практических задач).

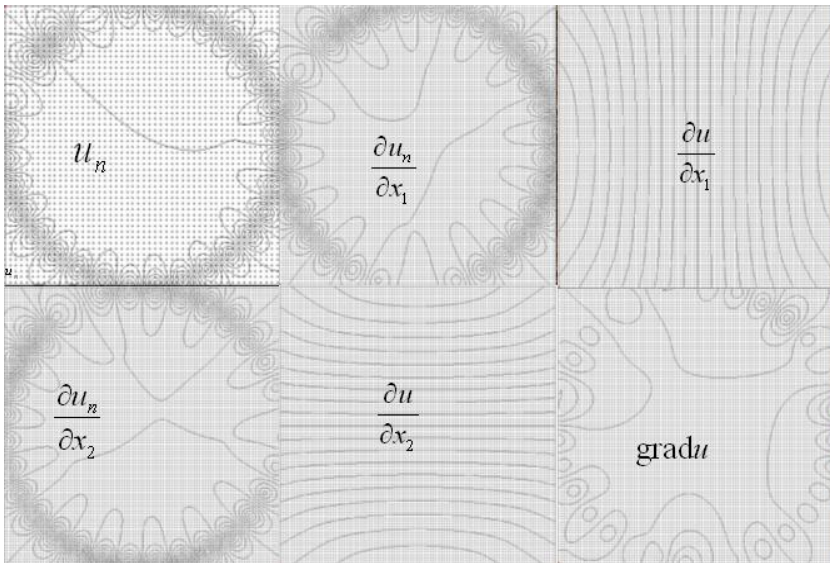
Решение с помощью итераций (2) внутренней граничной задачи

$$\Delta u(x_i) = 0, x_i \in G, \|\text{grad}u\|_S = \psi(S), \psi(S) = \frac{10}{x_1^2 + x_2^2 + 5^2}, \quad (3)$$

с началом координат (0,0,0) на расстоянии 0,2 от нижней кромки единичного куба G (его внешняя нормаль имеет 6 разных направлений, 24 вспомогательные точки взяты на кубе стороной 1,4, а α_i равно 0, 0, 1) выявило следующую особенность. После 5-й итерации граничные значения удовлетворены (погрешность $<1\%$), но решение и его производные не имеют

ничего общего с точным решением $U = \frac{10}{\sqrt{x_1^2 + x_2^2 + 5^2}}$ и ее производными.

Увеличение числа итераций до 24 не увеличило точность приближения. Прибавка 25-го фундаментального решения, совпадающего с точным, решило проблему: после 4-й итерации и граничные условия, и значение градиентов и их производных удовлетворены с точностью 10^{-3} .



Сходимость итераций (2) изучена и путем решения внешней задачи (1) для единичного круга с центром в начале координат (точное решение $u = \ln \sqrt{x_1^2 + x_2^2}$, $\alpha_1^0 = \cos(t + \varphi)$, $\alpha_2^0 = \sin(t + \varphi)$, t – центральный угол, φ – мера возмущения начального направления искомого градиента) с обрывом итераций по

условию $|\varepsilon| = \left| \|\text{grad}u^k\| - 1 \right| < 10^{-5}$. Для сходимости итераций (2) необходимо не только, чтобы точное решение удовлетворяло условию [1]

$$\inf_{x_2 \in S} (N, l) > 0, \quad (4)$$

но и выбор такого α_i^0 , для которого в (2) не возникали бы коэффициенты a_i^k , не обеспечивающие выполнения условия (4). Условие (4) значит, что направление внешней нормали N неортогонально направлению l косоугольной производной, т.е. l ни в одной точке границы S не совпадает с касательным направлением. Условие выполняется для любой конечной части плоскости S для поля точечного источника, а на всей бесконечной плоскости оно невыполнимо.

При расчете вместо потенциала W силы тяжести потенциала U аномалии силы тяжести ($W = U + V$, где V – известный потенциал нормальной силы тяжести) в линейных приближениях граничных задач гравиметрии и магнитометрии необходимо в качестве граничной функции $\psi(S)$ взять аномалию силы тяжести. В нелинейных задачах переход к аномалии изменяет левую часть граничных условий (1), ибо операция вычисления МГПСТ не дистрибутивна: $|\text{grad}W| \neq |\text{grad}U| + |\text{grad}V|$. Если $\psi(S)$ – МГПСТ w , определяем

потенциал аномалии U из решения нелинейной граничной задачи $\Delta u(x_i) = 0, x_i \in G, u|_{\infty} = v|_{\infty}, U_{x_1}^2 + U_{x_2}^2 + U_{x_3}^2 + 2(V_{x_1} U_{x_1} + V_{x_2} U_{x_2} + V_{x_3} U_{x_3}) = \psi^2(S) - |\text{grad}V|^2$, (5) граничные значения которой при нулевом потенциале нормальной силы тяжести совпадают с граничными условиями (1). Выяснение численной скорости сходимости задачи (5) имеет отдельный практический интерес.

Литература:

1. Алексидзе М.А. Решение некоторых основных задач гравиметрии. - Тб.: Мецниереба, 1985. - 412 с.
2. Дубовенко Ю. И. Способ восстановления потенциала по значениям модуля его градиента: Сб. тез. науч. конф. „Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды”, Львов, 6-10 октября 2008 г. – Львов: Сполном, 2008. – С. 156-158.
3. Дубовенко Ю. И. О раздельной способности редукций аномалий силы тяжести // Геофиз. журн.– 2010. – 32, № 2. (сдано в печать).

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН СВАЛЬБАРДСКОЙ ПЛИТЫ ЗОНДОМ ГЕОС-М

Ермаков Александр Валерьевич, м.н.с. Геологический институт РАН,
лаборатория тепломассопереноса. 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7.
8(495)959-34-89, a.v.ermakov@gmail.com.

Научный руководитель: заведующий лабораторией тепломассопереноса ГИН РАН, д.г.-м.н., профессор **Хуторской Михаил Давыдович**

Геотермический зонд ГЕОС-М, который применяется нами в морских экспедиционных исследованиях - это уже третья модификация прибора, разработанного по техническому заданию лаборатории тепломассопереноса ГИНа фирмой НПП «ПАЛС». Зонд предназначен для измерений в режиме online геотермических градиентов на четырех базах, температуры в самой нижней и самой верхней точках погружной части зонда, теплопроводности осадков in situ, угла наклона прибора и давления (для контроля глубины его нахождения). Такой комплекс измеряемых параметров позволяет вычислить тепловой поток (ТП) через дно акваторий на тех же базах и непрерывно получать информацию о температуре в толще воды. Сейчас планируется добавить к действующей схеме датчики для оценки составляющей ТП, вносимой радиогенной генерацией тепла в толще осадков, что позволит выделить чисто коровую часть потока.

Новый зонд использовался в 25 и 26 рейсах НИС «Академик Николай Страхов», с его помощью получены данные по ТП в юго-западной акватории Земли Франца-Иосифа, северо-восточнее и южнее архипелага Шпицберген, а также на континентальном склоне и абиссали к западу от него.

Полученные данные показывают различие в ТП западной и северной краевых частей Свальбардской плиты: для первой характерен тренд увеличения ТП в сторону срединно-океанического хребта Книповича (рис. 1), а для второй

– аномально высокий ТП, измеренный нами в трогах Франц-Виктория и Орла (Стуре).

Полученные значения ТП хорошо согласуются с представлениями о структурных особенностях данного региона (пассивная континентальная окраина атлантического типа), увеличение значений теплового потока происходит по мере уменьшения возраста второго слоя океанической коры и приближения к оси спрединга. Кроме того, наши значения хорошо согласуются с данными по ТП других исследований для этого района.

Для северной окраины у архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) отмечаются фоновые значения теплового потока. Однако мы наблюдаем два повышенных значения (88 и 97 мВт/м²). Такие результаты можно объяснить предположительным развитием здесь соляно-купольной тектоники и концентрированием ТП куполами.

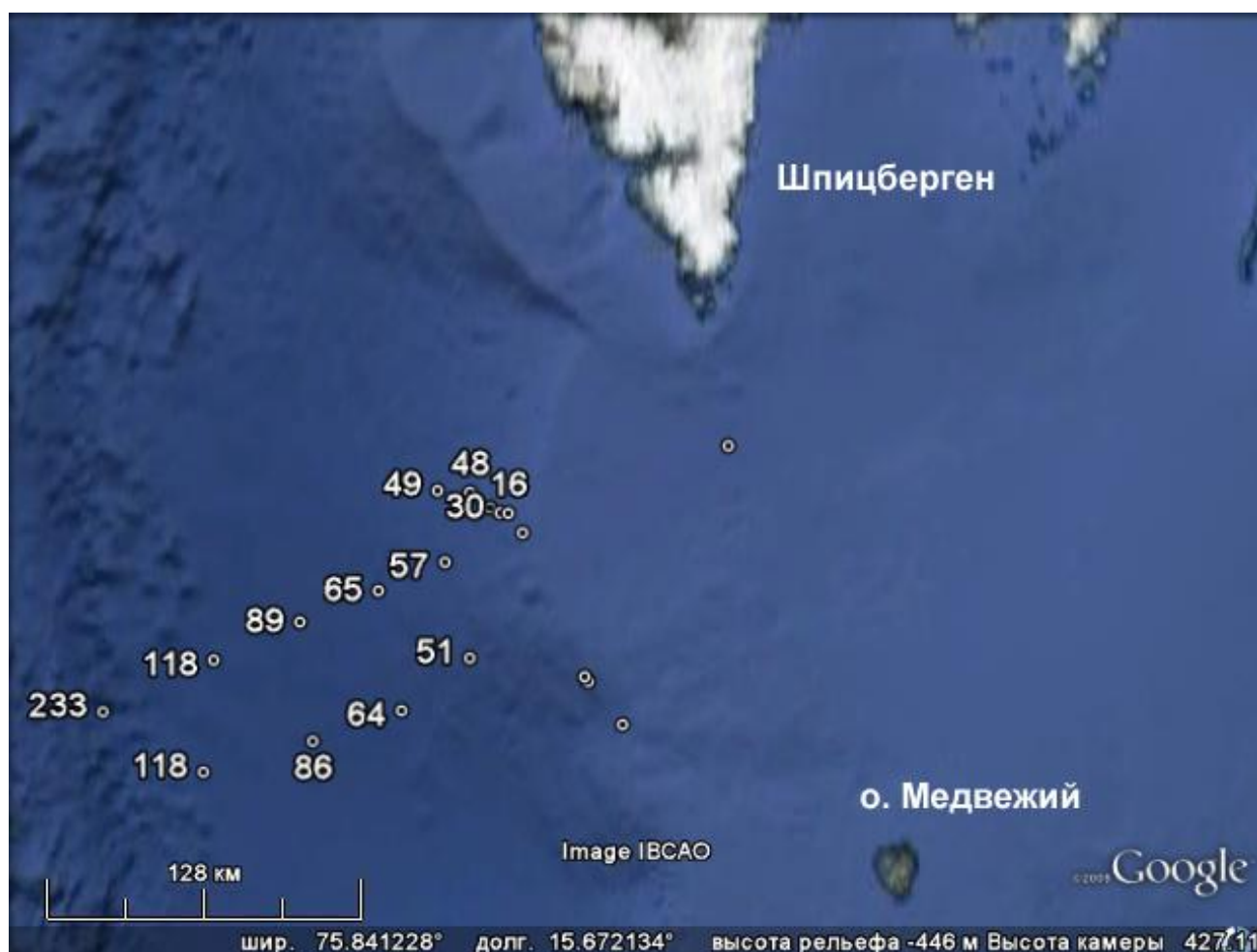


Рис. 1. Значения ТП (мВт/м²) на западной окраине Свальбардской плиты.

Ближе к Шпицбергену в трогe Орла (Стуре) (самый западный в системе трогов между Шпицбергеном и ЗФИ) нами измерены аномальные значения потока до 400-500 мВт/м² (рис. 2), что примерно в 10 раз выше фоновых значений для Баренцева моря. Аномально высокий ТП характерен для всего трoга и для его продолжения в пределах континентального склона вплоть до глубин порядка 1200 м. Только при больших глубинах отмечается снижение

ТП, хотя и на глубине от 1400 м до 1870 м мы измерили повышенные значения теплового потока 89 и 90 мВт/м².



Рис. 2. Значения ТП (мВт/м²) на северной окраине Свальбардской плиты.

Морфология трога, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб Орла имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития. Отсутствие признаков конвективной разгрузки на дне обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой.

Аномально высокий тепловой поток обуславливает очень высокие температуры литосферы под трогом. Так на глубине 8-9 км уже возможны температуры солидуса мантийного вещества; таким образом, мы отмечаем существование весьма тонкой литосферы. Это свидетельствует о проникновении деструкции континентальной коры на всю ее мощность, и внедрении в фундамент (а возможно и в нижние слои осадочного чехла) горячего мантийного вещества. Соответственно, и другие характеристические поверхности находятся в этой структуре на аномально малых глубинах.

В дальнейшем важной задачей является изучение с помощью геотермической съемки остальных меридиональных трогов северной части Свальбардской плиты.

Автор выражает благодарность своему руководителю М.Д. Хуторскому а также членам геотермического отряда в 25 и 26 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» – Н.Д. Калинину и В.Р. Ахмедзянову.

Литература:

1. Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология, т.203, СПб., 2004. С.169-175.
2. Зайончек А.В., Мазарович А.О., Лаврушин В.Ю., Соколов С.Ю., Хуторской М.Д., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., Ахмедзянов В.Р., Зарайская Ю.А., Ермаков А.В., Ефимов В.Н., Мороз Е.А., Пейве А.А., Прохоров Д.А., Радионова Э.П., Разницын Ю.Н., Разумовский А.А., Черных А.А., Ямпольский К.П. Геолого-геофизические работы 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» на севере Баренцева моря и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана // Доклады РАН 2009, Т. 427, № 1. С. 67–72.
3. М.Д. Хуторской, Ю.Г. Леонов, А.В. Ермаков, В.Р. Ахмедзянов. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Доклады РАН 2009, Т. 424, № 2. С.227-233.
4. М.Д. Хуторской, Л.В. Подгорных, Ю.Г. Леонов, А.В. Ермаков, В.Р. Ахмедзянов. Геотермия Арктического бассейна: проблемы и решения Геология полярных областей Земли: Материалы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2009, Т. 2. С.275-279.

ВЛИЯНИЕ ВОДОПРИТОКОВ НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЗОНЫ СТЫКОВКИ РАСВУМЧОРРСКОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО РУДНИКОВ

Жукова С.А. инженер-геофизик 1кат., ЦГМ ОАО «Апатит», Кировск,
Комсомольская 1, 8(81531)39539, svetlana.zhukowa@yandex.ru
Научный руководитель заслуженный деятель науки, профессор, д.т.н.

А.А.Козырев

Месторождения апатит-нефелиновых руд Хибинского массива «Апатитовый Цирк» и «Плато Расвумчорр», отрабатываются рудниками ОАО «Апатит». Первое – подземным Расвумчоррским рудником, второе – карьером Центрального рудника. Рудники расположены в зоне активного взаимного влияния (выработки подземного рудника – в бортах карьера и под дном, отвалы карьера – на поверхности над подземными выработками). Наибольшую нагрузку испытывает зона стыковки подземного рудника и карьера. Проявления горного давления фиксируются в этой зоне чаще, чем на противоположных флангах шахтных полей. В пределах месторождений выявлено несколько тектонических разломов. Массив зоны стыковки и район рудоспусков Центрального рудника характеризуется породами блочной

структуры, причем трещины зачастую заполнены цеолитом. Имеет место ряд зон шпреуштейнизации мощностью от 1 до 15 м.

В результате многолетних техногенных воздействий на данный район произошло частичное разрушение пород, заполняющих тектонические нарушения, что привело к потере устойчивости массива в целом. Современные горные работы и действующие тектонические процессы приводят к перераспределению напряжений и накоплению потенциальной энергии, которая преобразуется в кинетическую, в виде геодинамических процессов (подвижки по ранее ослабленным тектоническим нарушениям и растрескивание массива). В подземных выработках геодинамические процессы приводят к различным формам проявлений горного давления и раскрытию трещин, что сопровождается заколообразованием по ранее сформированным плоскостям отрыва.

Контроль геодинамики в данном районе обеспечивается сейсмическим методом с ноября 2001 г. За время регистрации установлено, что сейсмический режим района не стационарен. Нестационарность сейсмического режима обусловлена наличием возмущающих факторов: взрывные работы при отбойке руды на рудниках, а так же обводненность пород в периоды интенсивных дождей. Наличие разномасштабной трещиноватости обуславливает насыщение жидкостью горных пород. В зависимости от пористости и влагопроницаемости пород, слагающих обрабатываемое месторождение, сейсмическая реакция массива может быть различной.

Цель данной работы заключается в обнаружении зависимости роста сейсмичности от увеличения количества осадков в районе месторождения «Апатитовый Цирк». Для выявления этой взаимосвязи был обработан массив данных с 2004 по 2009 годы. Для получения погодных данных использовалась метеостанция WM 918, встроенная память которой позволяет сохранять каждый фактор погоды, а так же отображать на мониторе определенную метеорологическую ситуацию с привязкой к местному времени. Программой STS (подсистема обобщающего анализа АСКСМ), которая производит выборку из базы данных временных рядов для исследования были найдены и проанализированы наиболее важные сейсмические события. К таким сейсмособытиям относятся массовые взрывы, естественные события и события за зоной регистрации, по времени и координатам несущие необходимую информацию для этой работы. Для того чтобы иметь возможность выявить зависимость в анализируемых данных, при расчетах использовались параметры закона нормального распределения: среднеквадратичное значение и стандартное отклонение. Для выявления повышенной сейсмичности, был выбран следующий параметр - длина трещин (L,м); повышенной обводненности – средний водоприток рудоспусков Центрального рудника ($W, \text{м}^3 / \text{час}$), значения были взяты и обработаны из журнала водопритоков. От каждого значения этих параметров вычиталось значение суммы среднеквадратичного и стандартного отклонения. Таким образом были выявлены периоды повышенной сейсмичности и обводненности пород с вероятностью примерно 0,63 по закону нормального распределения.

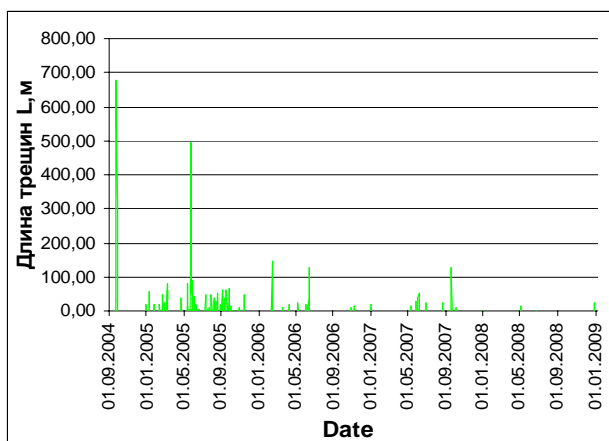


Рис.1 Рост сейсмичности L

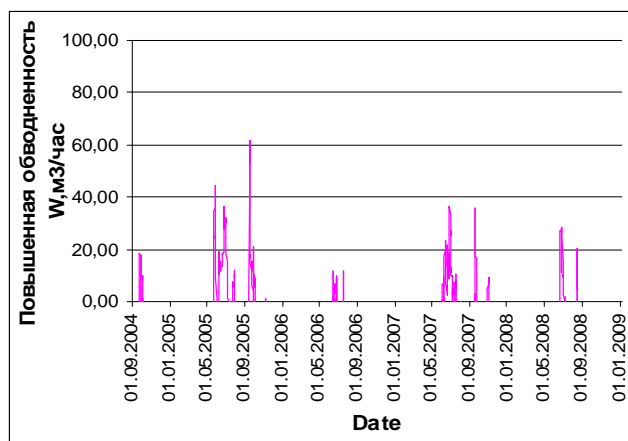


Рис.2 Повышенная обводненность (W)

за период с 2004-2009г.г.с учетом закона нормального распределения.

На рис.1 и 2 изображены графики, построенные по результатам расчетов. На них видно одновременное образование пиков повышенной обводненности (W) и сейсмичности (L). Взаимосвязь прослеживается таким образом: на 8 пиков повышенной сейсмичности приходится 6 пиков повышенной обводненности за один период времени. Местной метеостанцией в этот период было зафиксировано значительное увеличение показателей по атмосферным осадкам. Влияние обводненности пород на сейсмичность доказывает более детальное исследование отдельного происшествя:

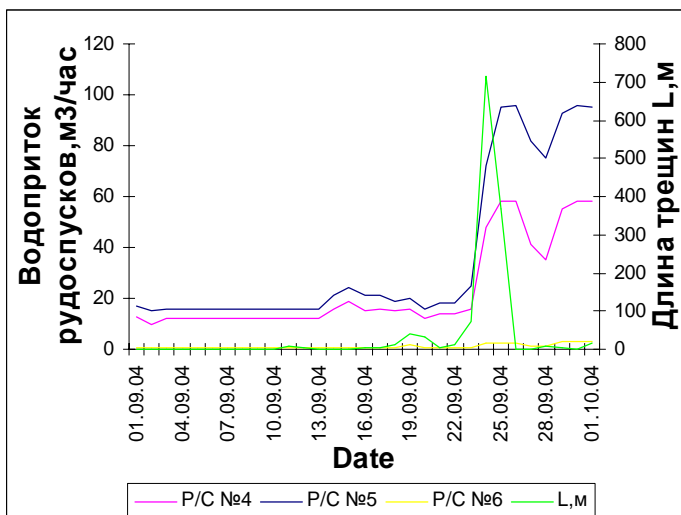


Рис.3 Влияние водопритоков на рост сейсмичности (L).

23-24 сентября 2004 года сейсмостанцией ОАО «Апатит» был зарегистрирован рост сейсмической активности в районе 6-го рудоспуска Центрального рудника. 24.09 в 17:29 на Центральном руднике был произведён массовый взрыв. В 19:04:42 произошло сейсмическое событие с энергией 2.15 Е+09 Дж (магнитуда 2.2 по данным КРСЦ РАН), которое сопровождалось длительной афтершоковой серией сейсмических событий. Данное событие ощущалось жителями города Кировска и посёлка Кукисвумчорр. Ниже

приводится пример анализа базы данных, применительно к техногенному землетрясению, зарегистрированному 24.09.2004г.

С 1 по 10 сентября включительно: естественные события не зарегистрированы, длина трещины не увеличивалась, осадки были только 6, 8 и 10 сентября (рис.3). С 10 по 17 сентября наблюдается увеличение количества осадков - каждый день метеостанцией был зарегистрирован дождь. Вырос водоприток на трех рудоспусках (зафиксировано в журнале водопритоков Центрального рудника), количество естественных событий растет – 11 сентября зарегистрировано 6 событий с энергией в среднем $E = 7,18 \cdot 10^3$ Дж, рост длины трещины достигает 8,67 м. На рис.3 изображена взаимосвязь водопритоков на рудоспусках с ростом длины трещин. Кривые совпадают, совместно поднимаясь вверх. Водоприток на рудоспусках до 14 сентября был следующим: р/с№4 – $12 \text{ м}^3/\text{час}$, р/с№5 – $16 \text{ м}^3/\text{час}$, р/с№6 – $3 \text{ м}^3/\text{час}$. После наблюдается резкий рост водопритоков: р/с№4 – $16 \text{ м}^3/\text{час}$, р/с№5 – $21 \text{ м}^3/\text{час}$, р/с№6 – $4 \text{ м}^3/\text{час}$. 19 сентября было зафиксировано 3 сейсмических события с энергией равной $1,68 \cdot 10^7$ Дж. Длина трещин, согласно данным, с 13,32м выросла до 39,44м за сутки. 24 сентября этот параметр достигает 716,10м. По водопритокам на рудоспусках в этот день имеются следующие данные: р/с№4 – $48 \text{ м}^3/\text{час}$, р/с№5 – $72 \text{ м}^3/\text{час}$, р/с№6 – $16 \text{ м}^3/\text{час}$. Днем ранее - 23 сентября, было зарегистрировано наивысшее значение за месяц по количеству атмосферных осадков, оно составило – $2,79 \text{ мм}/\text{м}^2$ за час. Таким образом, на основе проведенного анализа можно сделать следующие выводы:

1. С увеличением количества атмосферных осадков происходит рост водопритоков, что приводит к влагонасыщенности ослабленных зон. по которым вода поступает с поверхности вглубь массива.

2. Активизация сейсмичности в данный период спровоцирована снижением прочностных свойств контактов разрывных нарушений массива пород, обусловленного сильной обводненностью массива в результате длительных и интенсивных дождей. Это подтверждает увеличение количества естественных событий в сутки с большой энергией (10^5 - 10^8 Дж), а также рост длины трещин.

3. Техногенное землетрясение и динамические проявления горного давления в выработках, прилегающих к рудоспуску №6, вызваны подвижкой по разлому, заполненному окисленными породами, а также афтершоковой серией событий, после главного толчка.

ВЫСОКОТОЧНЫЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ДЛЯ ЗАДАЧ ГЕОДИНАМИКИ

Закутаев Дмитрий Алексеевич, инженер-исследователь; Научная станция
РАН в г. Бишкеке, Киргизия
720049, Бишкек-49, НС РАН; тел. +996-312-61-31-40; факс +996-312-61-14-59;
Zakutaiev@gmail.com
научный руководитель: к.ф.-м.н. **Кузиков С.И.**

Одним из направлений геодинимических исследований, проводимых Научной станцией РАН (НС РАН), является использование высокоточных геодезических методов для наблюдения за деформационными процессами и выявления закономерностей, отражаемых на поверхности Земли. НС РАН с 2005 г. проводит регулярные комплексные геофизические наблюдения верхней части земной коры на локальных площадках и профилях (см. пример рис. 1а). Кроме геодезических измерений на площадках проводятся измерения на диполях веерных установок электромагнитного зондирования становлением поля в дальней зоне (ЗСД). Сочетание геодезических методов и ЗСД позволяет проводить исследование приповерхностных и глубинных частей земной коры на отдельных ее участках. Площадки и профили оборудованы геодезическими фундаментальными тумбами (монументами) многоцелевого назначения, на которых лабораторией GPS проводится следующие виды измерений: GPS, линейно-угловые и нивелирование (1-го класса).

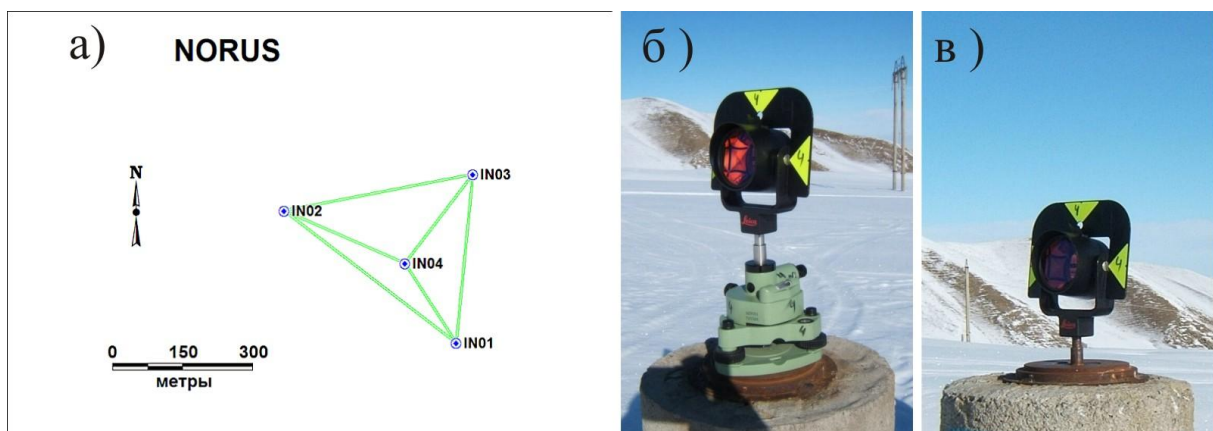


Рис. 1. а) Локальная площадка ALAMALY и светодальномерные линии, регулярно измеряемые в прямом и обратном направлении;
б) триггерное и в) втулочное основание отражателя.

В настоящее время не существует отработанных инструкций и методик для проведения высокоточных геодезических наблюдений на геодинимических полигонах. Расстояние между двумя точками поверхности является наиболее доступным и интуитивно понятным параметром состояния земной коры. Поэтому на упомянутых площадках отрабатываются и совершенствуются методики выполнения измерений высокоточными электронными приборами нового поколения.

По данным GPS измерений вся территория Тянь-Шаня в настоящее время испытывает максимальное сокращение в субмеридиональном направлении со скоростью до 17 мм/год. При этом интенсивность движений по данной территории распределена неравномерно и на локальных участках характеризуется подвижностью до 2.5 мм/год. Поэтому для геодинимических исследований территории Тянь-Шаня важны измерения современных движений с субмиллиметровой точностью.

Многолетний опыт специалистов ИС РАН в изучении современных движений земной коры с использованием средств наземной и космической геодезии позволяет утверждать, что если расстояние между пунктами наблюдений больше чем первые километры, то для определения параметров смещения реперов наиболее точным инструментом является GPS технология. Для дистанций между реперами < 3 км наименее затратным и наиболее точным способом оценки расстояний являются линейно-угловые (светодальномерные) исследования. Именно особенности высокоточных светодальномерных измерений, с целью изучения современных движений земной коры, и будут обсуждаться в данном сообщении.

В качестве измерительного оборудования для светодальномерных работ используется тахеометр Leica TC2003, который по техническим характеристикам определяет расстояния с точностью $- 1 \pm 1 \times 10^{-6} D$ (на каждый километр – миллиметр ошибки). Данный прибор поставляется в комплекте с отражателями на триггерных основаниях (платформах) для обеспечения настройки горизонтальной плоскости и вертикальной оси.

Нами были проведены опытно-методические работы по изучению воспроизводимости измеряемых длин на дистанциях до 2 км с учётом установки и демонтажа тахеометра и отражателя на триггерных платформах. Результаты таких исследований показали, что на дистанциях до 1500 м воспроизводимость длин линий далеко не всегда укладывается в заявленную точность измерения тахеометра (1 мм/км). Такой показатель точности оправдывает себя, если повторные измерения проводить без демонтажа уже настроенного оборудования.

Одной из особенностей светодальномерных измерений на локальных площадках (рис. 1а) является конструктивное изменение опорной части отражателя (рис. 1 б, в). Специалистами ИС РАН была разработана конструкция и изготовлены образцы жёстких (не настраиваемых) втулочных оснований для отражателей. При светодальномерных измерениях на исследуемых площадках втулочное основание значительно сократило время и упростило процедуру установки отражателя, уменьшило зависимость от квалификации и пунктуальности оператора. Опытные-методические работы показали, что переход на жёсткое укороченное втулочное основание для отражателя существенно повышает точность измерений на дистанциях до 1000 м. Зато на расстояниях > 1 км триггерное основание для отражателя даёт большую сходимость и устойчивость результатов.

Другим важным условием получения более достоверных и точных результатов при оценке исследуемых базовых линий является их прямое и

обратное измерение. При этом, главным образом, осуществляется проверка на устойчивость измеряемого расстояния между реперными точками при условно одновременном наблюдении.

Кроме того, существенное влияние на точность измерений оказывает состояние атмосферы в условиях изменчивого резко континентального климата Центральной Азии. В частности, на прохождение светодальномерного луча значительно влияет градиент температуры воздуха между реперами. Экспериментальные работы показали, что в тёмное время суток градиент температуры практически всегда меньше чем в светлое время суток. В дневное время на расстоянии в 1 км температура может изменяться до 1°C, что как следствие может приносить ошибку до 1 мм. Существует высокий коэффициент корреляции между разбросом длин измеряемой линии и изменением температуры в светлое время суток. Ночные измерения практически не зависят от температурного фактора, но более сложны в техническом и организационном исполнении. Сравнение результатов дневных и ночных измерений не дает существенных расхождений на одних и тех же базовых линиях до 1,5 км. Для расстояний свыше 1,5 км оценка точности ночных измерений в 1,5-2 раза выше дневных.

Проведённая оценка точности при различных условиях светодальномерных исследований необходима для отделения геодинимической составляющей изменения длины базовой линии от ошибок измерения. С периодом дискретизации 2 недели для режимных измерений на площадке NORUS удалось достоверно выявить возвратно поступательные перемещения реперов до 20 мм за 4 месяца. Выработанная методика измерений позволяет определять расстояния со средней точностью 0,6 мм на 1000 м, что определяет нижний уровень геодинимических подвижек, которые мы можем наблюдать.

Светодальномерные измерения являются высокоточным инструментом для определения расстояний до первых километров при геодинимических исследованиях. Проведённый нами комплекс опытно-методических работ позволил выявить отрицательно влияющие на измерения факторы, внести конструктивные изменения и повысить точность при различных условиях линейно-угловых измерений. Режимные светодальномерные измерения на специально оборудованных фундаментальных геодезических реперах (рис. 1) позволяют выявлять особенности приповерхностных современных геодинимических движений на различных временных интервалах.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю к.ф.-м.н. Кузикову Сергею Ивановичу, а также Бакка Борису Николаевичу за помощь в процессе знакомства с организацией работ высокоточных геодезических измерений.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД НА ГРИБНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Замятин Алексей Леонидович, младший научный сотрудник, лаборатория технологий снижения риска катастроф при недропользовании, Институт горного дела УрО РАН

620219 г. Екатеринбург, ГСП-936, ул. Мамина-Сибиряка, 58
тел. (343) 350-37-48, факс. (343) 350-21-11, A.Zamyatin@mail.ru

Актуальность постановки исследований геодинамической активности района месторождения Грибного и закономерностей развития процесса сдвижения массива горных пород и земной поверхности при его разработке обусловлена, с одной стороны, требованиями инструктивных документов, регламентирующих безопасность при недропользовании, с другой, возрастающей частотой техногенных катастроф, спровоцированных интенсивным ростом масштабов добычи полезных ископаемых.

При этом общепризнанно, что один из наиболее значимых видов техногенного воздействия на недра связан с добычей нефти и газа. Разработка нефтяных и газовых месторождений и связанная с ними изменение пластового давления, различные виды воздействия на залежь для повышения нефтеотдачи, нарушают природное равновесное состояние недр, создавая предпосылки для возникновения сильных и, в ряде случаев, катастрофических природно-техногенных событий, которые приводят к деформациям горного массива и земной поверхности, повреждениям и авариям систем и объектов обустройства, а также скважин и коммуникаций. Также одним из источников всех этих событий является современная геодинамическая активность массива горных пород и его земной поверхности, проявляющаяся через широкий спектр трендовых и полигармоничных циклических современных движений, концентрирующихся в зонах структурных нарушений.

Все аварийные и катастрофические ситуации, возникающие вследствие проявления геодинамической активности, могут быть разделены на два вида. К первому виду следует отнести катастрофические ситуации, обусловленные игнорированием естественной геодинамической активности и закономерностей ее проявления. Ответственные сооружения помещаются на «живущие разломы» в земной коре без учета параметров взаимных перемещений смежных блоков. Вследствие чего появляются «необъяснимые» участки аномально повышенной аварийности, рвутся магистральные нефтегазопроводы в районе г.Краснотурьинска на Урале, в Башкирии, под Ярославлем и на ряде других участков. Принятая система транспортировки нефти по сборочным и магистральным продуктопроводам создает специфичную самостоятельную геосистему в виде протяженной сети трубопроводов. Сами трубопроводы не влияют существенно на состояние и поведение верхней части литосферы. Но их протяженность и разветвленность неизбежно влечет пересечение активных живущих разломов. В зависимости от параметров современных геодинамических движений по этим разломам и условий пересечения, участки

трубопроводов в районах активных живущих разломов приобретают аномальную аварийность.

Ко второму виду следует отнести аварии и катастрофы, обусловленные провоцирующим влиянием техногенной деятельности. В этом случае на ответственные и потенциально опасные объекты действуют совместно естественные современные геодинамические движения и деформации и техногенные движения и деформации. Техногенное воздействие на земную кору сегодня достигло таких масштабов, что способно вызвать активные геодинамические явления даже в тех районах, которые отнесены к сейсмически не опасным.

Решение проблемы предотвращения катастроф при добыче и транспортировке нефти на месторождении Грибное требует, прежде всего, изучения естественных деформационных процессов, протекающих в литосфере на участке месторождения. Далее, в соответствии с принципом суперпозиции, необходимо выявить влияние техногенной деятельности, то есть выявить закономерности развития деформационных процессов, вызванных технологией добычи нефти. Суммарное деформационное поле и закономерности его развития во времени и на разных стадиях добычи определяют последствия взаимодействия обеих геосистем для охраняемых объектов.

Программа проведения мониторинга сдвижения земной поверхности и исследование параметров современных геодинамических движений при разработке Грибного месторождения нефти направлена на решение проблемы предотвращения катастрофических последствий, как для предприятия и всех находящихся на подрабатываемой территории охраняемых объектов, так и для природной среды.

Для выявления структурных особенностей массива горных пород на месторождении проведен мониторинг комплексом инженерно-геофизических работ в составе электроразведки в варианте срединного градиента (МСГ), спектрального сейсмопрофилирования и ядерного метода - радонометрии. Основываясь на разных геофизических свойствах массива горных пород, они обеспечивают разностороннюю информацию о местоположении структурных элементов, их параметрах, состоянии слагающих пород, гидрогеологических условиях.

Геофизические исследования электроразведкой, спектральным сейсмопрофилированием и радонометрией, выполненные для выявления принципиальной возможности структурной неоднородности в массиве, характеризуемом геологической разведкой как относительно однородным, показали наличие в массиве горных пород структурных неоднородностей (рисунок 1), обусловленных тектоникой района. Это предопределяет дискретный характер деформирования массива горных пород и земной поверхности, проявления ступенчатости, представляющей опасность для охраняемых объектов.

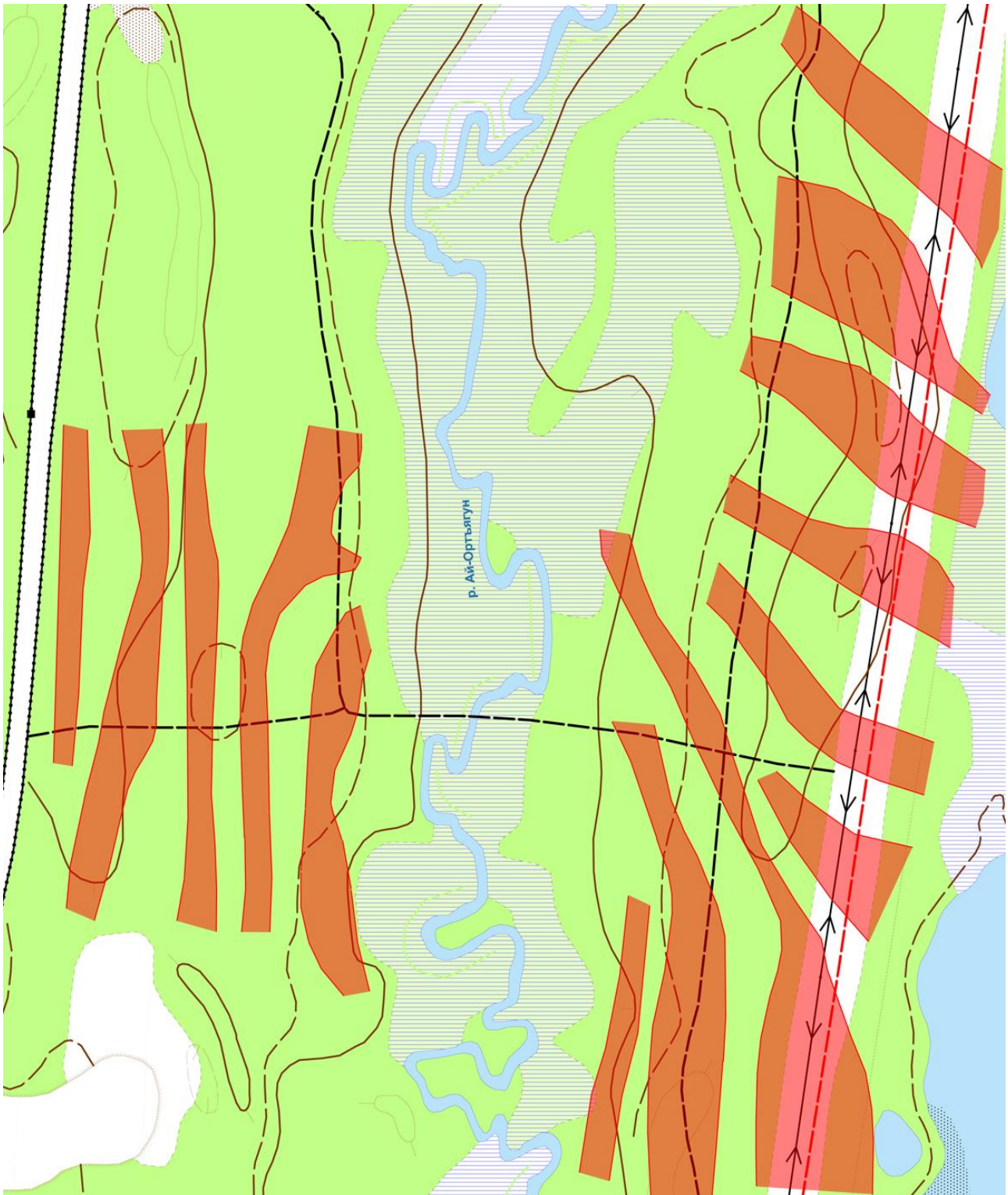


Рисунок. 1 – Обобщенный план расположения тектонических нарушений по результатам геофизического мониторинга.

Факт наличия техногенных смещений земной поверхности, современных геодинамических движений и активных тектонических нарушений, выявленных в результате геофизических исследований, говорят о необходимости дальнейшего мониторинга с целью контроля развивающихся деформаций на охраняемой территории и предотвращения катастрофических явлений.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГИЛЬБЕРТА-ХУАНГА ДЛЯ АНАЛИЗА СИГНАЛОВ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В НЕФТЕ- И ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПЛАСТАХ

Иванов Данил Борисович, инженер-исследователь, Институт геофизики УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена 100, (343)267-95-92, 267-86-61
acrost@mail.ru

Научный руководитель: д.г.-м.н, с.н.с., **Иголкина Галина Валентиновна**

В работе представлен новый алгоритм обработки сигналов сейсмоакустической эмиссии в нефте- и водонасыщенных пластах. В его основе лежит совокупность эмпирического метода декомпозиции нелинейных и нестационарных сигналов и Гильбертов спектральный анализ. Преобразование Гильберта-Хуанга (ННТ) [1] в целом представляет собой частотно-временной анализ данных (сигналов) и не требует априорного функционального базиса. Функции базиса получаются адаптивно непосредственно из данных процедурами отсеивания.

Под вызванной сейсмоакустической эмиссией понимается непрерывный шумовой процесс, связанный с откликом среды на виброволновое воздействие. Ранее установлено [2], что сейсмоакустическая эмиссия нефтяного пласта, вызванная воздействием на него полем упругих колебаний несет информацию о вещественном составе насыщающего его флюида.

Эмпирическая декомпозиция сигналов (EMD), предложенная Н. Хуангом, основана на предположении, что любые данные состоят из различных процессов. В любой момент времени данные могут содержать различные сосуществующие режимы колебаний. Любой режим, линейный или нелинейный, стационарный или нестационарный, представляет простое колебание. Результатом EMD являются «существенные функции» (IMF). IMF представляет собой колебательный режим, как часть простой гармонической функции, но вместо постоянной амплитуды и частоты, как в простой гармонике, у IMF могут быть переменная амплитуда и частота, как функции времени. Для каждой IMF определяется время-частотное распределение с помощью преобразования Гильберта.

Особенностью EMD является то, что первая IMF является самой высокочастотной. Каждая последующая IMF содержит частоты ниже, чем предыдущая IMF. Результаты ННТ не имеют ложных гармоник (результатов наложения свойств линейности на нелинейные системы) и не ограничиваются соотношением неопределенности (следствие преобразования Фурье в анализе данных).

На рисунке 1 приведены примеры анализа данных сейсмоакустической эмиссии до и после акустического воздействия при помощи преобразования Гильберта-Хуанга в сравнении с Фурье анализом.

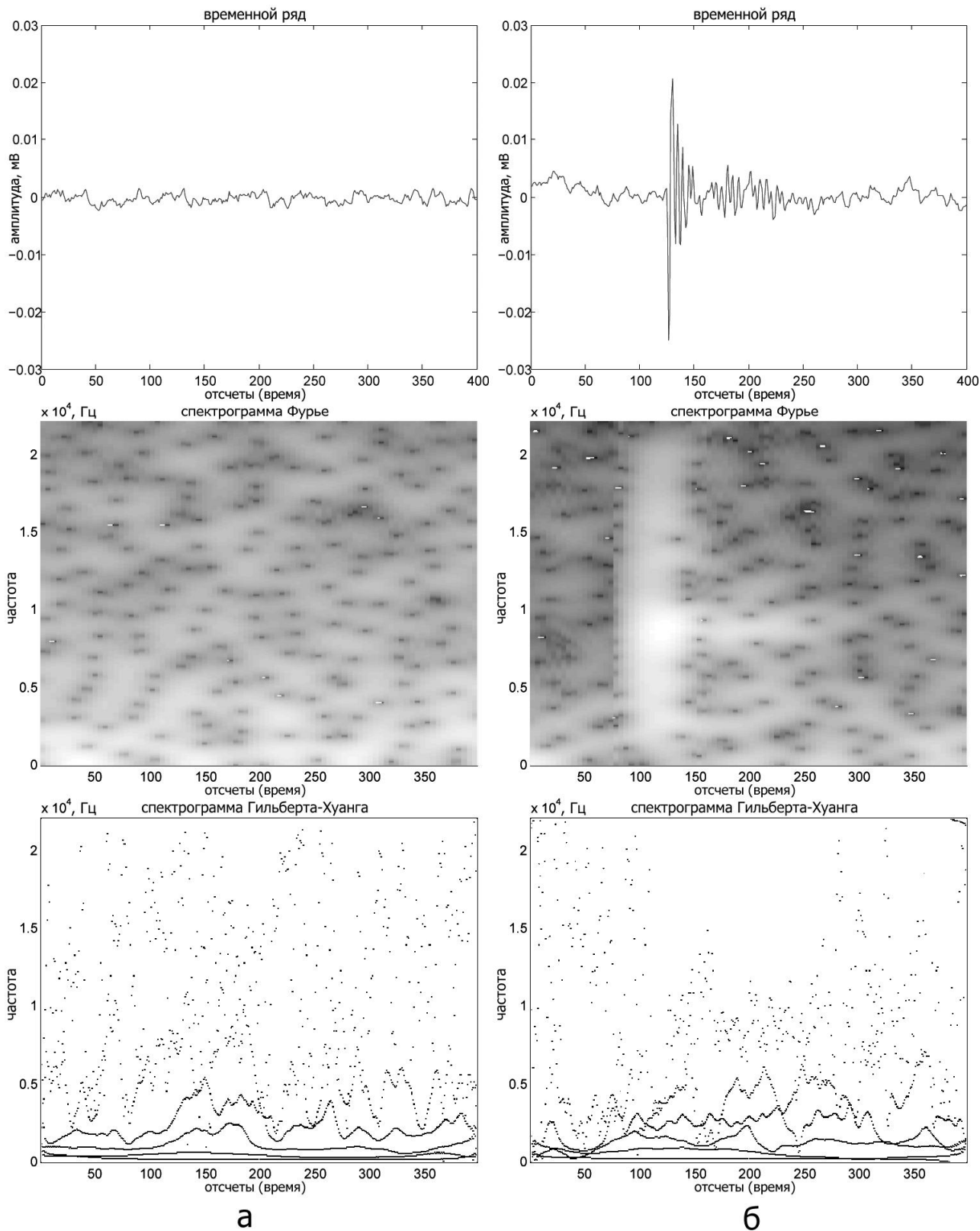


Рис. 1. Пример временных рядов (сигналы сейсмоакустической эмиссии в нефтенасыщенном пласте), спектрограммы Фурье и Гильберта-Хуанга (а – фоновая запись; б – запись после воздействия).

На записи после акустического воздействия (АВ), происходит перераспределение частот и концентрация их в области 5-15 кГц. Существенно уменьшается вклад низких частот и частот выше 15 кГц. На спектрограмме

Гильберта-Хуанга видно отсутствие ложных гармоник, в отличие от аналогичной спектрограммы Фурье.

По данным EMD отмечается изменение процентного вклада IMF в общий сигнал до и после АВ, а так же их «доминантных» частот. На фоновой записи у первой существенной функции «доминирующая» частота была равной 12кГц и ее процентный вклад в общий сигнал составлял 6,53%. А после АВ «доминирующая» частота стала равной 8,8 кГц и процентный вклад в общий сигнал составил 62,16%. Стоит отметить, что спектр IMF не является узким, т.е. содержит в себе широкий набор частот.

В пределах одной записи при выборе окна с данными, не содержащими импульсные сигналы, на первой IMF отмечаются высокие частоты порядка 8-12 кГц, а в случае попадания в окно импульса частота сохраняется, но увеличивается ее процентный вклад в общий сигнал.

Ключевыми преимуществами метода при анализе данных сейсмоакустической эмиссии является то, что он обладает концептуально простым, эффективным, адаптивным, набором алгоритмов, способным к анализу нелинейных и нестационарных сигналов, так же как линейных и стационарных сигналов. Имеет более точное частотно-временное представление сигнальных данных и не налагает априорные предположения на данные, как в методах Фурье.

В заключении, выражаю благодарность за помощь в написании статьи д.г.-м.н. Иголкиной Галине Валентиновне и к.т.н. Дрягину Вениамину Викторовичу.

Работа выполнена при частичной поддержке программы №1 фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН и молодежного гранта УрО РАН.

Литература:

1. Huang, N. E., Z. Shen, S. R. Long, M. C. Wu, H. H. Shih, Q. Zheng, N.-C. Yen, C. C. Tung, and H. H. Liu, 1998: The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. Proc. R. Soc. London, Ser. A, 454, 903-995.
2. Дрягин В.В. Кузнецов О.Л. Стародубцев А.А. Рок В.Е. Поиск углеводородов методом вызванной сейсмоакустической эмиссии. Акустический журнал, 2005, Том 51. Выпуск «Геоакустика» с. 66-73.
3. Иголкина Г.В., Дрягин В.В., Яцун А.В., Иванов Д.Б., Мезенина З.С. Исследование динамических характеристик сейсмоакустической эмиссии в нефтенасыщенном пласте. Геофизика XXI столетия. Сборник трудов Девярых геофизических чтений имени В.В. Федынского. Москва, 2007, с.311-316.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ КЛАССИФИКАЦИИ ЛОКАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Иванова Екатерина Владимировна, Конечная Яна Викторовна, инженеры-исследователи Сектора сейсмического мониторинга Севера Русской плиты
Геофизической Службы РАН

163000 г. Архангельск, Наб. Сев. Двины, 109

тел. 8-8182-21-56-87, e-mail: arh-seismo@yandex.ru

Научный руководитель: **Французова Валентина Ивановна**, к.ф.-м.н., доцент

В последнее время значительное внимание уделяется мониторингу сейсмической обстановки на платформенных территориях со слабой естественной сейсмичностью и значительной техногенной нагрузкой, соответственно, возникает задача выделения проявлений такой сейсмичности на сейсмозаписях. В рамках УМНШ в предыдущие два года поднимался вопрос о классификации локальных сейсмических событий и определения их источников по данным сейсмических станций в платформенных условиях [1, 2]. Продолжим затронутую тему.

Напомним, авторы работы [1] разработали весьма точные критерии оценки природы источников событий неизвестного происхождения на записях пермской станции «Власы», в соответствии с которыми классифицировали 8 типов сейсмических событий, для 5 из которых определили источник. Нами [2], на основе аналогичного подхода, классифицировано 6 типов событий на записях станций Архангельской сейсмической сети, источники двух из них нам известны. В обеих работах высказывалась мысль о том, что, оценив классификационные признаки по трехбалльной шкале, можно на основании этого объединять события в те или иные группы в соответствии с природой их источника.

Эта идея организации совокупности наблюдаемых групп объектов в наглядные структуры, т. е. некоторые таксономии, реализуема, в частности, с помощью кластерного анализа [3]. Мы воспользовались возможностями программы STATISTICA 6.0, в модуле кластерного анализа которой реализованы три метода кластеризации: иерархическая (древовидная), метод k средних и двухвходовая кластеризация. Была оценена применимость каждого из них к решению задачи о классификации локальных сейсмических событий.

В качестве рабочей входной анализируемой выборки была взята совокупность следующих данных: 1) закодированные по трехбалльной шкале (не выражен – 1 балл, присутствует – 2 балла, выражен ярко – 3 балла) девять критериев-признаков восьми типов сейсмических событий из работы пермских коллег (табл. 2 в [1]); 2) закодированные по той же схеме 9-ти критериев признаки шести типов сейсмических событий на записях станций Архангельской сети [2]; 3) закодированные по той же схеме 9-ти критериев признаки локального сейсмического события тектонического происхождения (землетрясения). Таким путем мы сформировали таблицу-совокупность данных, содержащую сведения о 15 различных типах локальных сейсмических

событий по 9 признакам-критериям. Ее поместили в программу STATISTICA 6.0, применили процедуру стандартизации данных, а затем произвели различные типы кластеризации по наблюдениям.

Древовидная кластеризация. Агломеративный метод, позволяет получить иерархическое дерево, отражающее степень сходства между различными объектами. Мы использовали такие параметры метода как евклидово расстояние между объектами (наиболее общий случай) и правило полной связи для определения расстояний между кластерами. В результате получили, что события типа землетрясения и ИМК (импульсное микроколебание) образуют отдельно стоящий кластер (рис. 1), с большой долей вероятности событий тектонического происхождения, а все остальные образуют другой большой кластер, соответственно, событий техногенного происхождения, внутри которого образуется еще ряд более мелких кластеров. В частности, примечателен кластер из событий Сваи, Наводка и пермского события 6-го типа – источниками первых двух является работа промышленного оборудования, оказывающая воздействие квазигармонического типа.

Т. о., можно считать, что кластеризация этим методом позволяет достичь весьма неплохих результатов. Также стоит отметить, что метод чувствителен к изменению числа наблюдаемых событий и вариациям собственных параметров.

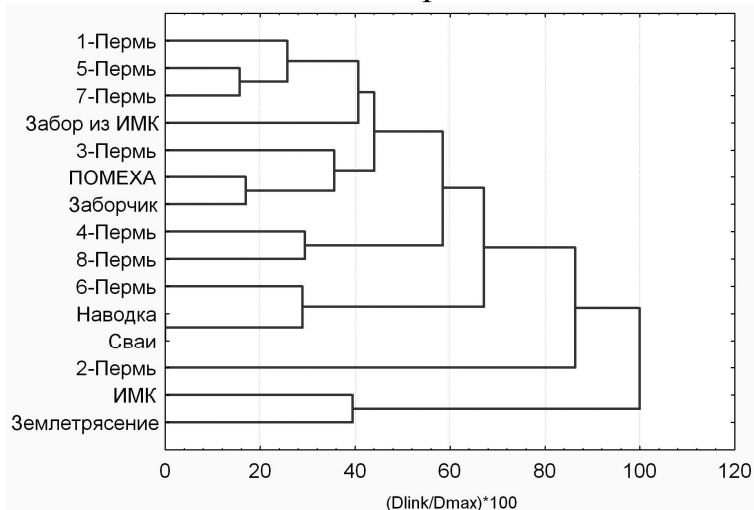


Рисунок 1. Горизонтальная древовидная диаграмма для 15 событий

Метод k средних. Неагломеративный метод, предполагающий построение заданного изначально числа (k) кластеров. Мы задали число кластеров 2, предполагая построить простейший случай - объединения событий природного и техногенного происхождения. Методом способа вычисления начальных центров кластеров выбрали «сортировать расстояния и выбрать наблюдения на постоянных интервалах» (результаты метода k средних в известной мере зависят от начальной конфигурации [3]). В итоге получили 2 кластера: первый содержал 13 событий из анализируемой выборки, второй – два, которыми оказались землетрясение и ИМК, т. е. события разделились по природе их источников аналогично полученному выше результату. По нашим данным, результаты применения метода довольно устойчивы к изменению числа наблюдаемых событий.

Двухходовая кластеризация. Метод позволяет эффективно проводить кластеризацию в двух направлениях сразу, и по наблюдениям и по переменным, что важно в случае, если ожидается, что они одновременно вносят вклад в обнаружение осмысленных кластеров [3]. На выходе получается переупорядоченная матрица данных, т. е. таблица, в которой схожие данные перемещены как можно ближе друг к другу, и графическим представлением которой являются трехмерная гистограмма либо карта линий уровня [3]. В нашем случае (рис. 2) карта линий уровня, в принципе, дает неплохое объединение событий в кластеры с учетом кластеризованности признаков, однако а) не является в нужной степени наглядной и простой, б) кластеризация по двум направлениям в условиях нашей задачи является излишней. Вообще, кластеризовав набор признаков по первому методу, мы пришли к выводу, что набор критериев в исследуемой задаче является в определенной степени независимой величиной.

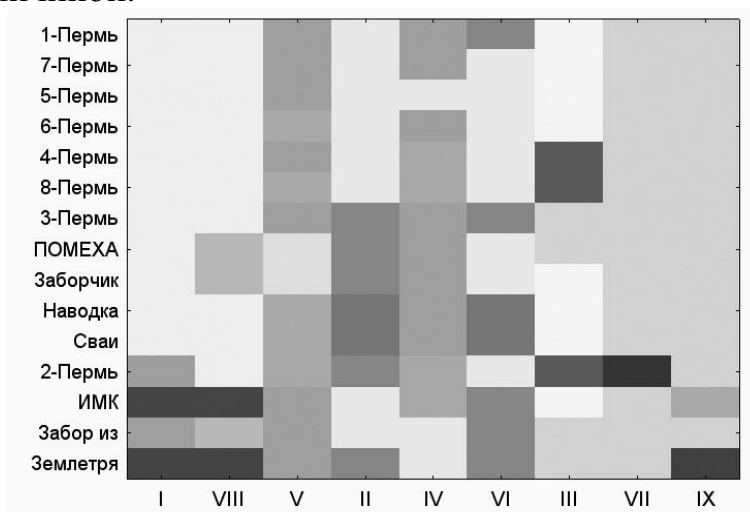


Рисунок 2. Карта линий уровня для двухходового анализа

Итак, совокупное применение методов кластерного анализа, таких как древовидная кластеризация и метод *k* средних, позволяют достичь определенных результатов при рассмотрении вопроса об отнесении локального события на сейсмозаписи к той или иной группе событий, и, соответственно, идентификации его источника. Дальнейшая разработка системы критериев оценки событий и подбор параметров кластеризации, по нашему мнению, весьма перспективны в плане решения исследуемой проблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Ю. В. Классификация локальных сейсмических событий по данным станции «Власы» / Ю. В. Баранов, Л. В. Некрасова // Восьмая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сб. науч. мат. Пермь, 2007. С. 20-25.
2. Иванова Е. В. Разработка классификации локальных сейсмических событий по данным станций Архангельской сейсмической сети / Е. В. Иванова, Я. В. Конечная // Десятая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сб. науч. мат. – Пермь, 2009. С. 99-104.
3. Учебник по STATISTICA 6.0 [Электронный ресурс] — Режим доступа: www.statsoft.ru/home/textbook

ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ТРЕЩИН С ПОМОЩЬЮ ВЫСОКОТОЧНОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Калинин Александр Иосифович, м.н.с., ИПНГ СО РАН, Якутск.

677891, РС(Я), г.Якутск, ул.Октябрьская 1

тел(факс). 8(4112)335014, alexklmn@mail.ru

научный руководитель: д.г-м.н. **Ситников Вячеслав Стефанович**

Изучение трещиноватости горных пород – один из основных методов тектонических исследований. При этом наиболее информативным и трудоемким является определение плотности трещин в естественных обнажениях, где она изучается визуально. В связи с тем, что степень обнаженности не всегда позволяет решать задачу таким путем, авторами сделана попытка использования для этих целей высокоточную магниторазведку.

Трещиноватость изучалась в естественных обнажениях левого берега р. Лена, в 50 км от ее левого притока – р.Синей. В тектоническом отношении район располагается на погружении Алданской антеклизы Сибирской платформы. Породы здесь залегают субгоризонтально (3-5°), не осложнены разрывными нарушениями. Литологически изучаемые породы представлены однообразной толщей известково-доломитовых пород среднекембрийского возраста. Участок изучения изначально подбирался таким образом, чтобы исследовать характер трещиноватости литологически однообразной породы. Другим необходимым условием было устранение эффекта так называемого диктующего влияния на степень трещиноватости литологически контрастных подстилающих и покрывающих пород. В соответствии с этим трещиноватость изучалась вдоль простирания пласта известковых доломитов мощностью 0,8 – 1,2 м, залегающего в однообразной толще пород сходной литологии мощностью 20 – 25 м. Таким образом, эксперимент по изучению трещиноватости производился в пределах единого пласта субгоризонтально залегающих пород, не осложненных разрывными нарушениями, без диктующего влияния смежных пород.

Вдоль простирания выбранного пласта замерялись расстояния между трещинами, а для каждой из них определялись азимуты и углы падения, раскрытость, характер минерального выполнения. Для выбранных интервалов (шагов) в 0,5 м. были рассчитаны плотности – количество трещин, приходящихся на 1 погонный метр изученной породы (штук/пог.м.). С таким же шагом (0,5 м) производилось определение степени намагниченности пород вдоль изучаемого пласта.

Магнитная съемка была проведена на трех профилях, расположенных параллельно линии изучения параметров трещин, в непосредственной от них близости, таким образом пересекая изучаемую зону. Определение намагниченности пород осуществлялось с помощью двух протонных магнитометров ММП – 203, из них один находился на вариационной станции. Замеры на вариационной станции брались с интервалом в минуту. Расстояние между профилями было 1 м.

В камеральных условиях, опираясь на полученные данные по магнитосъемке и изучению параметров трещин были построены: графики намагниченности пород и распределения плотности трещин. Фрагмент таких графиков по одному из профилей приведены на прилагаемом рисунке №1.

Пример соотношений пространственных вариаций: 1 – плотности трещин (шт/пог.м.), 2 – намагниченности пород ($10 \cdot \text{нТл}$).

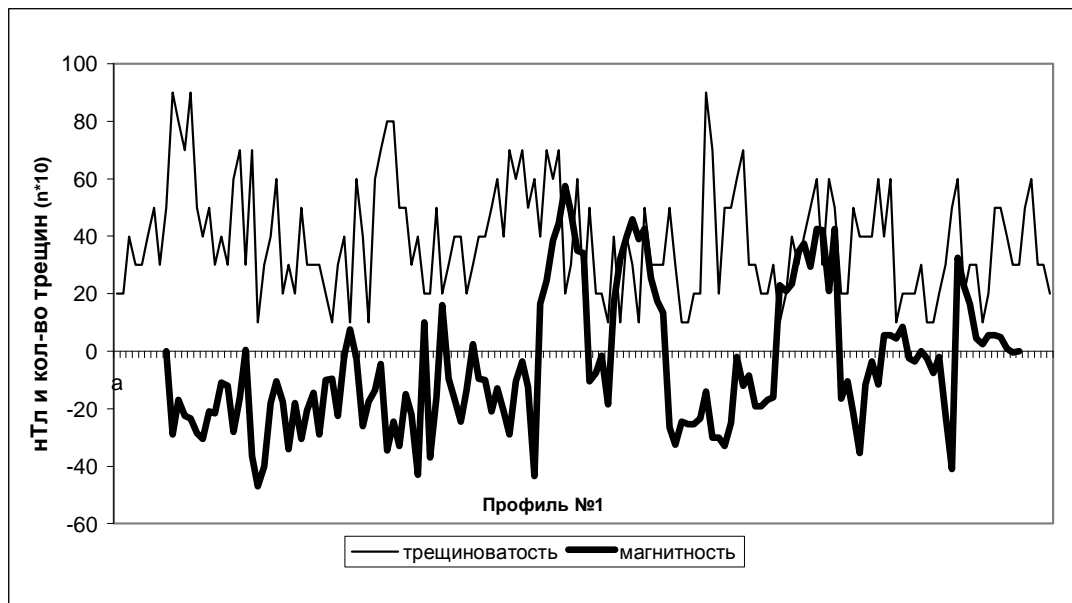


Рис.1. График магнитного поля и распределения трещиноватости по профилю

Анализ полученных материалов позволяет делать следующие основные выводы.

1. Плотности трещин в плане изменяются периодически, что проявляется в чередовании участков сгущения (70 – 80 шт/пог.м.) и разрежения (10 – 15 шт/пог.м.). Их периодичность установлена и для изменения степени намагниченности пород.

2. Становление пространственных вариаций изменения плотностей трещин и намагниченности пород показывает сходный характер их изменения. Интервалам повышенных плотностей трещин соответствуют пониженные, пониженным – повышенные величины намагниченности пород. Имеющиеся некоторые несовпадения границ периодичностей трещиноватости и намагниченности пород следует связывать с различиями способов статистической обработки этих параметров: плотности трещин рассчитываются как среднее в интервале 0,5 м., а намагниченность пород определялась в точках, примерно приуроченных к средним частям этих интервалов, хотя в реальных условиях возможны некоторые отклонения от расчетных.

Таким образом, можно говорить о возможности, с помощью наземной магниторазведки, дать ориентировочную оценку степени трещиноватости пород, что менее трудоемко и гораздо оперативнее.

По мере усовершенствования методики полевых наблюдений и камеральной обработки прогнозы по результатам изучения магнитных свойств пород могут быть более достоверными.

ВЛИЯНИЕ ОСНОВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА НА ИХ УПРУГИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ РТ-ПАРАМЕТРАХ

Карнаухова Елена Евгеньевна, ведущий инженер, Институт геофизики НАН Украины, 03680, м. Київ-142, пр. Палладіна, 32

тел. (44)424-21-12; факс. (44)450-25-20; e-mail: korchin@igph.kiev.ua;

руководитель темы: ведущий научный сотрудник, кандидат физ.-мат. наук

Корчин Валерий Александрович

В отделе сейсмометрии и физических свойств вещества Земли Института геофизики НАН Украины (Київ), были исследованы упруго-плотностные характеристики главных петротипов пород центральной и северо-западной части Украинского щита (12 групп). При атмосферных условиях и комнатной температуре было изучено более 5000 образцов, при гидростатическом давлении до 5000 кГ/см^3 – около 400 обр., в условиях одновременного воздействия на образцы пород высокого давления и температуры, изменяющихся по программам, соответствующим глубине от дневной поверхности до 25–30 км – порядка 100 обр. [1, 2]. Статистической обработкой результатов эксперимента было установлено, что для всех групп пород различного минерального состава существующая дифференциация по скоростям распространения в них упругих волн продольной (V_P) и поперечной (V_S) поляризации при атмосферных условиях и комнатной температуре также сохраняется в условиях высокого гидростатического давления и при воздействии высоких давлений и температур. Скорости упругих волн возрастают от кислых к основным разностям.

Исследуя парные корреляционные зависимости $V_{P,S}$ от содержания главных породообразующих минералов в породах, подверженных различным термобарическим режимам опытов было установлено, с увеличением содержания кварца в породах упругие скорости падают, с увеличением содержания плагиоклаза – растут, увеличение содержания биотита уменьшает значения упругих скоростей. С увеличением содержания пироксена и амфибола растут и скорости упругих волн.

Анализ множественных корреляционных зависимостей скоростей упругих волн в различных РТ условиях эксперимента выявил, что основными минералами, определяющими упругое состояние кислых пород и их изменения при термобарической нагрузке, являются кварц, плагиоклаз и биотит. С увеличением основности пород определяющую роль в зависимостях упругих скоростей от внешних нагрузок начинает играть содержание темноцветных минералов – амфибола и пироксена. Калиевый полевой шпат в меньшей степени оказывает воздействие на значения упругих скоростей.

Закономерности изменения V_P и V_S в условиях высокого гидростатического давления для изученных пород примерно одинаковы (рис. 1). В интервале давлений от атмосферного до 1-2 кбар наблюдается интенсивное увеличение скоростей. Далее, градиент изменения скорости от давления в интервале от 2 до 5 кбар уменьшается в 2-3 раза.

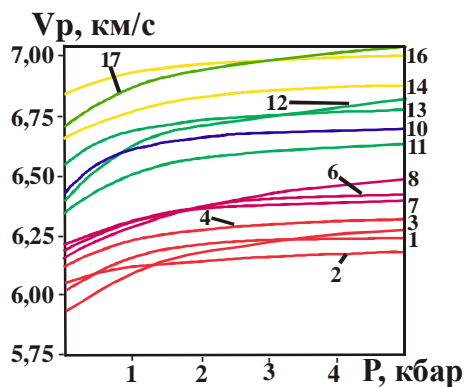


Рис. 1. Изменение V_p в условиях высокого гидростатического давления: 1-4 – чарнокиты, 5-8 – плагинчарнокиты, 9-10 – эндербиты, 11-13 – основные гранулиты, 14-16 – гнейсы, 17-19 – габбро-нориты.

На первом интервале давлений происходит интенсивное снижение влияния на скорости и плотности объемных дефектов определенных минеральных ассоциаций породы (пор, трещин, межзерновых границ). При дальнейшем увеличении давления роль изменения скоростей от указанных дефектов снижается, а роль упругого изменения главных породообразующих минералов возрастает. Установлено, что изменение $\partial V_{p,s}/\partial P=f(P)$ также связано с минеральным составом пород и различно для отдельных групп магматических пород. Причем, в соответствующем интервале P эти зависимости не одинаковы, что свидетельствует о различном механизме изменения $V_{p,s}=f(P)$. Для большинства групп пород УЩ сохраняется одна общая закономерность: чем меньше начальные значения скоростей $V_{p,s}$, тем больше величина градиентов изменения скоростей на первом и втором участках изменения скоростей упругих волн. Чем больше минеральных компонент в породе, тем

выше $\partial V_{p,s}/\partial P=f(P)$. Мономинеральные породы имеют минимальные значения $\partial V_{p,s}/\partial P$. Более крупнозернистые породы имеют большие градиенты изменения упругих скоростей. Наибольшие градиенты присущи породам с повышенным содержанием плагиоклаза (45 % и выше), КПШ (30 % и выше), и небольшим содержанием кварца (до 30 %). Породы, содержащие небольшое количество КПШ (до 10-15 %) имеют небольшие градиенты изменения упругих скоростей. Увеличение количества кварца в породе приводит к снижению градиентов V_p и V_s .

При изучении пород при высоком давлении и температурах, изменяющихся по заданным программам, установлены сложные зависимости $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$ (рис. 2). В интервале давлений и температур, которые характерны для глубин от дневной поверхности до 3-5 км ($P<1,5$ кбар, $T<100^\circ\text{C}$) наблюдается интенсивное увеличение V_p и V_s , подобное их изменению при гидростатическом давлении. Поэтому в этом интервале термобарической нагрузки влияние минерального состава пород подобно описанному выше для пород, подверженных воздействию гидростатического давления. При дальнейшем увеличении PT при определенном соотношении давлений и температур на зависимостях $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$ выявлены зоны низких скоростей (ЗНС) или зоны инверсии (области минимумов и максимумов $V_{p,s}$) [3]. В этом интервале PT -изменений скоростей происходит разуплотнение минеральной среды – явление дилотансии. При дальнейшем увеличении давления и температуры, соответствующих глубинам более 15 км вновь происходит уплотнение породы. Включаются механизмы, характерные пластическим деформациям среды, что способствует «улучшению» её упругих

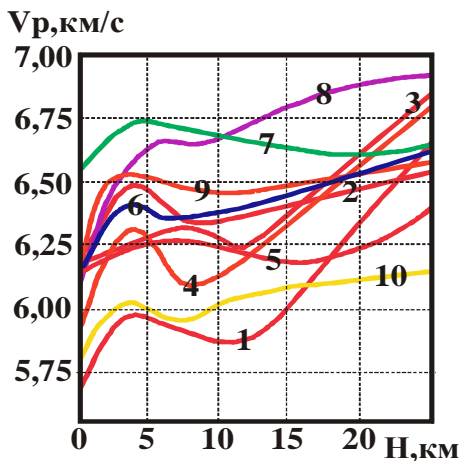


Рис. 2. Изменение V_p с глубиной: 1–граниты равномернoзернистые, 2–граниты порфировидные, 3–граниты рапакиви, 4–плаггиограниты, 5–граниты трахитоидные, 6–средние породы, 7–основные породы, 8–ультраосновные породы, 9–чарнокитоиды, 10–гнейсы.

параметров (возрастают плотность и скорость распространения упругих волн) [3]. На этом участке изменения скорости градиенты ведут себя подобно градиентам $V_{P,S}=f(P)$ при гидростатическом давлении.

Исследования парных корреляционных зависимостей параметров ЗНС (глубины залегания минимума скорости, величины уменьшения ее и ширины зоны) показали, что для магматических образований кислого состава с увеличением количества кварца ширина зоны по глубине уменьшается, а глубина залегания ЗНС имеет тенденцию к увеличению. Для основных пород с увеличением содержания плагиоклаза в породе уменьшаются значения всех параметров ЗНС. В ультраосновных породах с увеличением процентного содержания оливина растут значения ширины и глубины ЗНС. Для гнейсов не установлено закономерных парных корреляционных зависимостей параметров ЗНС от минерального состава. Здесь зависимости градиентов $\partial V_{P,S}/\partial H$ подобны обнаруженным при гидростатическом давлении. Коэффициенты корреляции между изменением упругих

скоростей и минеральным составом возрастают.

Анализ множественных корреляционных зависимостей ЗНС от процентного содержания главных породообразующих минералов показал, что основными минералами, влияющими на эту зону являются кварц и плагиоклаз. Было подтверждено, что увеличение содержания кварца и плагиоклаза в породах кислого состава и в гнейсах ведет к уменьшению значений ширины и глубины зоны понижения упругих скоростей.

Литература

1. Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. Прогнозирование геологической среды земной коры по материалам ГСЗ и петрофизического термобарического исследования минерального вещества // Геодинаміка. – 2009. – №1(8). – С. 67-75.
2. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Савенко Б.Я., Шаповал В.И., Шепель С.И., Буртный П.А. Геофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения. — Киев: Наук. думка, 1988. — 248 с.
3. Корчин В.А. Динамика коровых термобарических зон низких скоростей / Материалы конференции “Пятое научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей”. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. – С. 256-261.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФУНКЦИИ ОТКЛИКА ДЕТЕКТОРОВ ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ. УСТРАНЕНИЕ ПОГРЕШНОСТЕЙ СВЯЗАННЫХ С ЭФФЕКТОМ КАСКАДНОГО СУММИРОВАНИЯ

Кириченко Иван Сергеевич, аспирант ИННГГ СО РАН

630090 тел. (+7913)7409604, zip_land9@mail.ru

Научный руководитель: к.ф.м.н. **Федорин Михаил Альбертович**

Решение обратной задачи гамма-спектрометрии горных пород и природных сред заключается в нахождении активностей (концентраций) радионуклидов, как техногенных (в частности, изотопы европия, цезия и т.д.), так и естественных (в частности, продуктов распада урана), в исследуемых образцах по измеренному энергетическим спектрам. Особенностью лабораторной гамма-спектрометрии является то, что исследуемого материала очень мало (граммы вещества), что требует либо длительных экспериментов для увеличения статистической точности данных, либо более высокой эффективности регистрации гамма-квантов детекторами гамма-излучения. Нередко, когда масса анализируемого материала не превышает нескольких граммов, увеличение времени измерения уже не может дать приемлемых результатов из-за ограниченной чувствительности конкретного гамма-спектрометрического метода, поэтому использование высокоэффективных детекторов является актуальным направлением. Одними из самых высокоэффективных детекторов гамма-излучения в настоящее время являются полупроводниковые детекторы колодезного типа. Благодаря своей геометрии, исследуемый образец помещается внутрь самого детектора, благодаря чему практически любая траектория гамма-кванта проходит по детектору, при этом эффективность регистрации гамма-излучения увеличивается на порядки по сравнению с традиционными детектирующими устройствами (геометрия 2π), что в свою очередь снижает предел обнаружения (т.е. минимальные активности/концентрации радиоизотопов, надежно регистрируемых данным методом). Однако увеличение эффективности регистрации гамма-квантов приводит к увеличению вероятности возникновения так называемого эффекта «каскадного суммирования» в детекторе. При излучении гамма-квантов в каскаде, два и более гамма-квантов разных энергий рождаются одновременно. При их попадании в детектор

Если временной интервал между двумя переходами меньше чем время быстрогодействия системы, то энергия отдельных гамма-квантов суммируется и в спектре возникает «пик суммы» этих энергий. Вероятность возникновения такого пика зависит от поглощающих свойств детектора и от квантовых выходов каскадных линий. Часто такой «пик суммы» совпадает по энергии с аналитическими линиями, регистрируемая интенсивность которых увеличивается, а активность исходных аналитических линий уменьшается, что приводит к значительным искажениям в анализируемом спектре и, как следствие, возникают значительные погрешности при решении обратной задачи определения активностей радионуклидов в исследуемых породах.

Для устранения погрешностей, связанных с «каскадным суммированием», проведены серии работ, включающих численное моделирование, теоретические рассуждения и физические эксперименты. Подобного типа исследования являются «штучными» в мировой практике, позволяя при этом вывести технику гамма-спектрометрии на новый качественный уровень, а также войти в когорту высококвалифицированных ядерно-геофизических коллективов. Кроме того, решение такого типа задач необходимо для скважинных нейтронных-гамма-спектрометрических измерений, проводимых при облучении пород высокими потоками нейтронов.

Численное моделирование уравнения переноса гамма излучения в веществе рассматривает (моделирует) такие процессы как комптоновское рассеяние, фотопоглощение, и образование электрон-позитронных пар для энергий выше 1.022 Мэв. Эти три процесса полностью описывают поведение гамма-квантов при взаимодействии их с веществом (для значений энергии гамма-квантов в рамках поставленной задачи). Итогом численного моделирования является кривая эффективности регистрации для всего необходимого диапазона энергий. С помощью значений эффективности составлен алгоритм корректного учета эффектов каскадного суммирования, для устранения ошибок и погрешностей, связанных с каскадными гамма-квантами. Проведена серия тестов алгоритма на эталонных образцах радионуклидов с известной активностью, для подтверждения его корректности, а в дальнейшем алгоритма используется при обработке спектров реальных геологических объектов. Данная работа поможет упростить процедуру (увеличить точность) расчета активностей радионуклидов по измеренному спектру. Значимость результатов работы несомненна, результаты позволят получить аппарат для моделирования аппаратных откликов детекторов гамма-излучения в широком диапазоне энергий, сконструировать исключительной важности алгоритмы учета каскадного суммирования для измерений в геометрии 4π, а также получить значимые экспериментальные данные по распределению радионуклидов в исследуемых геологических объектах.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ КОРЫ ВДОЛЬ ОПОРНЫХ ПРОФИЛЕЙ 2ДВ, 2ДВ-М, 5АР (СЕВЕРО- ВОСТОК РОССИИ)

Козлова А.В., инженер, ФГУНПП “Севморгео”

Санкт-Петербург, ул. Розенштейна, 36, (812) 252-6767, kozlova@sevmorgeo.com

Научный руководитель: **Беляев И.В.** ведущий научный сотрудник ФГУНПП
“Севморгео”)

Основная цель работы – изучение геологических причин изостатического равновесия земной коры вдоль регионального трансекта, пересекающего шельф Охотского моря, сушу Северо-Востока России, Восточно-Сибирское море. Актуальность обсуждения проблемы изостазии на Северо-Востоке обусловлена тем, что данный регион представляет собой, своего рода, естественный полигон

для наиболее эффективного решения этой задачи. С одной стороны, здесь проявление изостазии весьма наглядно отражается в сопоставлении современного рельефа дневной поверхности и гравитационных аномалий, а с другой – появились новые фундаментальные данные глубинной сейсморазведки, позволяющие значительно сузить круг возможных решений в глубинной привязке геологических объектов, обеспечивающих изостатическую компенсацию. В связи с тем, что сейсмические данные по профилю 5AP и 2ДВ-М в настоящее время не опубликованы, в этой работе привлекаются сейсмические данные только по части трансекта – профиль 2ДВ.

Почему привлечение изостазии представляет интерес для изучения глубинного геологического строения региона? Дело в том, что стремление к равновесию всех аномальных масс в коре и в целом во всей Земле – это наиболее сильное априорное ограничение на возможные конструкции интерпретационных плотностных моделей. Как известно, решение обратных задач гравиметрии и магнитометрии принципиально неоднозначно, поэтому изостатические модели накладывают устойчивый каркас на возможные модели, отражая одновременно вещественные неоднородности глубинного строения. Исследование изостатических моделей, учитывая мировой опыт, наиболее эффективно выполняется с помощью кросс-спектрального анализа, в основе которого лежит поиск волно-числовой передаточной функции (адмиттанса) между топографией и гравитационным полем. Эта функция в пространстве волновых чисел k является фильтром $z(k)$, свертка которого с топографией $b(k)$ дает наблюдаемое гравитационное поле $g(k)$, связанное с топографией, уравновешенной по одной из схем: Эйри, Пратта, или упругого прогиба литосферной плиты. Здесь более мелкие геологические неоднородности, создающие локальные аномалии, выступают как шум, который будет далее выделен оптимально для последующего анализа исключением изостатической составляющей, а не формальным осреднением, как это обычно делается. В этом эмпирическом фильтре присутствуют все составляющие аномального гравитационного поля, как приповерхностная его составляющая, так и эффекты, обусловленные глубинным распределением аномальных масс, обеспечивающих механическое уравнивание неоднородностей распределения приповерхностных топографических масс.

Для применения этой методики Северо-Восток России является идеальным полигоном, т.к. в его пределах отмечается очень хорошая корреляция между положительными формами рельефа дневной поверхности с отрицательными гравитационными аномалиями Буге (рис. 1).

Используя методику поиска передаточных функций, было установлено, что основная контрастная плотностная граница, компенсирующая нагрузку современных орографических элементов, расположена на относительно небольших глубинах. На рис. 2 приведено расположение расчетных полигонов и расчетных профилей, показаны средние по каждому полигону значения глубин компенсации. Основная масса глубин компенсации лежит в пределах от 13 до 28 км. При этом компенсация выполняется в стиле Эйри – то есть наблюдается локальная компенсация, при которой всем локальным

особенностям топографии современного рельефа отвечают локальные особенности компенсирующих границ, что необходимо учитывать при формировании окончательных моделей глубинной плотностной структуры.

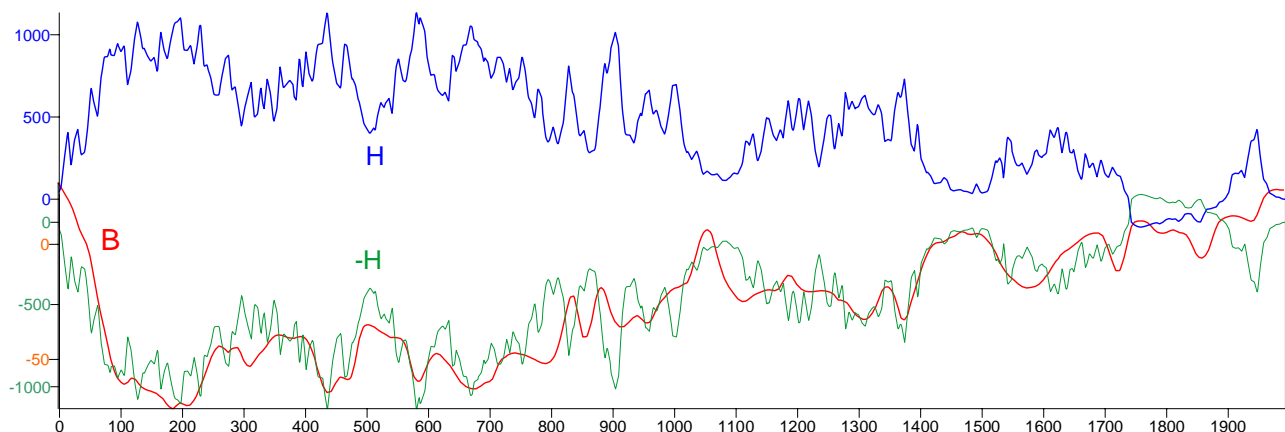


Рис.1. Сопоставление рельефа дневной поверхности (Н) с гравитационными аномалиями Буге (В) и, приведенный в вертикальный масштаб графика аномалий Буге, инвертированный график дневного рельефа (-Н).

Судя по расчетным глубинам и учитывая приуроченность положительных орографических элементов и сопутствующих им отрицательных гравитационных аномалий, основная компенсирующая граница, вероятнее всего, приурочена к зонам высокой концентрации гранитных масс в средней и верхней части коры.

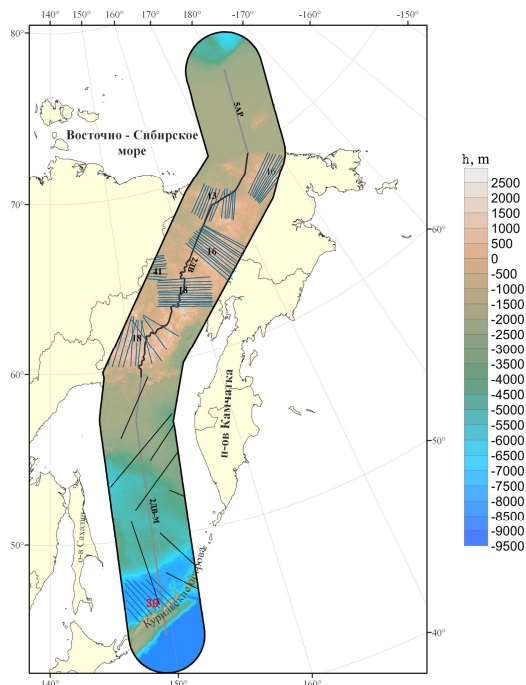


Рис.2. Схема расположения синтезированных расчетных профилей (тонкие синие линии), по которым рассчитывались средние глубины компенсации и ее стиль. Фоном является топографическая схема. Черными цифрами показаны средние оценки глубин компенсации по схеме Эйри. Красными – эффективная мощность верхней упругой части литосферной плиты. Тонкие черные линии – расчетные профили, по которым подбирались плотностные модели коры.

При сопоставлении региональных тектонических структур с элементами глубинной тектоники отмечаются существенные кажущиеся противоречия, состоящие в том, что не оправдываются ожидаемые геофизические образы различных тектонических структур. Так, например, дорифейским срединным массивам не соответствуют аномальные повышения гравитационного поля и, соответственно, это не согласуется с представлением о более высокой плотности древних кристаллических пород по отношению с фанерозойским

складчатым структурам обрамления. С другой стороны, сравнительно малоплотные вулканогенные образования большого объема, слагающие Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, не отражаются ожидаемым гравитационным минимумом. Все эти особенности являются свидетельством того, что в исследуемом гравитационном поле отражаются крупные неоднородности глубинного строения, не устанавливаемые геологическими данными и представляющие собой новые черты глубинной тектоники.

Распознавание этих новых черт строения в сейсмических данных приводит к выводу о доминирующей роли значительных объемов гранитизации коры, которые обусловили основные крупные неоднородности гравитационного поля. Гранитизированные легкие массы, имея тенденции к перемещению вверх при изостатическом выравнивании, представляют собой одну из составляющих движущих сил в формировании неотектонических форм рельефа территории. В акватории Охотского моря, судя по результатам анализа гравитационного поля с помощью передаточных функций, основные объемы компенсирующих масс расположены вблизи подошвы коры и отсутствуют внутри коры.

Список литературы:

1. Артемьев М.Е., Кабан М.К. Изостазия и кросс-спектральный метод ее изучения // Физика Земли. 1987 №11. С. 85-97
2. Беляев И.В., Костецкий Н.М., Ржевский Н.Н. Плотностные модели литосферы океана // Северная Геология. 1990 №12. С. 29-36

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Коровин М.О., студент ТПУ, г.Томск, Учебная 10/60, +7(3822)416960,
mikeshtein@tpu.ru.

Научный руководитель: **Меркулов В.П.** доцент, к.г.м.н.

Возможности выявления и последующего моделирования неоднородности продуктивных пластов основаны на изучении предварительно ориентированных в пространстве образцов керна продуктивных коллекторов комплексом методов, включающих определение анизотропных параметров различных петрофизических (упругих, магнитных, электрических) и фильтрационных свойств. Такой подход к проблеме обеспечивает выявление упорядоченных структур в коллекторах, позволяет объяснить механизм их формирования и характер отражения в различных видах физических свойств.

Группа магнитных характеристик пород (естественная остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость) имеет особое значение, т.к., дает возможность определения серии пространственно ориентированных параметров коллектора при условии построения эллиптической модели анизотропии остаточной и индуктивной намагниченности с вычислением определяющих параметров – направления тензора магнитных свойств,

соотношения минимальных и максимальных значений. По имеющимся литературным данным [1, 2] главное направление тензора магнитной (по магнитной восприимчивости) анизотропии совпадает с направлением улучшенных фильтрационных свойств коллекторов. Поэтому задача исследования петромагнитных характеристик может преследовать две цели: а) пространственное ориентирование керна палеомагнитным способом, б) определение параметров магнитной анизотропии ориентированного образца для прогноза направления улучшенной проницаемости.

Первой задачей любого палеомагнитного исследования является определение направления земного магнитного поля в эпоху и в месте образования горной породы по направлению ее естественной остаточной намагниченности (I_n). Характерная для осадочных пород ориентационная намагниченность, возникающая вместе с образованием самого осадка, дает однозначное решение этой задачи, если бы за все время своего существования горные породы, сохраняя раз полученную намагниченность, не приобретали бы никакой другой намагниченности. Однако первоначальная намагниченность со временем частично разрушается, возникают, в присутствии постоянно изменяющегося земного магнитного поля, вторичные компоненты намагниченности, разные по величине и направлению и в разной степени искажающие первоначальное направление I_n .

Характерным примером является вязкая намагниченность, которую можно исследовать в процессе временной чистки или других экспериментов по оценке стабильности. Этот вид намагниченности можно использовать для пространственной ориентировки керна, так как она всегда совпадает по направлению с современным магнитным полем в точке отбора образца.

Основные залежи нефти и газа западной части Томской области сосредоточены в коллекторах верхнеюрских отложений васюганской свиты, объединяемых группой песчаных пластов Ю₁. Коллекторы отличаются резкой дифференциацией эксплуатационных свойств пород. В качестве объекта исследований в рамках решения задачи оценки анизотропии свойств коллекторов было выбрано типичное для региона Казанское месторождение.

Для определения магнитных свойств пород использовался астатический магнитометр МАЛ-036, расположенный в загородной палеомагнитной лаборатории кафедры геофизики ТПУ. Определение остаточной намагниченности образцов осуществлялось путем измерения на уровне нижнего магнита, а индуктивной намагниченности, обусловленной магнитной восприимчивостью, – в равноудаленном положении по стандартным схемам. Для оценки анизотропии магнитной восприимчивости образец вращался по часовой стрелке через 45°.

Анализ магнитных свойств, полученных в результате измерений, показывает, что индуктивная намагниченность (и, соответственно магнитная восприимчивость) обладает четко выраженной неоднородностью (рис.2) Для количественной оценки параметров магнитной анизотропии целесообразно использование эллиптической модели, как наиболее простому варианту аппроксимации.

Для решения этой задачи воспользуемся каноническим уравнением эллипса: $\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1$,

где x, y – координаты точки измерений, a – значение большой полуоси эллипса, b – значение малой полуоси эллипса.

Для количественной оценки направления и степени сжатия эллипса необходимо перейти к произвольному эллипсу, главные оси которого не совпадают с осями координат.

Воспользуемся следующими формулами, связанными с преобразованием осей координат:

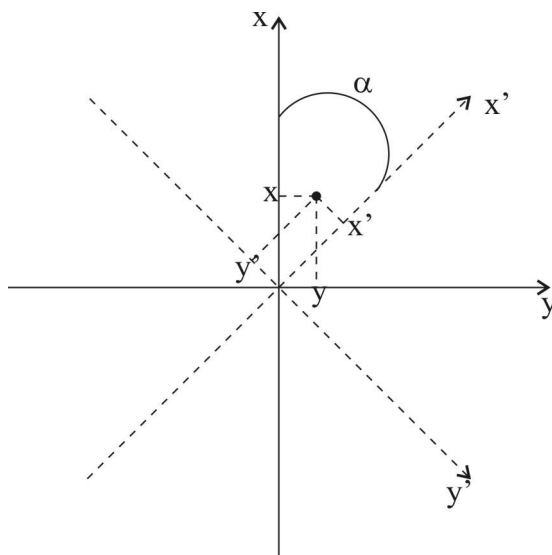


Рис.1.

$x' = x \cdot \cos(\alpha) + y \cdot \sin(\alpha)$ $y' = -x \cdot \sin(\alpha) + y \cdot \cos(\alpha)$, где x', y' – координаты точек произвольного эллипса, α – угол отклонения главной оси эллипса от оси абсцисс.

$\frac{x'^2}{a'^2} + \frac{y'^2}{b'^2} = 1$; $x = 1 \cdot \cos(\beta)$; $y = 1 \cdot \sin(\beta)$, где β – угол, соответствующий точке с экспериментальными данными.

$$\sin^2(\beta - \alpha) \cdot \left(\frac{1}{b'^2} - \frac{1}{a'^2} \right) = \frac{1}{b^2} - \frac{1}{a^2}$$

Полученное выражение может использоваться для оценки направления и соотношения минимальных и максимальных значений индуктивной намагниченности на основе метода наименьших квадратов.

Алгоритм построения эллиптической модели раскладывается на следующие этапы:

1. Требуются входные данные: экспериментальные значения индуктивной намагниченности и соответствующие им углы.

2. По выведенной формуле модели эллипсоида вычисляется угол отклонения главной оси эллипсоида от оси абсцисс. С помощью метода наименьших квадратов высчитывается минимальное значение угла.

3. Следующим этапом по этой же формуле определяются значения большой и малой полуосей эллипса. Они также приводятся к оптимальному значению с помощью метода наименьших квадратов. Для этого применяется

понятие о геометрическом среднем, которому удовлетворяют исходные измерения.

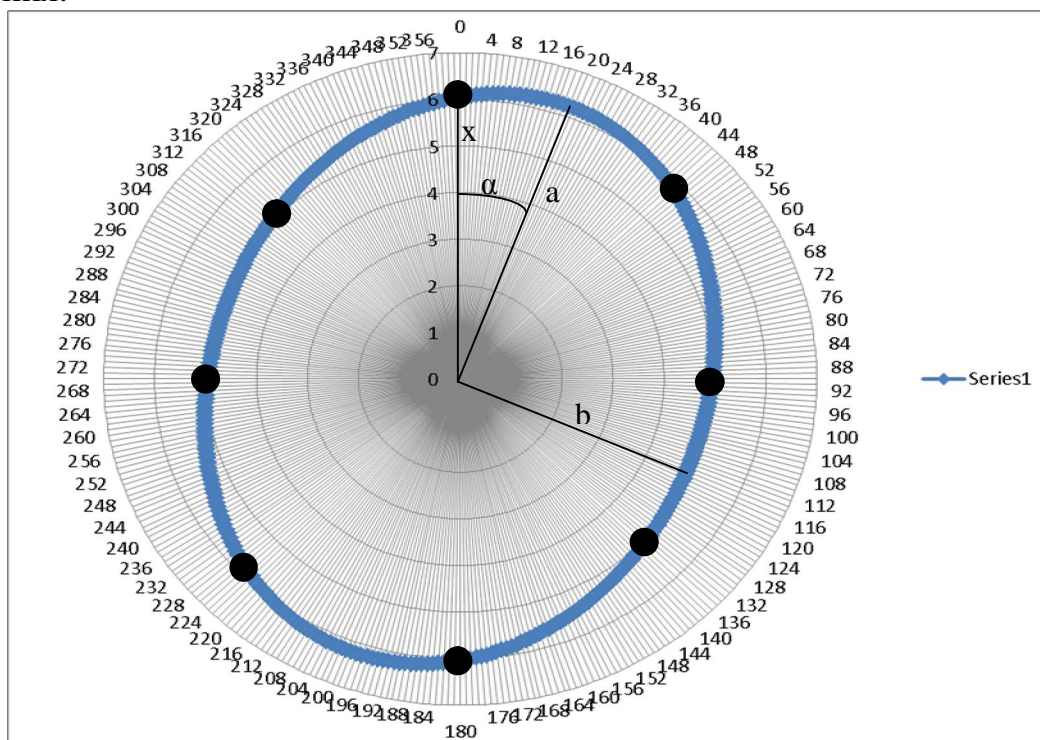


Рис.2. Пример эллиптической модели индуктивной намагниченности (выделены экспериментальные точки)

Таким образом, разработанный и опробованный алгоритм позволяет при наличии одних только экспериментальных данных и соответствующих им углов, определять направление индуктивной намагниченности керна и строить эллиптическую модель магнитной восприимчивости с удовлетворительной точностью.

Использование этих данных с учетом пространственной ориентировки керна позволяет жестко фиксировать любые проявления упорядоченной структуры пород (слоистость, трещиноватость, закономерная ориентировка частиц, пор и т.д.), а также связанных с ними анизотропных характеристик петромагнитных свойств в современной магнитной и географической системах координат. Применение единой системы координат позволяет производить сравнение и статистический анализ различных параметров и характеристик вертикальной и латеральной неоднородности коллекторов.

Применение методики сканирования образца керна позволяет установить связь между направлением магнитной анизотропии и азимутом падения. Получены данные, которые позволяют сказать, что азимут падения перпендикулярен направлению магнитной анизотропии.

Литература:

1. Меркулов В.П., Краснощекова Л.А. Исследование пространственной литолого-петрофизической неоднородности продуктивных коллекторов месторождений нефти и газа. Известия ВУЗов Томского политехнического университета, Том 305, вып.6, Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири, Томск - 2002 г. – С. 296-304.

2. Семенов В.В., Казанский А.Ю., Банников Изучение анизотропии горных пород на керне и ее ориентация в пространстве палеомагнитным методом. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - №1. 2008. С. 18-23

3. Усманов Р.Х., Талипов И.Ф., Азаматов М.А. Исследование направлений фильтрации и флюидомиграции при разработке месторождений с трудноизвлекаемыми запасами УВ. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - №1. 2009. С. 63-66

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ КНЕТ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Костюк Александр Дмитриевич, научный сотрудник

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизия, 720049, Бишкек-49 НС РАН

тел. +996-543-91-70-54, факс +996-312-61-14-59, a_d_kostuk@mail.ru

научный руководитель: д.ф.-м.н., проф. **Юнга С.Л.**

Институт физики Земли РАН

В сентябре 1991 года на территории Северного Тянь-Шаня была установлена Киргизская широкополосная сейсмологическая сеть (КНЕТ). Создание данной сети преследовало две цели: 1) обеспечение данными работ, посвященных снижению сейсмических рисков; 2) регистрация в регионе сейсмических волн для последующего использования в идентификации ядерных взрывов [1]. Сеть представляет собой 10 станций с широкополосными сейсмометрами Streckeisen (STS-2) и 24-х битовыми АЦП, семь станций установлены в предгорьях Киргизского хребта и северной части Чуйской долины, а три станции установлены в труднодоступных районах Тянь-Шаня (рис. 1).

В настоящее время для определения гипоцентра сейсмического события на Научной станции РАН в г. Бишкеке (НС РАН) используется программа HYPOCENTER [2] и скоростная модель литосферы [3]. Эта программа позволяет определять координаты эпицентра, глубину и энергетический класс событий. Погрешность в определении времен вступления фронтов Р-волн в среднем составляет 0.2-0.3 с, что соответствует неопределенности координат гипоцентров 1200-1800м. Ранее проводились исследования о представительности сейсмологических данных, собранных сетью КНЕТ, сравнивались различные каталоги, анализировались графики повторяемости. Было установлено, что в целом отклонения в определении широты, долготы и класса сейсмического события не выходят за допустимые пределы.

Известно, что для всего Тянь-Шаня характерен высокий уровень сейсмичности. Однако при более детальном рассмотрении картины распределения землетрясений были выделены отдельные области концентрации сейсмических событий. В результате переопределения положения гипоцентров с помощью метода двойных разностей удалось уточнить картину распределения землетрясений [4]. Исходные данные

представляли собой каталог сети KNET за 1994-2006 гг. и arrival-файлы с информацией о временах прихода P- и S-волн. Общее число землетрясений составляло 3649, для обработки было выбрано 3623 (49725 фаз). В ходе уточнения были переопределены гипоцентры 3395 событий, при этом применялась скоростная модель ИГД РАН [5].

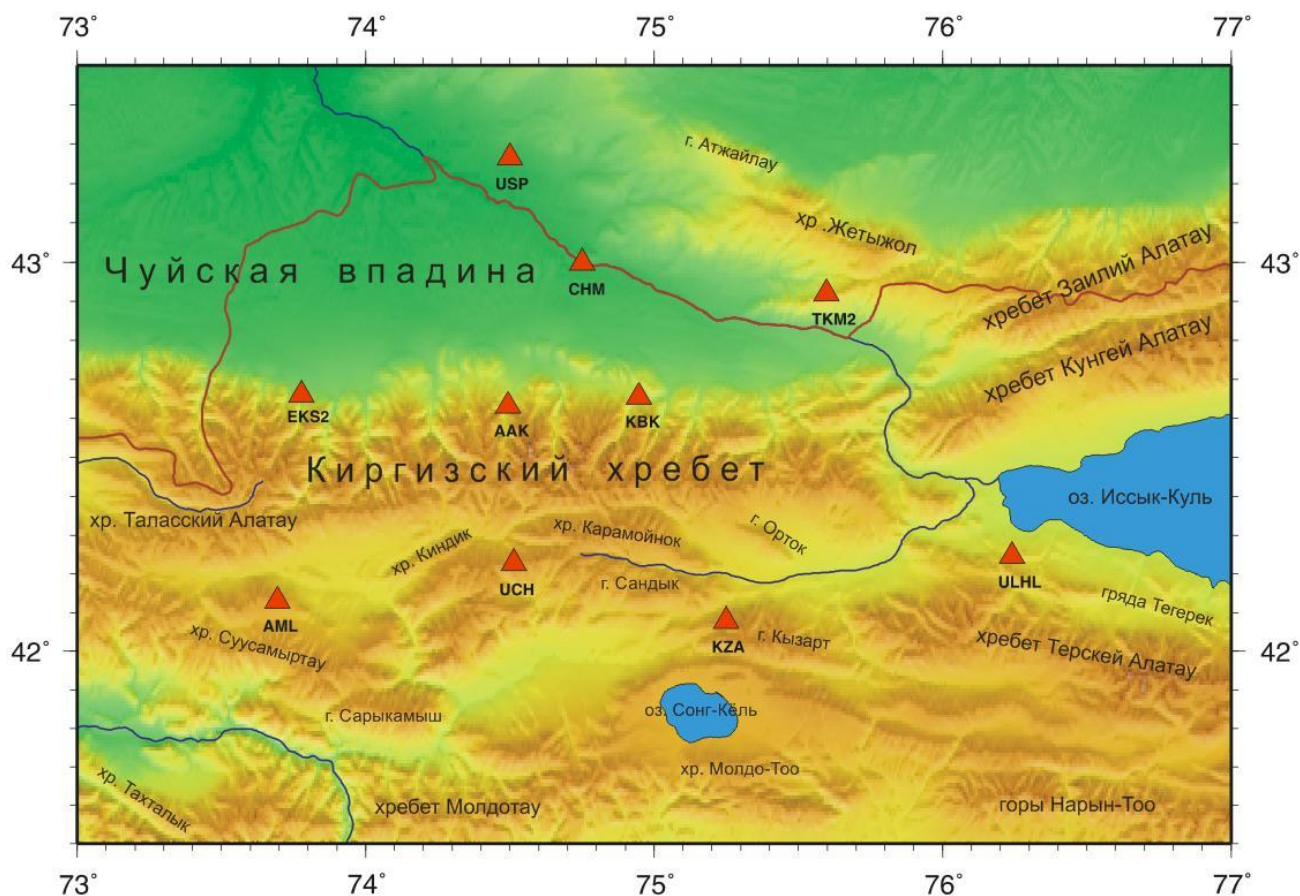


Рис. 1. Расположение станций сейсмологической сети KNET.

В итоге гипоцентры землетрясений стали ближе друг к другу, а области высокой сейсмичности выделились более четко. Кроме того, значительно уменьшилось число событий с глубиной очага 6-7 км. Большинство областей высокой сейсмичности стали представлять собой некие группы землетрясений, погружающиеся на глубину до 30 км под различными углами к горизонту. При этом можно отметить разный характер расположения землетрясений от зоны к зоне. В целом для исследуемой территории в результате уточнения положения гипоцентров их среднее смещение составило 3.4 км. Для детализации картины были выбраны высокосейсмичные участки, для каждого из которых была выполнена процедура переопределения гипоцентров методом двойных разностей, в результате чего появилась возможность оценить распределение сейсмичности в каждом из них (рис. 2). Они представляют собой как плоскости, погружающиеся в южном направлении, так и небольшие скопления с различной ориентацией, расположенные на глубинах 6-25 км. Кроме того, в некоторых зонах наблюдается сочетание этих картин. В отдельных случаях имеются участки, где землетрясения представляют собой поверхности, погружающиеся на север и почти вертикально до глубины 25 км.

Выделившиеся в результате пересчета гипоцентров поверхности, по всей видимости, представляют собой активные сегменты разломных зон, по которым происходят подвижки.

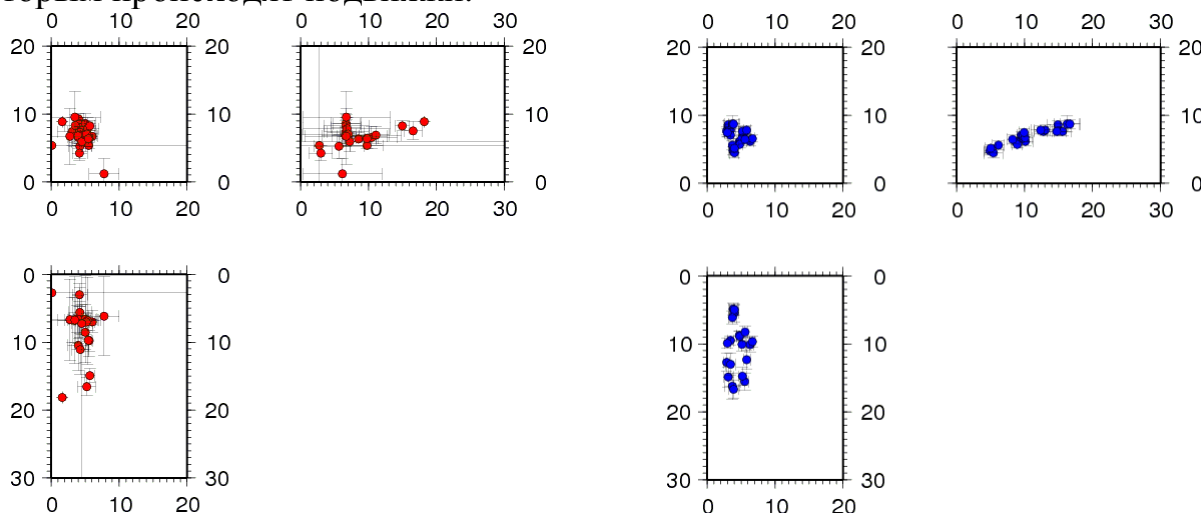


Рис. 2. Пример переопределения гипоцентров землетрясений на отдельном участке. Левый рисунок исходное положение сейсмических событий, правый – после уточнения гипоцентров. Расположение землетрясений в плане (вверху слева) и в разрезах. Шкала в километрах.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю, д.ф.-м.н., профессору ИФЗ РАН С.Л. Юнге. Особую благодарность автор выражает к.ф.-м.н. Н.А. Сычевой за всестороннюю помощь в процессе знакомства с организацией работы сейсмологической сети и ее программно-технической частью. Автор благодарен сотрудникам ИС РАН, которые участвуют в поддержке работоспособности сейсмической сети KNET и осуществляют первичную обработку данных.

Работа была частично поддержана грантом РФФИ 09-05-00687-а.

Список литературы

1. *Vernon F.* The Kyrgyz Seismic Network // IRIS Newsletter. XIII. 1994. №2. P.7–8.
2. *Lienert B.R., Berg E., Frazer L.N.* Hypocenter: an earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1986. – Vol. 76. – No 3. – P. 771–783.
3. *Реккер С.* Земная кора и верхняя мантия Киргизского Тянь-Шаня по результатам предварительного анализа Ghengis широкополосных сейсмических данных // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1554–1565.
4. *Waldhauser F. and W.L. Ellsworth.* A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault // Bull. Seism. Soc. Am. – 2000. – V. 90. – P. 1353–1368.
5. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Отв. ред. А.Б. Бакиров. – Бишкек: Илим, 2006. – 116 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В ПОЧВЕ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПО ДАННЫМ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Котлованова Анастасия Александровна, студентка 3-го курса физического факультета УрГУ
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51, 8-922-137-32-04, free_ride@mail.ru
научный руководитель: д.г.-м. н. **Д.Ю. Демежко**, ИГФ УрО РАН.

Задача исследования процессов теплопереноса в геологических средах давно привлекает внимание исследователей, т.к. ее решение имеет большой объем практических приложений (в сельском хозяйстве, строительстве, экологии, климатических исследованиях). В последнее время ведутся активные исследования палеоклимата по данным геотермических реконструкций температурной истории земной поверхности. Одним из главных допущений при этом является предположение о преобладании кондуктивного механизма теплопереноса в породах (Smerdon et al., 2003). Однако в реальности при распространении тепловой волны большую роль играют некондуктивные механизмы теплопереноса в верхнем активном слое (замерзание и таяние поровой воды, испарение влаги с поверхности, фильтрация). Поэтому встает вопрос о правомерности выводов, которые делаются на основе кондуктивной модели теплопереноса.

Появление новых инструментов мониторинга температур горных пород (автоматических станций температурного мониторинга) стимулировало дальнейшее развитие этого направления. В основе настоящей работы – исследования, проведенные на геотермическом стационаре «Екатеринбург» Института геофизики УрО РАН в 2008-2009 гг.

Традиционный подход в подобных исследованиях состоит в применении модели кондуктивного теплопереноса, в которой влияние некондуктивных механизмов описывается в терминах изменения эффективных тепловых параметров, в частности температуропроводности (Pollack et al., 2005, Sergienko et al., 2008). В работе (Демежко, Рывкин, Голованова, 2006) было показано, что если рассматривать распространение гармонических температурных волн с поверхности, то физически более обоснованным является подход, в котором отдельно исследуются закономерности изменения амплитуды и фазы волны с глубиной, описываемые соответственно амплитудным k_a и фазовым k_f волновыми числами.

$$T(z, t) = Ae^{-k_a z} \sin(\omega t - k_f z - \varphi) .$$

Отношение волновых чисел k_a/k_f служит мерой проявления некондуктивных процессов теплопереноса.

Для выделения амплитудных и фазовых характеристик температурной волны был применен гармонический анализ, на основании которого были получены зависимости амплитудного и фазового волновых чисел от глубины.

На рис. 1 приведен амплитудный спектр температурной записи в период с 5 по 12 сентября 2009г (наиболее сухой период). Пик, соответствующий суточной волне, прослеживается до глубины 1м, где ее амплитуда составляет всего 0,0014К.

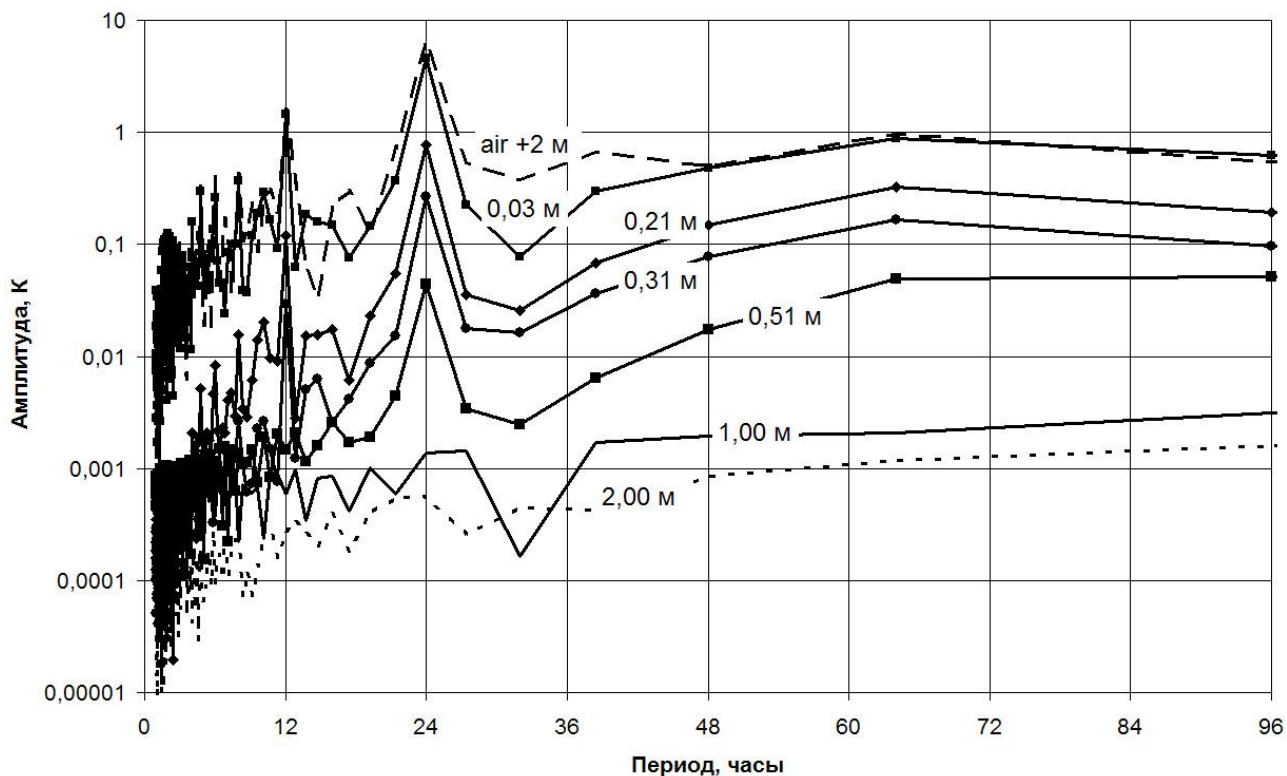


Рис. 1 Амплитудные спектры колебаний температуры в воздухе и на различных глубинах в грунте в период 05-12 сентября 2009.

Изменения с глубиной логарифма нормированной амплитуды суточной волны, фазы, а также амплитудного $k_a(0; z)$ и фазового $k_f(0; z)$ волновых чисел приведены на рис. 2. Оба волновых числа в пределах верхнего метрового слоя меняются в небольших пределах: от 8,4 до 10,1 м^{-1} - амплитудное, от 8,8 до 9,5 м^{-1} - фазовое. Отношение волновых чисел $k_a(0; z)/k_f(0; z)$ в интервале 0-1 м уменьшается от 1,12 до 0,87. В целом, отношение $k_a(0; z)/k_f(0; z)$ близко к единице, что подтверждает преимущественно кондуктивный характер теплопереноса.

Иная картина наблюдается в дождливые периоды. Отношение волновых чисел меняется в широких пределах, что указывает на проявление некондуктивных механизмов. Однако в целом как амплитудное, так и фазовое волновые числа закономерно уменьшаются с увеличением интенсивности осадков. Это может означать увеличение температуропроводности пород с ростом их влажности. Такая закономерность отмечена впервые, т.к. существующие экспериментальные данные констатируют независимость температуропроводности от влажности (Петрунин и др., 1999).

Описанный алгоритм был применен также для анализа годовой температурной волны. Результаты этого исследования показали, что несмотря

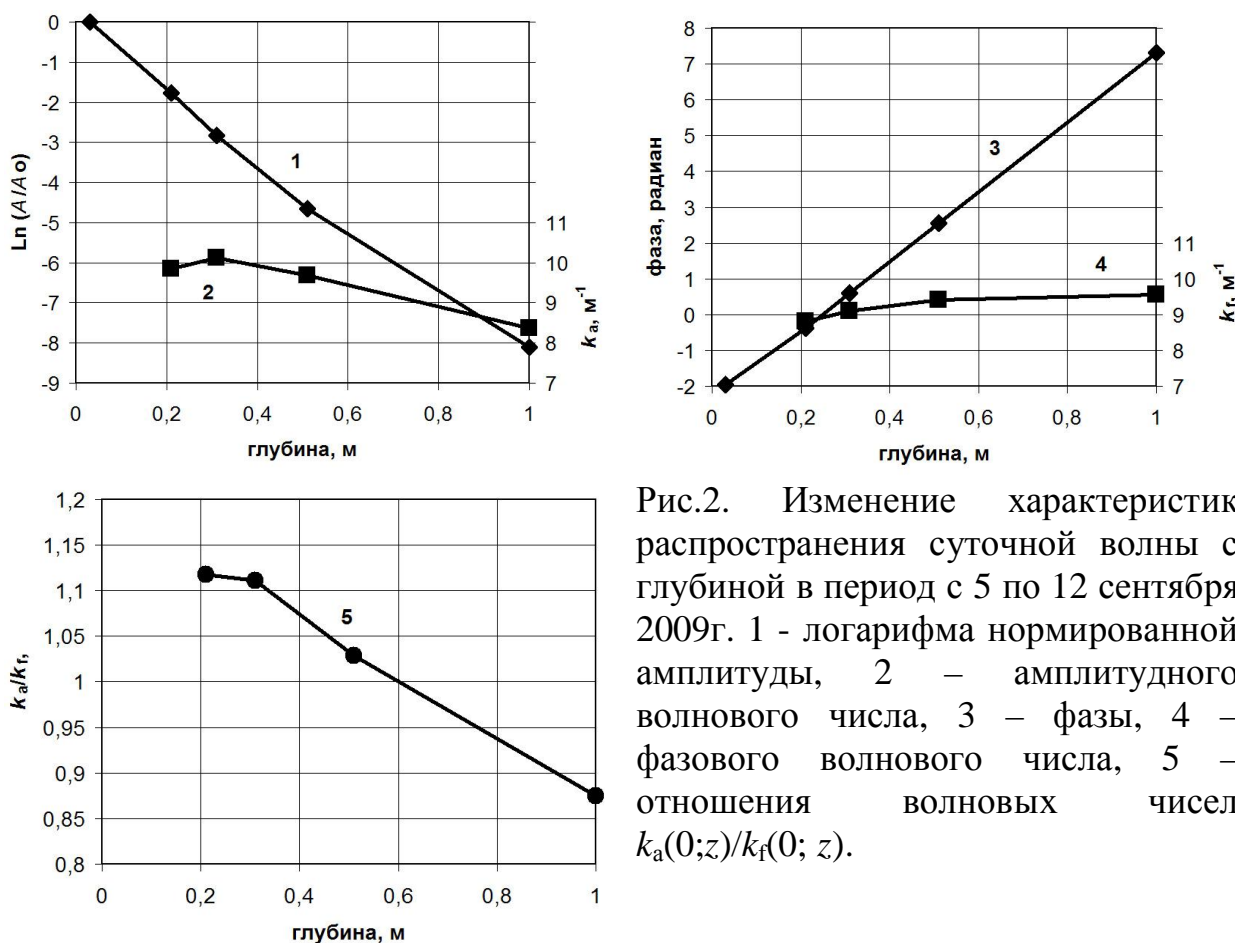


Рис.2. Изменение характеристик распространения суточной волны с глубиной в период с 5 по 12 сентября 2009г. 1 - логарифма нормированной амплитуды, 2 – амплитудного волнового числа, 3 – фазы, 4 – фазового волнового числа, 5 – отношения волновых чисел $k_a(0;z)/k_r(0; z)$.

широкое проявление некондуктивных явлений в верхних метрах грунта, к данным, полученным на 10-м глубине уже можно применять кондуктивную модель теплопереноса.

1. Демежко Д.Ю., Рывкин Д. Г., Голованова И. В. О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры. /Уральский геофизический вестник. 2006, № 9, с. 16-26.
2. Петрунин Г.И., Попов В.Г., Сосков А.В. Температуропроводность трехфазных зернисто-пористых сред. /Физика Земли, 1999, № 1, с. 47-51.
3. Pollack, H. N., Smerdon, J. E., Van Keken P. E. Variable seasonal coupling between air and ground temperatures: A simple representation in terms of subsurface thermal diffusivity. / Geophys. Res. Lett., 2005, 32, L15405, doi:10.1029/2005GL023869
4. Sergienko O.V, MacAyeal D.R., Thom J.E. Reconstruction of snow/firn thermal diffusivities from observed temperature variation: application to iceberg C16, Ross Sea, Antarctica, 2004–07. /Annals of Glaciology, 2008, 49, 91-95
5. Smerdon J.E., Pollack H.N., Enz J.W. and Lewis M.J. Conduction-dominated heat transport of the annual temperature signal in soil. /J. of Geophys. Res., 2003, V. 108, NO. B9, 2431, doi:10.1029/2002JB002351.

ОДИН ИЗ СПОСОБОВ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЗСБ И МТЗ В РАМКАХ ГОРИЗОНТАЛЬНО-СЛОИСТОЙ МОДЕЛИ

Крупнов Евгений Валерьевич, инженер ФГУП СНИИГГиМС

630099, Новосибирск, ул. Потанинская, ба, 8(383)222 4203, point_to@mail.ru

научный руководитель: зам. ген. директора по науке в области геофизики ФГУП СНИИГГиМС, д.т.н., профессор **Тригубович Георгий Михайлович**

Введение

В настоящее время в электроразведочных методах получил широкое распространение комплекс методов ЗСБ и МТЗ, так как каждый в отдельности метод имеет свои ограничения. В методе ЗСБ используется искусственный источник первичного ЭМ поля, которое в какой-то степени сфокусировано и распространяется в ограниченном объеме среды. Следовательно, вклад в измеряемый сигнал не вносят объекты вне этого объема. В свою очередь мощность источника, от которого зависит глубина исследования, имеет ограничение. Магнитотеллурические зондирования обеспечивают большую глубину зондирования, но кривые МТЗ часто искажены из-за горизонтальной неоднородности разреза. Формальная интерпретация (т.е. интерпретация в рамках горизонтально-слоистой модели) искаженных кривых может привести к существенным ошибкам при построении геоэлектрического разреза. Такие искажения могут быть частично учтены путем нормализации кривых. Существует множество способов нормализации данных МТЗ. В данной работе описан один из возможных способов интерпретации путем комплексирования данных МТЗ и ЗСБ. Данная процедура комплексной интерпретации данных МТЗ и ЗСБ применяется в программных комплексах HORIZON, IFSTEM и EMDP, разработанных в СНИИГГиМСе [1].

Алгоритм комплексной интерпретации данных МТЗ и ЗСБ

Для решения поставленной задачи необходимо для начала восстановить среду по данным ЗСБ, но существует проблема вычисления ЭДС на ранних временах и на больших разносах. Эта проблема была успешно решена и это решение реализовано в программных комплексах HORIZON, IFSTEM и EMDP [1].

Решение обратной задачи ведется в рамках горизонтально-слоистой модели (рис. 1).

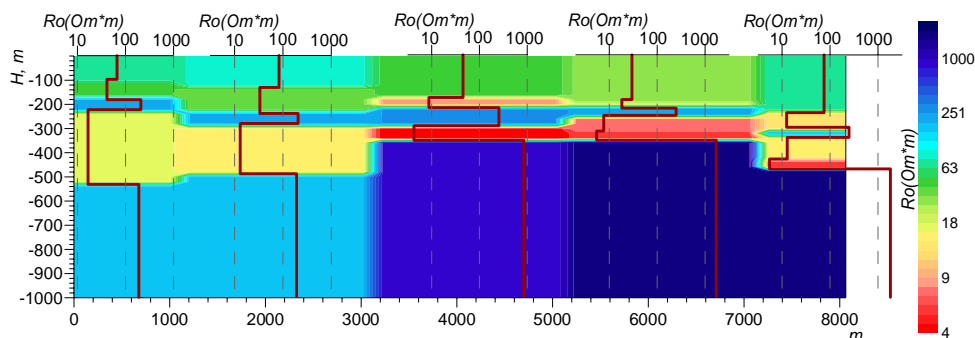


Рис.1. Инверсия данных ЗСБ.

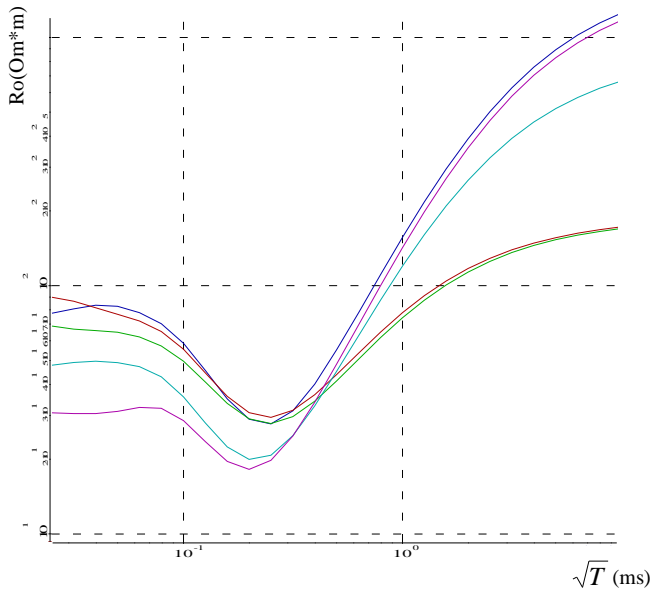


Рис.2. Кривые МТЗ посчитаны по данным ЗСБ.

После того как мы получили решение обратной задачи с достаточной точностью, рассчитанная среда передается на расчет прямой задачи МТЗ, вычисляется $\rho\sqrt{T}$ (рис. 2).

Следующим этапом экспериментальная кривая по левой ветви кривой приводится к уровню теоретически посчитанной по полученным данным ЗСБ, таким образом, производим нормировку данных МТЗ (рис. 3).

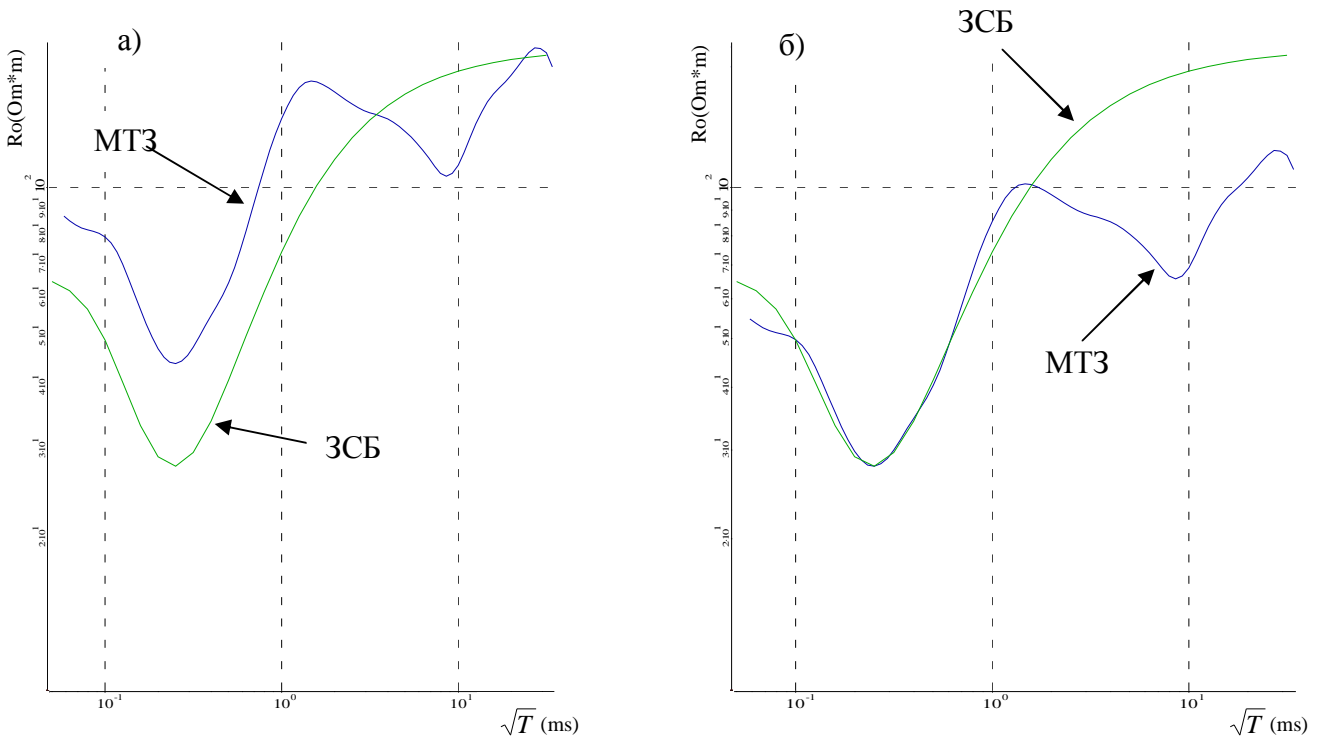


Рис.3. Этап нормировки данных МТЗ по данным ЗСБ, а) - до нормировки, б) - после нормировки.

На рисунке 4 приведены данные МТЗ до нормировки а) и после нормировки б).

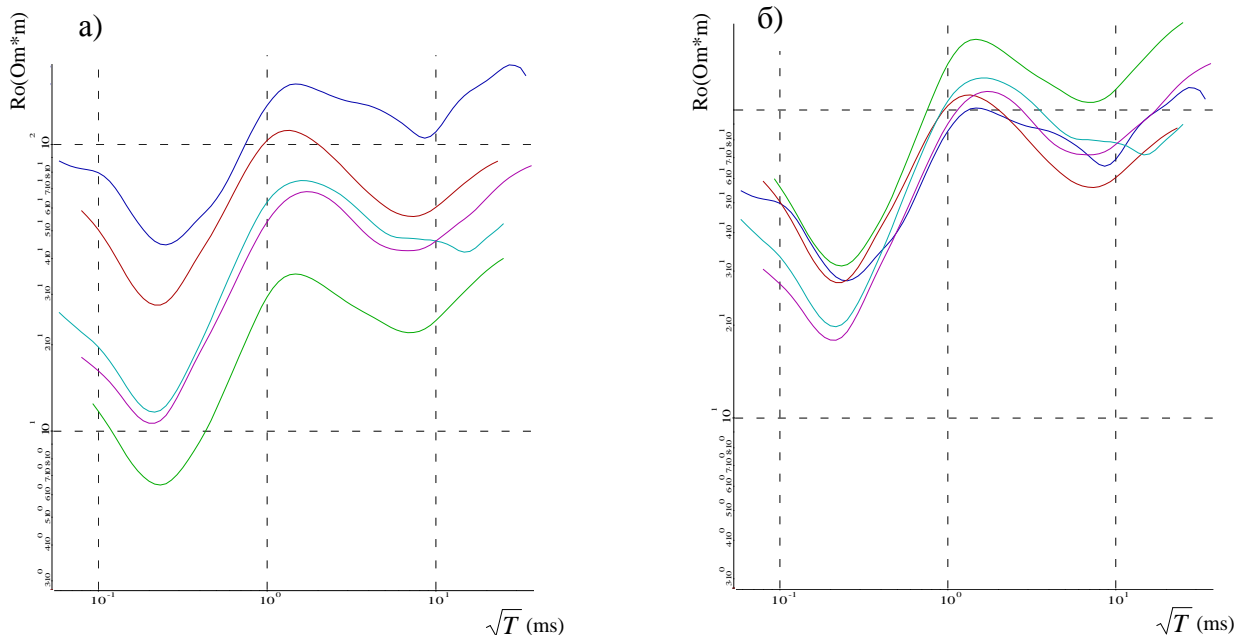


Рис.4. Данные МТЗ до нормировки а) после нормировки б).

В последующих процедурах при решении обратной задачи МТЗ для начального приближения используем параметры среды, полученные при расчете данных ЗСБ. Таким образом, имеем общий геоэлектрический разрез, где верхняя часть разреза рассчитывается по данным ЗСБ, а более глубокие горизонты, где уже метод ЗСБ не информативен, используются данные МТЗ (рис.5).

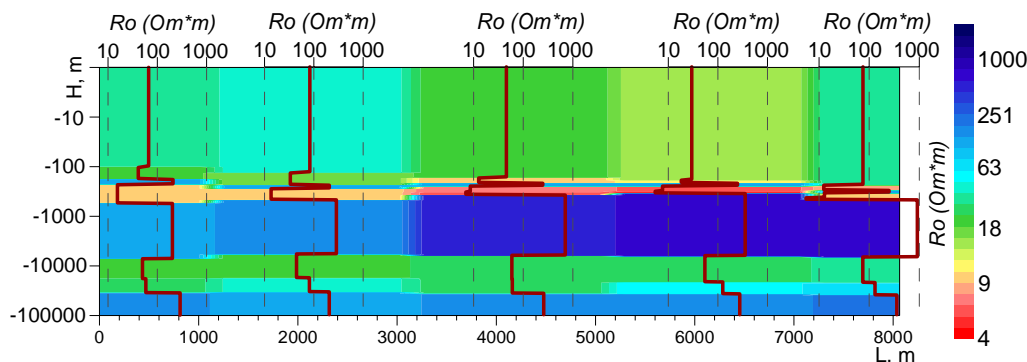


Рис.5. Геоэлектрический разрез по результатам комплексной интерпретации данных ЗСБ и МТЗ.

Заключение

В данной работе наглядно продемонстрировано что благодаря корректировки данных способом изложенном выше, данный комплекс методов МТЗ и ЗСБ весьма эффективен и хорошо дополняет друг друга и дает устойчивое комплексное решение, которое позволяет решать большой круг геологических задач.

Литература

1. Тригубович Г.М., Персова М.Г., Чернышев А.В. Возможности современных технологий электротриии становлением поля при решении нефтепоисковых задач // Материалы научно-практической конференции (16-17 декабря, 2003 г, Новосибирск, СНИИГГиМС), С. 122-125.

МАЛОМОДОВАЯ МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМО, ВОЗБУЖДАЕМОГО

6-ЯЧЕЙКОВОЙ КОНВЕКЦИЕЙ

Крутьева Любовь Константиновна, мнс, Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, ул. Звездная, д. 19, кв. 7, 89140288073,
kruteva_lu@mail.ru

Научный руководитель: **Водинчар Глеб Михайлович**, к.ф.-м.н., внс

В работе [1] на основе анализа данных splitting-функций собственных колебаний Земли было высказано предположение о том, что конвекция в жидком ядре может иметь 6-ячейковую структуру с 12 чередующимися зонами поднятия и опускания вещества. В настоящей работе исследуется вопрос о том, может ли подобная структура течений обеспечить генерацию геомагнитного поля.

Обозначим через \mathbf{v} и \mathbf{B} поля скорости и магнитной индукции, соответственно. Будем использовать следующие предположения: вещество внешнего ядра несжимаемое, относительная магнитная проницаемость $\mu = 1$, вариации плотности внешнего ядра относительно среднего значения ρ_0 малы, кинематическая вязкость ν и температуропроводность k внешнего ядра, а также магнитная вязкость ν_m всего ядра постоянны. Поле \mathbf{B} потенциально вне ядра. Температура на внутренней r_1 и внешней $r_2 = r_1 + h$ границах жидкого ядра постоянна T_1 и $T_2 = T_1 - \delta T$.

Приняв в качестве единиц измерения расстояния, скорости, времени, давления, температуры и магнитной индукции величины h , ν/h , h^2/ν , $\rho_0 \nu^2/h^2$, δT и $\nu \sqrt{\mu_0 \rho_0}/h$, соответственно, получим уравнения геодинамики в виде:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} - \operatorname{rot}(\mathbf{v} \times \operatorname{rot} \mathbf{v}) &= \operatorname{rot} \Delta \mathbf{v} + \operatorname{Ra} \operatorname{Pr}^{-1} \operatorname{rot} \left(\frac{T r}{r_2} \mathbf{e}_r \right) - \tau (\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}) + \operatorname{rot}(\operatorname{rot} \mathbf{B} \times \mathbf{B}), \\ \frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) T - r_1 r_2 \frac{\mathbf{v}_r}{r^2} &= \operatorname{Pr}^{-1} \Delta T, \\ \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} &= \operatorname{rot}(\mathbf{v} \times \mathbf{B}) + q^{-1} \operatorname{Pr} \Delta \mathbf{B}, \\ \nabla \mathbf{v} &= 0, \\ \nabla \mathbf{B} &= 0. \end{aligned} \tag{1}$$

Управляющие параметры модели: число Релея $\operatorname{Ra} = \delta T g_2 h^3 \beta / (\nu k)$, число Прандтля $\operatorname{Pr} = \nu / k$, число Кориолиса $\tau = 2 h^2 \Omega / \nu$, число Робертса $q = k / \nu_m$.

Систему (1) дополняем однородными граничными условиями для температуры и условиями прилипания для скорости $T|_{r=r_1} = T|_{r=r_2} = 0$, $\mathbf{v}|_{r=r_1} = \mathbf{v}|_{r=r_2} = 0$.

Для магнитного поля внутри ядра будем использовать разложения по сферическим функциям на тороидальные и полоидальные составляющие

$$\mathbf{B}_{nm}^T = \text{rot}(R_{nm}^{TB}(r,t)Y_n^m(\theta,\varphi)\mathbf{r}) \text{ и } \mathbf{B}_{nm}^P = \text{rotrot}(R_{nm}^{PB}(r,t)Y_n^m(\theta,\varphi)\mathbf{r}). \quad (2)$$

Тогда для непрерывности магнитного поля при переходе через границу ядра краевые условия для поля \mathbf{B} примут вид $\mathbf{B}_{nm}^T(r=r_2)=\mathbf{0}$, $\text{rot}\mathbf{B}_{nm}^T(r=r_2)=\mathbf{0}$, $\text{rot}\mathbf{B}_{nm}^P(r=r_2)=\mathbf{0}$ $\mathbf{B}_{nm}^P(r=r_2)\parallel\mathbf{B}_{nm}^{out}(r=r_2)$, где \mathbf{B}_{nm}^{out} компоненты потенциального \mathbf{B} вне ядра.

Для построения маломодовой модели геодинамо будем раскладывать поля температуры, скорости и индукции по собственным полям спектральных задач, связанных с оператором Лапласа. Температуру представим в виде $T = \sum_{k,n,m} \alpha_{nm}(t)_k \Theta_{nm}(r,\theta,\varphi)$, где ${}_k\Theta_{nm}$ – собственные функции оператора

Лапласа в жидком ядре. Тороидальную и полоидальную компоненты скорости запишем как $\mathbf{v}^T = \sum_{k,n,m} \beta_{nm}^T(t)_k \mathbf{v}_{nm}^T(r,\theta,\varphi)$ и $\mathbf{v}^P = \sum_{k,n,m} \beta_{nm}^P(t)_k \mathbf{v}_{nm}^P(r,\theta,\varphi)$. Здесь

${}_k\mathbf{v}_{nm}^T$ и ${}_k\mathbf{v}_{nm}^P$ являются собственными полями спектральных задач $\Delta\mathbf{v} + \mu\mathbf{v} = \mathbf{0}$ $\text{rot}\Delta\mathbf{v} + \mu\text{rot}\mathbf{v} = \mathbf{0}$ Строение функций ${}_k\Theta_{nm}$ общеизвестно, построение полей ${}_k\mathbf{v}_{nm}^T$, ${}_k\mathbf{v}_{nm}^P$ выполнено в [2].

Компоненты (2) магнитного поля раскладываются по собственным полям ${}_k\mathbf{B}_{nm}^T$ и ${}_k\mathbf{B}_{nm}^P$ задачи $\text{rot}\Delta\mathbf{B}_{nm} + \eta\text{rot}\mathbf{B}_{nm} = \mathbf{0}$ с вышеописанными краевыми условиями. Поле \mathbf{B} представим в виде

$$\mathbf{B} = \sum_k \gamma_{nm}^T(t)_k \mathbf{B}_{nm}^T + \sum_k \gamma_{nm}^P(t)_k \mathbf{B}_{nm}^P.$$

Выполним отбор мод скорости, которые определяют вышеописанную б-ячейковую структуру течений. В работе [2] показано, что подобная структура вертикальных течений описывается полоидальными компонентами ${}_0\mathbf{v}_{4,\pm 2}^P$, отличающиеся только фазовым сдвигом по φ . Возьмем в качестве основной конвективной моды ${}_0\mathbf{v}_{4,2}^P$ и для аппроксимации ее кориолисова сноса используем еще две компоненты ${}_0\mathbf{v}_{5,2}^T$ и ${}_1\mathbf{v}_{3,2}^T$.

Для представления температуры были оставлены две моды: ${}_1\Theta_{0,0}$ и ${}_0\Theta_{4,2}$. Первая дает равномерное по сфере отклонение по радиусу от стационарного, вторая «запускает» основную конвективную моду.

Магнитное поле представим модами ${}_0\mathbf{B}_{1,0}^P$, ${}_0\mathbf{B}_{1,\pm 1}^P$, описывающими дипольную часть, а также пространственно связанными с компонентами скорости модами ${}_0\mathbf{B}_{5,\pm 2}^T$, ${}_0\mathbf{B}_{5,\pm 2}^P$, ${}_1\mathbf{B}_{3,\pm 2}^T$, ${}_1\mathbf{B}_{3,\pm 2}^P$, ${}_0\mathbf{B}_{4,\pm 2}^P$, ${}_0\mathbf{B}_{4,\pm 2}^T$.

Таким образом, в модели будем использовать 3 компоненты скорости, 2 – температуры, 15 – магнитной индукции. В дальнейшем число магнитных мод удастся сократить, поскольку амплитуды ${}_0\mathbf{B}_{1,\pm 1}^P$, ${}_0\mathbf{B}_{4,\pm 2}^P$, ${}_1\mathbf{B}_{3,\pm 2}^T$, ${}_0\mathbf{B}_{5,\pm 2}^T$ экспоненциально затухают.

Полученные разложения полей подставим в 1-3 уравнения системы (1), предварительно взяв в ней ротор третьего уравнения. Следуя идее метода

Галеркина, получим квадратичную систему обыкновенных дифференциальных уравнений с постоянными коэффициентами для амплитуд мод.

В этой системе проводился поиск ненулевых точек покоя при значениях физических параметров ядра, принятых в теории геодинамо: $\nu = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $k = 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, $\nu_m = 1 \text{ м}^2/\text{с}$, $\delta T = 10^3 \text{ К}$, $\beta = 10^{-4} \text{ К}^{-1}$ [3]. Оказалось, что она имеет 2 набора точек, с ненулевыми значениями амплитуд мод ${}_0\mathbf{v}_{4,2}^P$ и ${}_0\mathbf{V}_{1,0}^P$, распределенных. В пределах каждого набора отличаются комбинации знаков этих мод, что обеспечивает поддержание основной дипольной компоненты ${}_0\mathbf{V}_{1,0}^P$ и возможность ее инверсии.

Пересчет стационарных значений амплитуд в систему Си дал для конвективной моды ${}_0\mathbf{v}_{4,2}^P$ характерное значение 10^{-4} м/с , а для диполя на радиусах поверхности Земли значение порядка 10^{-5} Тл . Эти значения по порядку величин совпадают с характерной скоростью конвекции, оцениваемой по скорости западного дрейфа геомагнитного поля, и с характерной величиной наблюдаемого поля.

Таким образом, рассматриваемое маломодовое динамо, управляемое б-ячейковой конвекцией, может поддерживать магнитное поле и дает значения индукции и скорости близкие к наблюдаемым.

В заключение, автор благодарит научного руководителя Водинчара Г.М. за постановку задачи, постоянное внимание и консультации при подготовке доклада.

Литература

1. Кузнецов В.В. Анизотропия свойств внутреннего ядра Земли // УФН. 1997. Том 167, № 9. С. 1002 – 1012.
2. Водинчар Г.М., Шевцов Б.М. Маломодовая модель конвекции во вращающемся шаровом слое вязкой жидкости // Вычислительные технологии. 2009. Том 14, № 4 С. 3 – 15.
3. Reshetnyak M., Steffen B. A dynamo model in a spherical shell // Numerical Methods and Programming. 2005. Vol. 6. P. 522-532.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ГРУППЫ «ЕКИМЯТА» И ЕЕ РОЛЬ В СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ ПЕРМСКОЙ ГРАДОПРОМЫШЛЕННОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

Кубарев Владимир Григорьевич, студент, Пермский государственный университет, г. Пермь, ул.Букирева, 15, +79091105126, kubarev_vova@inbox.ru
Научный руководитель: к.ф.-м.н **Дягилев Руслан Андреевич**

В современном мире с городскими агломерациями связано очень много проблем. Не последнее место среди них занимают и проблемы естественной и техногенной сейсмичности территорий, занятых городскими и промышленными постройками (железнодорожные станции, шахты, карьеры и прочее). Одним из методов контроля сейсмической обстановки является сейсмологический мониторинг. Одной из его разновидностей является мониторинг с помощью сейсмических групп.

Территория Пермской градопромышленной агломерации с 2006 г. контролируется сейсмической группой, расположенной в районе д. Екимята. Небольшая по размерам (7 точек в радиусе 500 м) группа позволяет осуществлять мониторинг не только прилегающей территории, но и вести обработку телесеismicких событий, происходящих на расстояниях более 1000 км.

В 2005-2006 годах в рамках проекта «Мониторинг природной и техногенной сейсмичности на территории Пермской градопромышленной агломерации с целью выделения сейсмо- и геодинамически опасных зон» был проведен полный комплекс организационно-технических мероприятий по созданию системы сейсмомониторинга Пермской агломерации. Комплекс мероприятий включал выбор оптимальных мест расположения станции и сейсмической группы в плане уровня микросейсмических шумов, расчет приемлемой геометрии сейсмической группы, создание необходимой инфраструктуры (бункеры, кабельные линии связи), заказ и получение оборудования, а также пуско-наладочные работы.

Основной целью реализации проекта являлось обеспечение геодинамической безопасности ответственных промышленных и гражданских объектов на территории Пермской градопромышленной агломерации. Достижение поставленной цели планировалось осуществить путем организации высокочувствительной системы сейсмологического мониторинга г. Перми и его окрестностей, включающей четыре стационарных сейсмостанции и локальную площадную сейсмическую группу (рис. 1).

В 2005-2006 гг. был проведен полный комплекс организационно-технических мероприятий по созданию системы сейсмомониторинга Пермской агломерации:

- в юго-западной части г. Перми развернута новая сейсмическая станция «Власы», налажена передача информации с данной станции в обрабатывающий центр на базе ГИ УрО РАН;
- в 20 км к северу от г. Перми развернута локальная 9-канальная сейсмическая группа «Екимята».

В результате реализации проекта создана двухуровневая система сейсмомониторинга, включающая кроме локальной площадной группы небольшую сеть на базе четырех региональных сейсмостанции («Добрянка», «Верхнечусовские Городки», «Власы» и «Екимята»).

Теоретические расчеты показывают, что данная система обеспечивает регистрацию сейсмических событий в окрестностях г. Перми, начиная с магнитуды 0.5 (рис. 2).

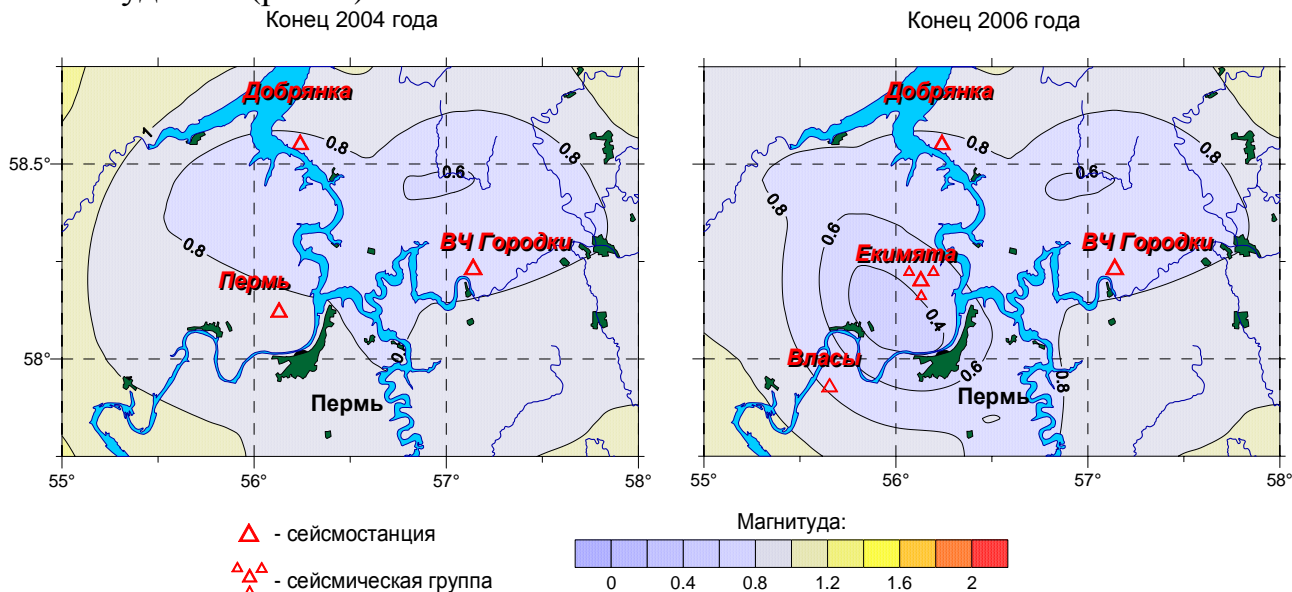


Рис. 1. Карта регистрационных возможностей региональной системы сейсмомониторинга в окрестностях г. Перми

На рис. 2 представлена конфигурация сейсмической группы «Екимята» и ее передаточная функция. На рисунке цветом показан коэффициент ослабления сигнала в зависимости от волнового числа k (чем дальше от центра, тем k больше) по двум горизонтальным осям. Волновое число есть произведение частоты сигнала и его медленности, поэтому подавление помех группой при суммировании происходит по либо за счет разницы частот, либо за счет разницы скоростей полезного сигнала и волн-помех.

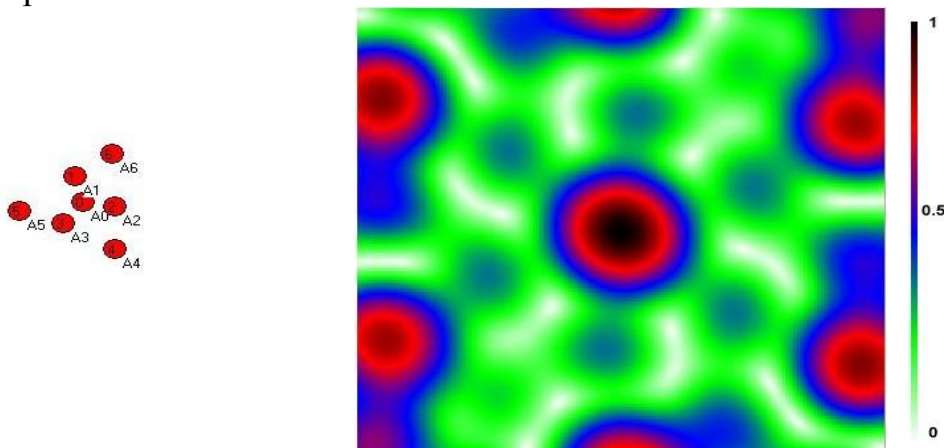


Рис. 2. Конфигурация сейсмической группы «Екимята» и её передаточная функция

Материалы, получаемые с помощью сейсмической группы, обрабатывались с помощью свободно распространяемой программы HypoLine (M. Joswig, Geophysics Institute, Stuttgart). С её помощью можно определять параметры очагов разномасштабных сейсмических явлений (от слабых локальных до самых сильных удаленных землетрясений), комплексируя методы, используемые для сейсмических групп, с методами обработки данных локальных сетей.

Для проверки предполагаемых характеристик системы мониторинга в данном районе выполнен анализ событий, зарегистрированных группой в период с 2006 г. по 2009 гг. В данном анализе учитывались все сейсмические явления от местных событий (включая взрывы на карьерах), до землетрясений на значительных расстояниях. На рис. 3, демонстрирующем результаты данного анализа, все события каталога отображены точками, а рассчитанный ранее предполагаемый уровень минимальных фиксируемых магнитуд (M_{min}) – сплошной линией. При сравнении графиков можно отметить, что нижняя граница магнитуд зарегистрированных событий практически вплотную примыкает к предполагаемой зависимости на эпицентральных расстояниях менее 80 и более 1000 км. Облако событий в диапазоне расстояний 80-500 км частично ложится ниже линии M_{min} , что свидетельствует о незначительном превосходстве реальных оценок чувствительности группы над проектируемыми.

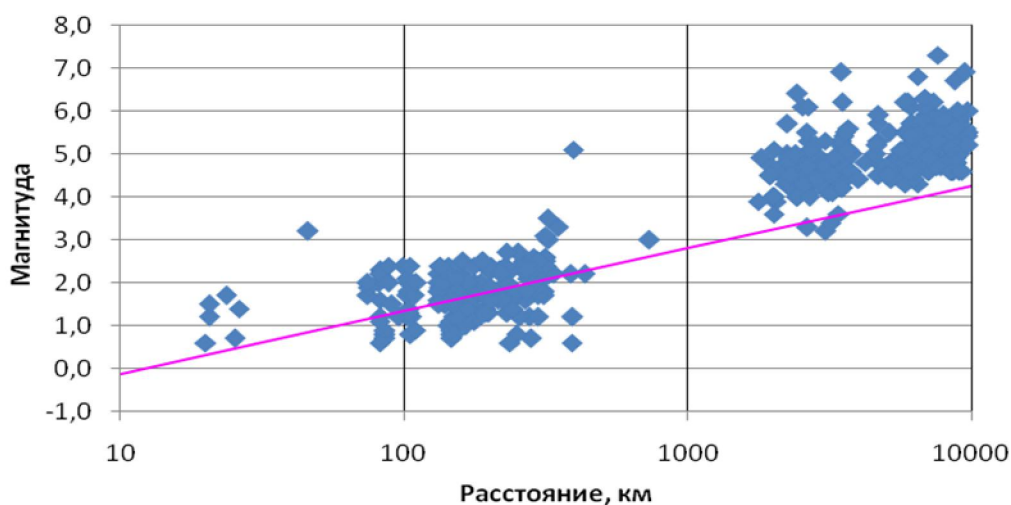


Рис. 3. Сравнение предполагаемых регистрационных возможностей сейсмической группы «Екимята» с фактическими

Таким образом, анализ каталога сейсмических событий, зарегистрированных группой, показывает, что теоретические расчеты, учитывающие средний уровень шумов и средние параметры затухания сейсмических волн на данной территории, в целом соответствуют фактическим данным, то есть проектная чувствительность группы достигнута. Учитывая, что в диапазоне расстояний 80-500 км чувствительность группы оценивается даже выше проектных величин, можно констатировать, что группа «Екимята» может использоваться для мониторинга всех событий с магнитудой 0.6 и выше в радиусе минимум 100 км.

ВЫДЕЛЕНИЕ РАССЕЯННОЙ КОМПОНЕНТЫ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ С ЦЕЛЬЮ АНАЛИЗА СВОЙСТВ КОЛЛЕКТОРА

Курашов И.А., ГОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»,
Екатеринбург

В связи с тем, что наиболее крупные и простые по строению месторождения нефти и газа уже выявлены и разведаны и при проведении поисково-разведочных работ сейсморазведка сталкивается с всё более сложным строением геологической среды, возрастают требования к точности и детальности структурных построений. Так как какие-то изменения в процессе полевых работ нежелательны, это может привести к неоправданному увеличению затрат, то очевидно, что повышение точности и детальности сейсморазведки должно происходить в процессе анализа сейсмических данных на этапе обработки сейсмической информации. Одной из таких новых технологий обработки сейсмических данных может стать технология получения временных разрезов нового видения на основе дифракционного представления о природе сейсмических волн в геологической среде.

Предметом предлагаемого исследования является оригинальный способ преобразования временных разрезов равного удаления (Бондарев и др., 2009). Полезность такого преобразования заключается в том, что с его помощью становится возможным выделение различных компонент волнового поля для получения новых изображений геологической среды. Поскольку в настоящее время практически все сейсморазведочные работы на нефть и газ ведутся по методике многократных перекрытий (ММП), то главной *целью* работы является поиск путей повышения эффективности процедур обработки данных ММП. *Актуальность* работы определяется теми перспективами, которые открывает широкое использование разрезов, изображающих различные компоненты волнового поля, для изучения сложно построенных геологических сред.

Изучение трещиноватости геологической среды является одной из важных задач при поиске, разведке и разработке углеводородного сырья. Особенно актуально ее решение для месторождений в карбонатных отложениях, поскольку здесь результаты испытаний поисково-разведочных скважин по увеличению притока нефти и дебитов добывающих скважин во многом определяются не структурным фактором, а трещиноватостью коллектора. Эта задача обычно решается путем регистрации рассеянных компонент волнового поля. Решению такого рода задач посвящены, например, работы по технологии сейсмического локатора бокового обзора – СЛБО (Кузнецов и др., 2004), а также способ МИРО (Козлов, 2006).

Поскольку рассеянные волны образуются на неоднородностях значительно меньших, чем длина волны, что соответствует размерам трещин, а открытая трещиноватость является наиболее жесткой в акустическом смысле неоднородностью то именно *рассеянные волны могут служить наиболее информативным индикатором открытой трещиноватости геологической среды* (Бондарев, 2007).

Рассмотрим ситуацию, когда в нижнем полупространстве на фоне непрерывного и плавного изменения упругих свойств среды произвольным образом расположены локальные области неоднородностей упругих характеристик, например, области резкого перепада акустической жесткости $\Delta(\rho V)$, где ρ и V – соответственно плотность и скорость распространения упругих волн в среде. Эти локальные, малые по размерам по сравнению со средней длиной волны, области резких неоднородностей сейсмических параметров можно с некоторой степенью приближения уподобить дифракторам – точечным рассеивателям сейсмической энергии.

Во всех случаях определение истинного местоположения в среде как отдельных дифракторов, так и их упорядоченной совокупности, представляет собой важнейшую задачу сейсморазведки. Ниже предлагается новый подход к задаче их локализации на базе использования стандартных данных МОГТ.

Новизной предлагаемого подхода к анализу волнового поля является то, что предлагается использовать уравнение «двойного квадратного корня» (DSR) непосредственно для нахождения трассы временного разреза, соответствующей имеющемуся в разрезе дифрагирующему объекту.

Если возвести уравнение DSR дважды в квадрат и выполнить достаточно громоздкие математические преобразования, то можно получить следующее уравнение для определения времени t_0 , соответствующего положению дифрактора на нуль-офсетном временном разрезе

$$t_0 = t_i \cdot \sqrt{\left(1 - \frac{l^2}{V^2 t_i^2}\right) \left(1 - \frac{4u^2}{V^2 t_i^2}\right)},$$

где t_i - текущее время на трассе равного удаления (РУ), l - удаление «источник-приемник», $u = x - x_D$ - относительное удаление расчетной трассы от эпицентра дифрактора.

Если к этой формуле добавить очевидное соотношение для амплитуд $A[t_0(x_D)] = A[t_i(x)]$, то приведенная формула становится искомым амплитудно-временным оператором преобразования любой трассы разреза РУ, в трассу нового временного разреза t_0 .

Данная задача в этом конкретном случае решена для метода ОСТ, но физически обоснованно использовать данный подход и для сейсмограмм ОПВ и ОПП при исследовании удаленных зон содержащих источники рассеянных волн справа и слева соответственно (Бондарев, Крылатков, 2006).

Преобразование одной трассы РУ на некоторый набор пикетов профиля МОГТ не может однозначно локализовать местоположение дифрактора. Для такой локализации нужно на каждый пикет профиля преобразовать с помощью предложенного оператора достаточно большую совокупность трасс РУ из ближайшего окружения предполагаемого дифрактора. В результате последовательного выполнения такой операции по профилю на каждом пикете профиля мы будем иметь множество преобразованных трасс. Интерференция таких серий трасс на пикетах позволяет построить преобразованный временной разрез.

Технология прошла опробование на модельных (Курашов, 2009) и экспериментальных данных.

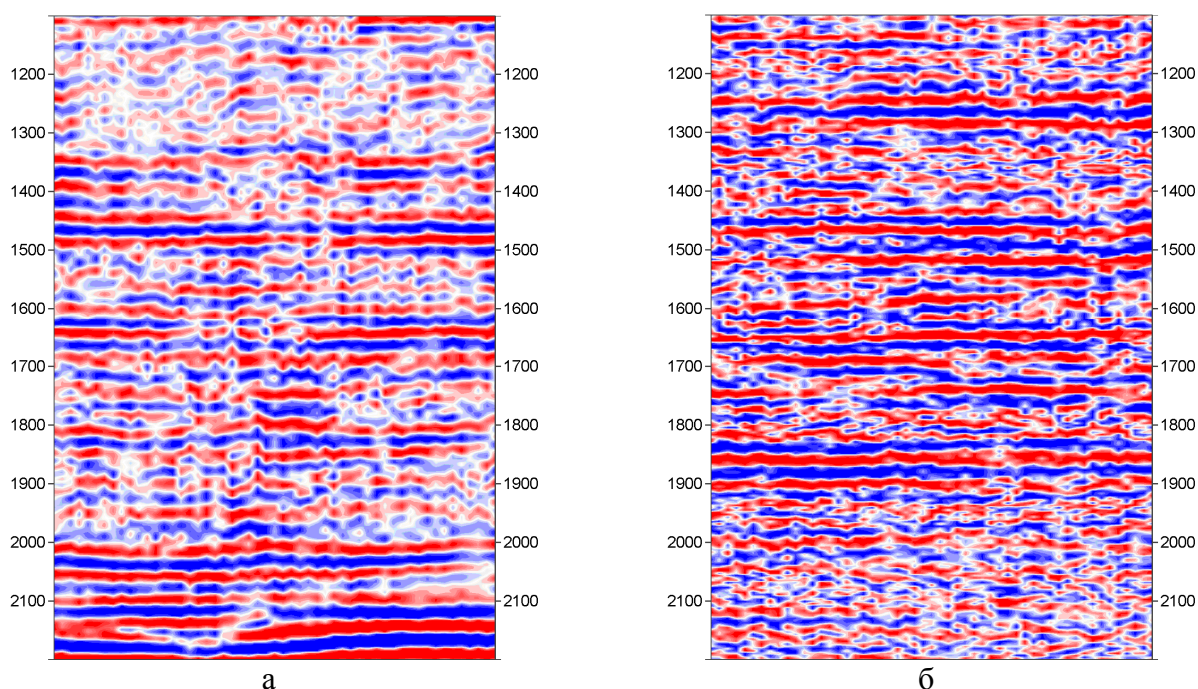


Рис.1. Сравнение стандартного временного разреза ОГТ – а и разреза полученного путем усиления рассеянной компоненты волнового поля – б

Путем выбора набора трасс, в которые пересчитывается исходная трасса, появляется возможность усилить и/или ослабить различные компоненты волнового поля. Также появляется возможность суммирования множества разрезов РУ. Выделение не только зеркальных, но и рассеянных компонент позволит получать изображения среды напрямую связанные с параметрами пласта в первую очередь с трещиноватостью и открытой пористостью.

Литература:

1. *Бондарев В.И., Крылатков С.М., Курашов И.А.* Интерференционный способ локализации дифракторов в сейсморазведке // *Материалы V научных чтений памяти Ю.П. Булашевича.* - Екатеринбург, 2009. – 51-55с.
2. *Бондарев В.И., Крылатков С.М.* Новые технологии анализа данных сейсморазведки. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. – 126с.
3. *Бондарев В.И.* Сейсморазведка. Учебник для вузов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 690с.
4. *Козлов Е.А.* Модели среды в разведочной сейсмологии. – Тверь: Издательство ГЕРС, 2006. – 480с.
5. *Кузнецов О.Л., Курьянов Ю.А., Чиркин И.А., Шленкин С.И., 2004.* Сейсмический локатор бокового обзора: Геофизика. Специальный выпуск к 40-летию ОАО «Тюменнефтегеофизика». – 17-22с.
6. *Курашов И.А.* Моделирование теоретических волновых полей вторичными источниками // *Сборник материалов X уральской молодежной научной школы по геофизике.* – Пермь, 2009. – 129-133с.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Липаев Сергей Александрович, научный сотрудник лаборатории ядерной геофизики, Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург. lipaev@rambler.ru

Исследование тепловых свойств горных пород лежит в основе применения методов геотермии при поисках, разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Данные о тепловых характеристиках пород используются для изучения естественных тепловых полей в недрах, корреляции разрезов скважин, их литологического расчленения, а также для исследования процессов теплообмена при использовании глубинного тепла Земли и решения других задач. Проблема определения тепловых свойств горных пород связана с фундаментальной проблемой оценки теплового потока, что напрямую ведет к изучению глубинного строения как отдельных регионов, так и в целом Земной коры.

К важнейшим тепловым характеристикам горных пород можно отнести теплопроводность, температуропроводность и теплоемкость.

Результаты исследования влияния давления всестороннего сжатия на тепло- и температуропроводность горных пород показаны на рис. 1–4. Измерения производились на установке, описанной в [1].

Характерным для этих зависимостей является то, что с ростом всестороннего (горного) давления при постоянной температуре тепло- и температуропроводность пород увеличиваются, причем наиболее существенно в диапазоне давлений от 0,1 до 20–30 МПа. Это обусловлено тем, что на начальном участке с ростом всестороннего давления в образцах горных пород происходит закрытие легко сжимаемых щелевидных пор, микротрещин, при этом несколько уменьшается пористость, но, главное, значительно улучшаются тепловые контакты между зернами породы. С дальнейшим ростом давления, когда большинство щелевидных пор уже закрыто, происходит сжатие скелета и уменьшение величины объема пор, однако оно мало и слабее влияет на теплопроводность, чем на контакты, поэтому тепло- и температуропроводность слабо растет по линейному закону и кривые зависимости $\alpha=f(P)$ и $\lambda=f(P)$ выполаживаются.

Таким образом, результаты исследований показывают, что повышенные температуры и в меньшей степени давление приводят к существенному изменению тепловых свойств горных пород, что необходимо учитывать в расчетах температурных полей в недрах.

Автор благодарен д.г.-м.н. Бахтереву В.В. за предоставленную коллекцию образцов горных пород дунитов.

Литература:

1. *Липаев С.А.* Аппаратура для исследования тепловых свойств горных пород при моделировании условий их естественного залегания // VIII Всероссийская научная конференция студентов-физиков и молодых ученых. Тез. докл. конференции.- Екатеринбург, 2002.- С. 625-628.

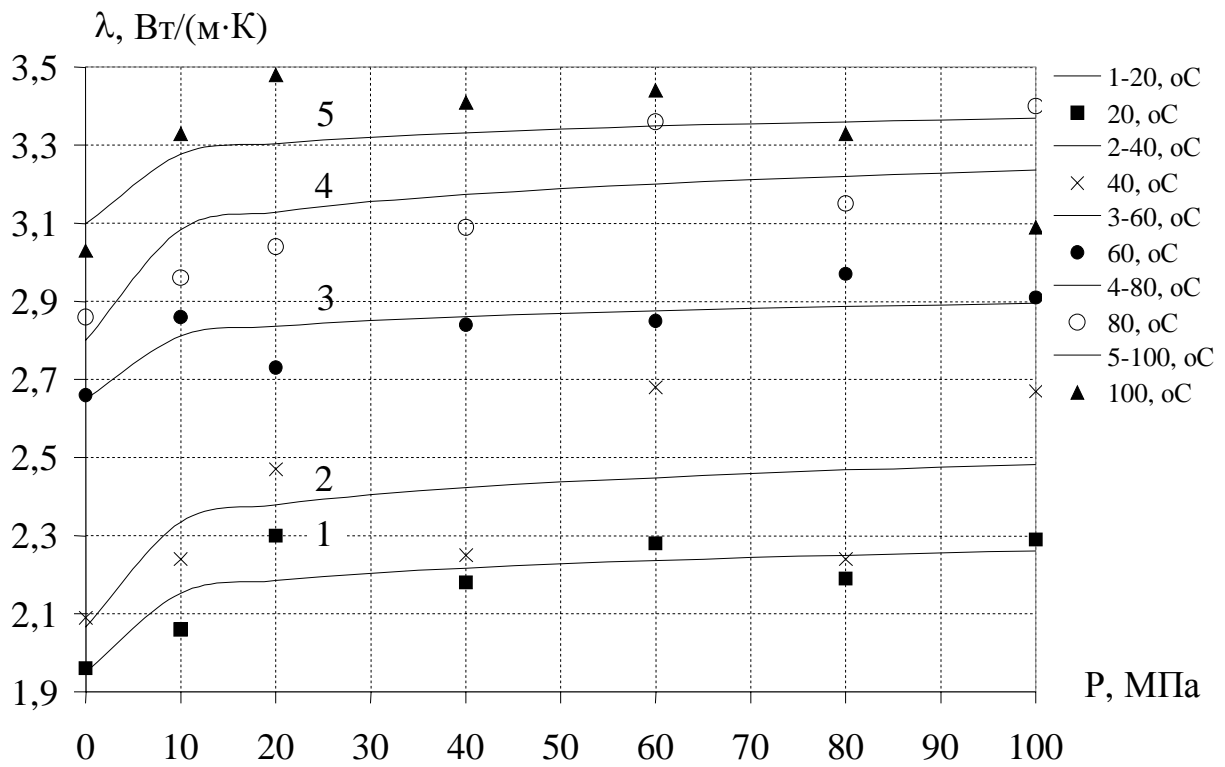


Рис.1. Зависимость теплопроводности дунита серпентинизированного (обр. 153.5) от давления

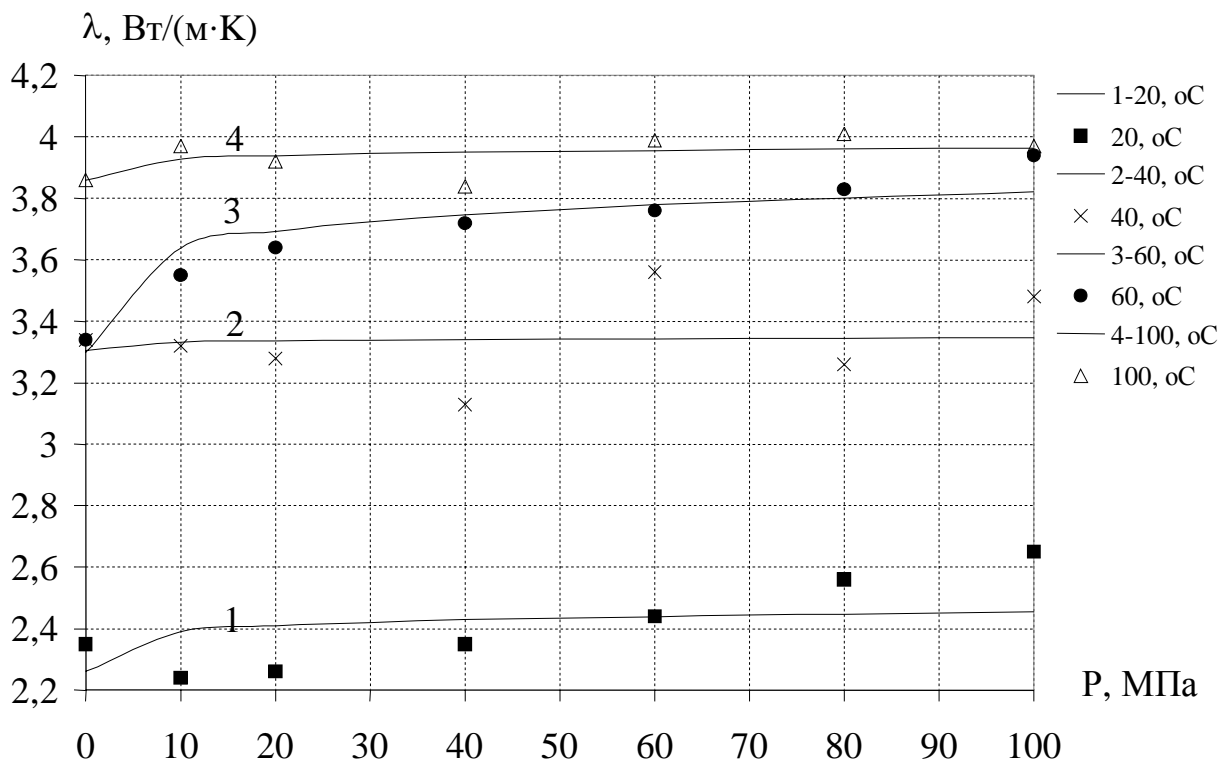


Рис.2. Зависимость теплопроводности аподунитового серпентинита (обр.303.1) от давления

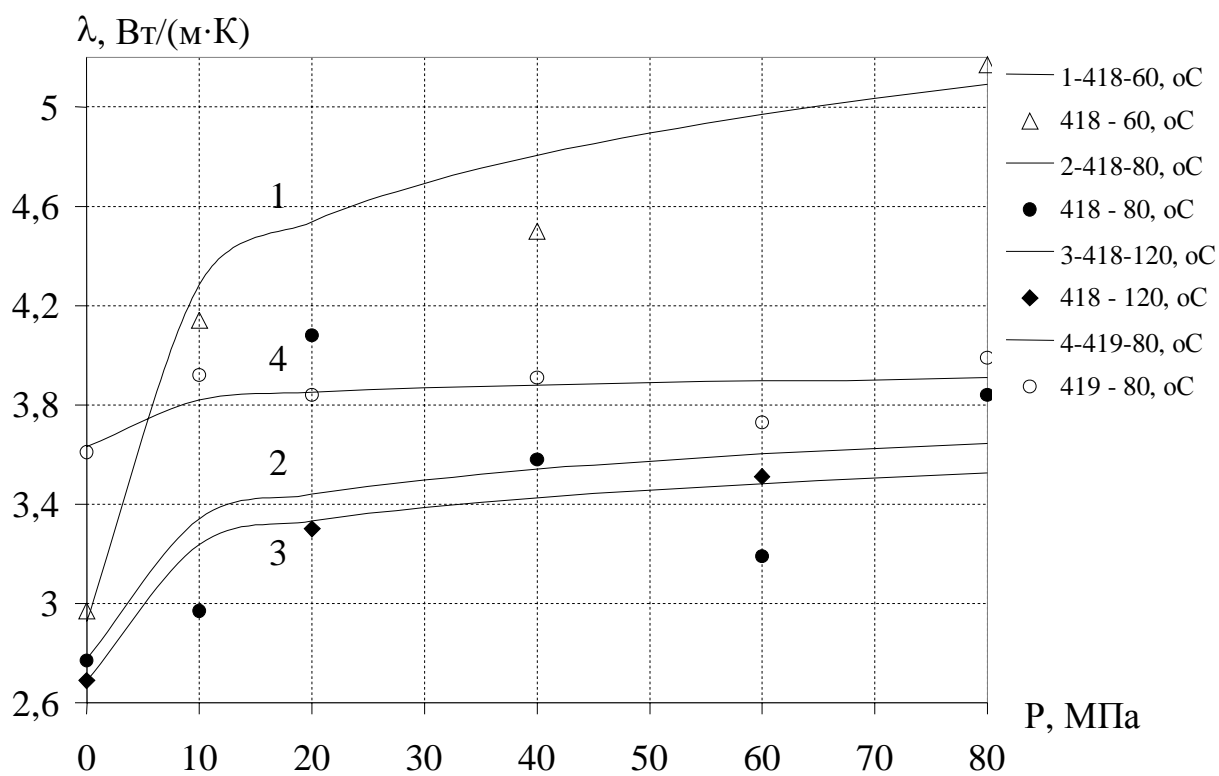


Рис.3. Зависимость теплопроводности от давления для обр. 418; 419 (известняки)

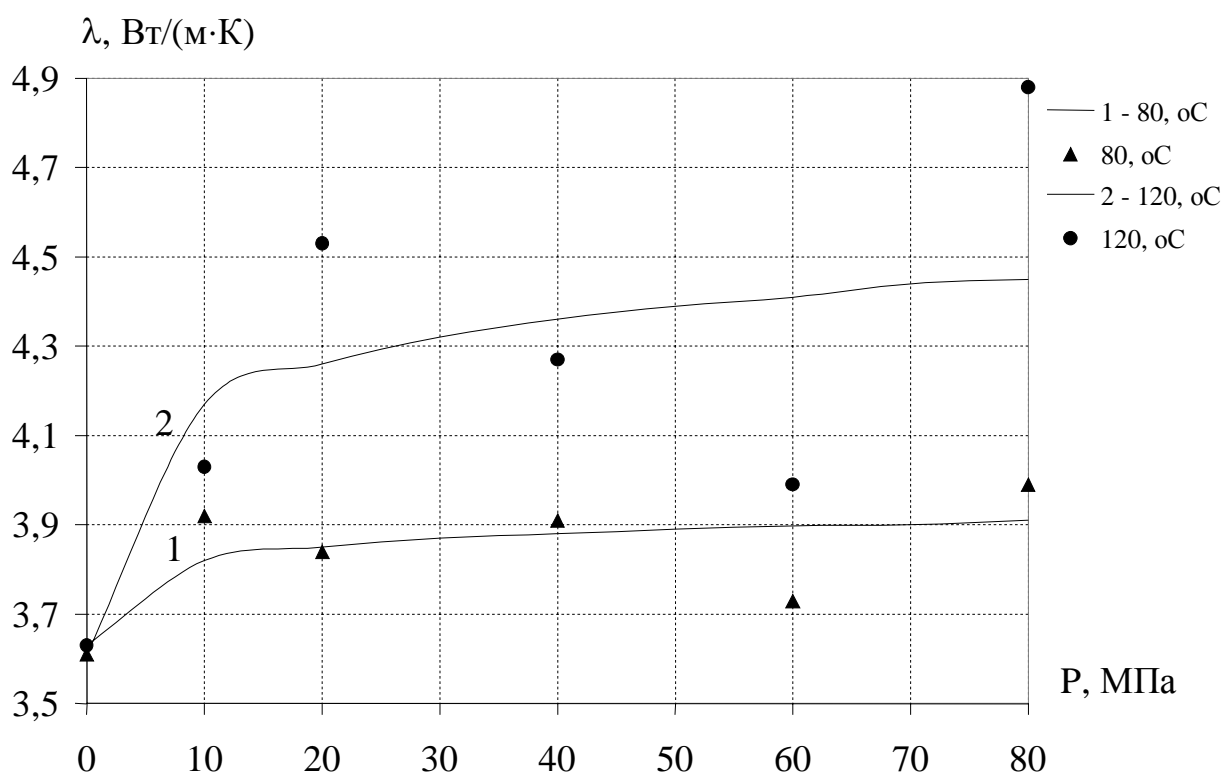


Рис.4. Зависимость теплопроводности известняка (обр.419) от давления

ПОСТРОЕНИЕ ЦИФРОВОЙ КАРТОГРАММЫ РАДОНООПАСНОСТИ ГОРОДА ЕКАТЕРИНБУРГА

Луковской Михаил Юрьевич, инженер, Институт геофизики УрО РАН
т. 8-950-20947-46, my11987@mail.ru

Климшин Алексей Валерьевич, м.н.с, Институт геофизики УрО РАН
т. 8-902-870-8-807, aklimshin@yandex.ru

Картограмма радоноопасности является наглядной и удобной для использования формой представления информации о радоноопасности территории. Она помогает сократить объем радиационного контроля, а также выбрать приоритетно обследуемые территории. Картограммы радоноопасности используются для изучения закономерностей облучения населения, проживающего на различных территориях. Они позволяют сопоставлять различные критерии оценки радоноопасности с известными значениями уровня радона в воздухе помещений и медицинскими данными о заболеваемости населения.

Картограмма – это способ изображения средней интенсивности какого-либо количественного показателя в пределах нанесенных на карте территориальных единиц штриховкой или закраской соответственно степени интенсивности показателя в каждой территориальной единице [2].

Развитие цифрового картографирования упрощает задачу составления картограмм. Оно позволяет вносить дополнения и отображать происходящие изменения на контролируемой территории (например, изменение в городской застройке в связи со сносом старых зданий и появления новых). В настоящее время актуально создание цифровой картограммы, отображающей поле распределения плотностей потока радона на территории города.

Цифровая карта (картограмма) – цифровое отображение содержания карты, записанное на магнитной ленте или каком-либо другом носителе [2]. Цифровая карта (картограмма) является динамичной геоинформационной моделью (аппаратно-программный комплекс), которая объединяет геоинформационную модель местности (ГИМ) и картографическое изображение, созданное на основе данных о пространственных объектах из ГИМ и содержащее картографические объекты, под управлением геоинформационного программного обеспечения, осуществляющего диалоговый режим взаимодействия пользователя с информацией из ГИМ.

Существуют растровая и векторная форма представления цифровой картографической информации (векторная карта) [3]. Векторная форма представления является более предпочтительной в построении цифровой картограммы, т.к. обладает необходимой разрешающей способностью для вывода на широкоформатную печать, а также более удобна для редактирования и дополнения новыми данными.

В состав работ по созданию цифровой картограммы радоноопасности г. Екатеринбурга входят сбор, обработка и анализ имеющихся в архивах специализированных организаций материалов и их уточнение путем измерений физических величин, характеризующих поле радона. Обычно полезная

информация содержится в нескольких источниках, и их обработка представляет серьезные трудозатраты.

Комплексная картографическая информация о радоноопасности содержит следующие слои нанесённые на карту города Екатеринбурга:

- слой распределения измеренных значений плотности потока радона с поверхности почвы;
- слой распределения измеренных значений объемной активности радона в почвенном воздухе;
- слой распределения измеренных значений ЭРОА радона в зданиях;
- слой распределения измеренных значений удельной активности радия-226 в грунтах;
- слой содержащий информацию о геологическом строении (включая мощность коры выветривания) и тектонических нарушениях.













Выбор геоинформационного программного обеспечения является важной частью для создания цифровой картограммы и в последствии её редактирования и дополнения.

Программное обеспечение геоинформационной системы - совокупность программ, в которых реализованы функциональные возможности геоинформационных систем и сопровождающей программной документации[4].

Для реализации проекта была использована геоинформационная система ArcView – один из трех настольных продуктов ArcGIS, семейство программных продуктов американской компании ESRI, одного из лидеров мирового рынка геоинформационных систем.

Для ранжирования критериев радоноопасности показанных на рисунке 1 приняты следующие цветовые символы обозначения уровней. (таблица 1)

Таблица 1. Категории потенциальной радоноопасности территорий. Условные обозначения.

Категория потенциальной радоноопасности территории (цвет)	ЭРОА изотопов радона, Бк/м ³	Плотность потока радона, мБк/с·м ²	ОА радона, кБк/м ³	Удельная активность Ra-226
I (зелёный)	< 25 	< 20 	< 10 	< 100 
II (жёлтый)	25-100 	20-80 	10-40 	100-400 
III (красный)	> 100 	> 80 	> 40 	> 400 

При разработке цифровой картограммы радоноопасности, с помощью инструментов программы возможны различные варианты графического отображения потенциальной радоноопасности на здания. Это дает полное представление о радоновой нагрузке и наглядную зависимость между различными подходами к оценке радоноопасности.

На сегодняшний день проект создания картограммы радоноопасности г. Екатеринбурга находится на начальной стадии. Создание картограммы необходимо как природоохранным организациям города – для выбора объема исследований в ходе инженерно-экологических изысканий, так и для населения – для повышения эффективности информирования и взаимодействия с природоохранными организациями по вопросам радиационной безопасности. На текущей стадии проведения данной работы можно выделить обстоятельства, препятствующие созданию представительной цифровой картограммы радоноопасности г. Екатеринбурга. Во-первых, оценка радоноопасности проводилась только на участках нового строительства и реконструкции старых объектов, большая часть массива накопленных данных относится к территориям новых микрорайонов города и новостроящимся зданиям. Поэтому необходимая информация на значительной части территории города отсутствует либо весьма незначительна. Во-вторых, для успешного решения данной задачи необходимо объединение усилий и накопленных баз данных всех причастных к рассматриваемой проблеме организаций и накопление данных о радоноопасности районов старой застройки.



Рисунок 1. Фрагмент территории Чкаловского района города Екатеринбурга, с обозначением цветовыми символами критериев радоноопасности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. СП 11-102-97 Свод правил «Инженерно-экологические изыскания для строительства».
2. ГОСТ 21667-76 Картография. Термины и определения.
3. ГОСТ 28441-99 Картография цифровая. Термины и определения.
4. ГОСТ Р 52438-2005 Географические информационные системы. Термины и определения.

ПОСТРОЕНИЕ БАЗОВОГО ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА В РАМКАХ ЗАДАЧИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Матюков Виталий Евгеньевич, младший научный сотрудник
Учреждение Российской академии наук Научная станция РАН в г. Бишкеке
720049, Киргизская Республика, г. Бишкек-49
телефон: 996-312-613140, факс: 996-312-611459, vitaliy@gdir.ru
Научный руководитель: д.ф.-м.н. **Спичак В.В.**

В предыдущих геофизических и сейсмологических исследованиях по изучению строения земной коры в Северо-Тянь-Шаньском регионе, на территории которого расположен пункт магнитотеллурического мониторинга Аксу, были получены первые представления о горизонтально-слоистой структуре разреза земной коры этого района и предложены одномерные горизонтально-слоистые распределения электропроводности земной коры исследуемого региона. На основе обобщения этих представлений была определена априорная информация (минимальное количество слоев разреза земной коры, ограничение на величины удельных сопротивлений слоев), необходимая для решения обратной геоэлектрической задачи в рамках исследования временной динамики геоэлектрического разреза пункта мониторинга Аксу.

В работе [Баталев и др., 1989] отражены результаты МТ-зондирований в Северном Тянь-Шане и выполнена двумерная интерпретация МТ-кривых. В синтезированной двумерной модели был получен проводящий слой в интервале глубин 30-50 км (т.е. в нижней части земной коры). Авторами было показано, что построенная двумерная модель дает модельные кривые достаточно близкие к экспериментальным, что свидетельствует о слабом проявлении регионального эффекта.

В работе [Roescker et al., 1993] авторы для исследования скоростной структуры земной коры интересующей нас зоны использовали две наиболее точно подобранные девятислойные скоростные модели до глубины 450 км. Также было показано, что одна из этих моделей подбирается наиболее точно и полученные глубины отражают среднюю глубину поверхности Мохоровичича Центрального Тянь-Шаня. В работе [Ghoze et al., 1998] использовалась восьмислойная одномерная скоростная модель изучаемой нами зоны до глубины около 60 км.

В работе [Трапезников и др., 1997] исследовались геоэлектрические региональные разрезы, построенные по профилям МТЗ, в том числе и разрез по профилю, проходящему через пункт мониторинга Аксу. В этом разрезе присутствуют: приповерхностные проводящие включения (до 100 Ом·м); вертикальные проводящие структуры (5-30 Ом·м и 200 Ом·м), расчленяющие высокоомную кору (5000 Ом·м) и проводящий слой, охватывающий нижнюю часть земной коры (25-50 км), сопротивление которого возрастает в северном направлении от 7-10 до 35-300 Ом·м.

После анализа этих работ нами было принято решение для одномерной инверсии МТ-данных в пункте мониторинга Аксу использовать эффективную кривую кажущегося сопротивления.

Выбор параметров стартового приближения для решения 1D обратной задачи, в первую очередь, количество и мощности слоев, производился на основе следующей априорной геолого-геофизической и сейсмической информации:

1. Мощность мезокайнозойских осадков в Чуйской впадине достигает 5 км в Предкиргизском прогибе и уменьшается до первых сотен метров на северо-западе и практически до нуля на северо-востоке [Баталев и др., 1989], поэтому до глубины 5 км было выбрано 3 слоя;

2. Как было показано в работе [Трапезников и др., 1997] высокоомная верхняя кора в районе пункта мониторинга Аксу достигает 25-30 км, также этих глубин достигает глубина очагов землетрясений в разломных зонах [Баталев и др., 1989], поэтому промежуток от 5 до 30 км был разбит на 4 слоя;

3. Мощность земной коры в пределах Киргизского Тянь-Шаня колеблется от 40-45 до 60-65 км [Трапезников и др., 1997], исходя из этого, а также мощностей слоев в работах Roesker et al., 1993] и [Ghoze at al., 1998] было добавлено 2 слоя до глубины 55 км.

Z, ðì	$\rho, \hat{\rho} \hat{\rho} \hat{\rho}$
0	
1	154
3	190
5	737
10	405
15	112
20	200
30	35
40	15
55	2443

Рис. 1. Базовый геоэлектрический разрез пункта мониторинга Аксу.

В результате был получен девятислойный разрез до глубины 55 км.

Далее была проведена совместная (модули и фазы) одномерная инверсия средней эффективной кривой кажущегося сопротивления (средней за 75 дней наблюдений) с помощью программы 1D-инверсии Варенцова-Голубева. На вход программы подавались значения эффективных компонент кажущихся сопротивлений и погрешности их определения. В результате был получен базовый геоэлектрический разрез пункта мониторинга Аксу (Рис. 1).

Следующий этап решения задачи магнитотеллурического мониторинга земной коры сейсмоактивной зоны Северного Тянь-Шаня будет заключаться в исследовании временной динамики геоэлектрического разреза для выявления сейсмической активности в изучаемом регионе.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю – директору ЦГЭМИ ИФЗ РАН, д.ф.-м.н. Спичаку В.В., директору Научной станции РАН в г. Бишкеке Рыбину А.К., а также Баталевой Е.А, Баталеву В.Ю., Поповой И.В. и Захаровой О.К. за постоянную помощь и ценные советы на всех этапах исследований.

Исследования проводились в рамках проекта РФФИ 07-04-00594а.

Литература

1. Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л., Голубцова Н.С., Кузнецов В.А. Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 9. С. 42-45.
2. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Волыхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С.3-20.
3. Ghose S., M. Hamburger M., Virieux J. Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan, central Asia // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B2. P.2725–2748.
4. Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y. A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L. Three-dimensional Elastic Wave Velocity Structure of the Western and Central Tien Shan // Journ. of Geophys. Research. 1993. V. 98. №B9. P.15779-15795.

РЕШЕНИЕ ПЛОСКОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ МОНТАЖНЫМ МЕТОДОМ В МОДИФИКАЦИИ РЕГУЛИРУЕМОЙ НАПРАВЛЕННОЙ РАСКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Мичурин Антон Владимирович, младший научный сотрудник,
Учреждение Российской академии наук Горный институт УрО РАН
614007, Пермь, ул. Сибирская 78 а, (342) 216-10-08, ami@59.ru
научный руководитель: **Долгаль Александр Сергеевич**, д.ф.-м.н.

Развитием теории и разработкой методов решения обратной задачи гравиметрии занимались М.А. Алексидзе, П.И.Балк, Е.Г. Булах, Г.А. Гамбурцев, В.И. Гольдшмидт, А.И. Кобрунов, В.А. Кочнев, П.С. Мартышко, В.М. Новоселицкий, Б.В. Нумеров, С.М. Оганесян, В.И. Старостенко, В.Н. Страхов, К.Ф. Тяпкин, А.В. Цирульский, С.В. Шалаев, А.А. Юньков и др.

Обратная задача гравиметрии заключается в «нахождении распределений масс по заданному гравитационному полю этих масс» [1]. Для решения нелинейной обратной задачи гравиметрии используется монтажный метод, базирующийся на конечноэлементном моделировании и не использующий

традиционных методов оптимизации.

В монтажном методе используются введенные академиком В.Н. Страховым понятия конфигурационных и сеточных распределений масс. Регулярным замощением плоскости называется представление этой плоскости некоторым числом правильных замкнутых многоугольников (элементов замощения), плотно прилегающих друг к другу по целой стороне. Конфигурационным распределением масс называется произвольная совокупность элементов некоторого нормального регулярного замощения, по каждому из которых распределены массы с ненулевой постоянной плотностью. Сеточным распределением масс называется произвольная совокупность точечных масс, сосредоточенных в узлах сетки, ассоциированной с некоторым нормальным регулярным замощением [2].

Область поиска решения обратной задачи D разбивается на совокупность монтажных элементов ω_α , некоторые из которых в процессе решения обратной задачи образуют моделируемые конфигурации Ω . Для характеристики конфигурации Ω используются термины $я[\Omega]$ «ядро», «оболочка» $о[\Omega]$ и «граница» $г[\Omega]$, графически проиллюстрированные рис. 1.



Рис.1. Графическое представление понятий ядра, оболочки и границы моделируемой конфигурации

До настоящего времени программно-алгоритмически была реализована лишь одна модификация монтажного метода – регулируемая направленная кристаллизация (РНК) [3]. В докладе будет представлен другой вариант решения обратной задачи гравиметрии монтажным методом – регулируемая направленная раскристаллизация (РНРК).

В простейшей постановке обратной задачи для изолированного тела Ω^T известной плотности $\sigma^T > 0$, решения обратной задачи при раскристаллизации состоит в том, чтобы, отправляясь от заданной связной конфигурации Ω^0 , заведомо включающей в себя аномалиеобразующий объект, выстроить конечную последовательность конфигураций $\Omega^1, \Omega^2, \dots, \Omega^n$, имеющую пределом некоторую область Ω^n , поле которой при подобранной плотности σ^n

согласуется с наблюдаемым гравитационным полем. Очередное приближение к модели Ω^i , $i=1,2,\dots,n$ в данном случае образуется путем удаления из $\Gamma[\Omega]$ одного элемента ω_α , минимизирующего невязку наблюдаемого и модельного полей ε . Для каждой «пробной» конфигурации Ω^i вычисляется свое значение плотности σ^i . С увеличением числа итераций n монотонно возрастает плотность модели, критерием достижения решения является условие $\sigma^n \approx \sigma^T$.

Алгоритм раскристиализации, был программно реализован автором с использованием системы объектно-ориентированного программирования Delphi 7.0.

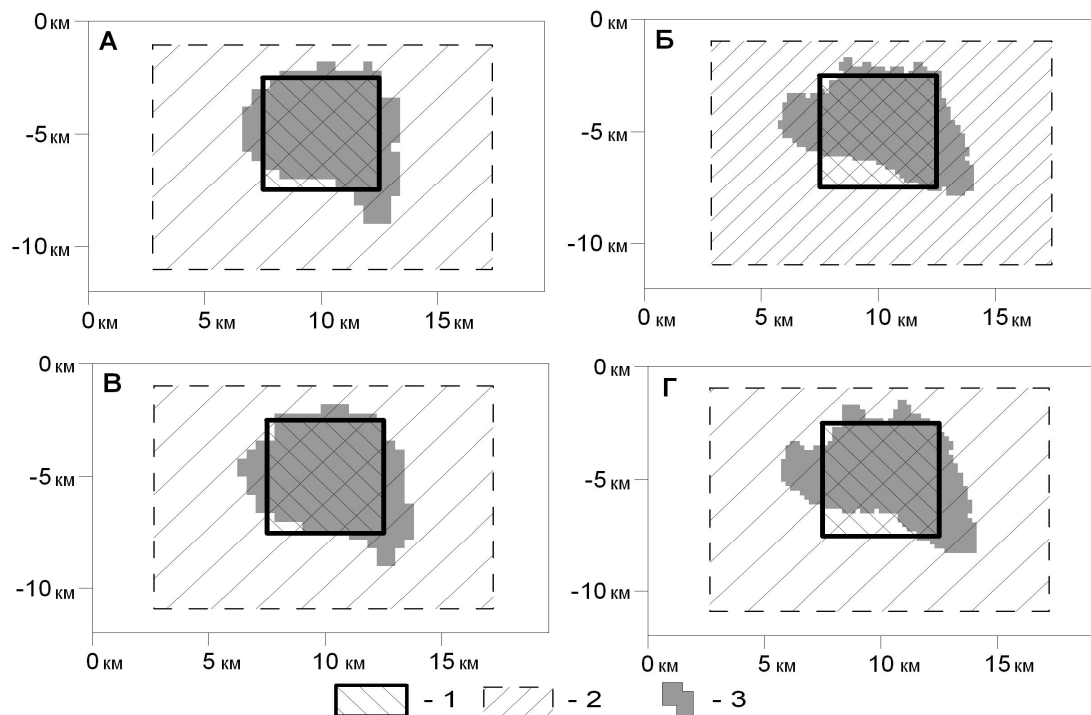


Рис. 2. Модельный пример: результаты решения обратной задачи по «наблюдаемому» полю без помехи: А – при $L = 400$ м; Б – при $L = 200$ м; результаты решения обратной задачи по «наблюдаемому» полю, осложненному помехой с нулевым средним и среднеквадратическим отклонением ± 0.5 мГал: В - при $L = 400$ м; Г - при $L = 200$ м. 1 – аномалиеобразующее тело Ω^T ; 2 - начальная конфигурация Ω^0 ; 3 – подобранная конфигурация Ω^n .

Примечание: L – размер стороны элемента замощения; невязка полей в задачах А, Б составляет ± 0.27 мГал, в задачах В, Г - ± 0.32 мГал

В модельном примере источником гравитационного поля Δg являлась призма размером 5×5 км, имеющая плотность 0.2 г/см³. Начальная конфигурация Ω^0 - прямоугольник размером 15×10 км. Элементы замощения – квадраты со сторонами 400 и 200 м. Значения «наблюдаемого» поля лежат в диапазоне от 2.8 до 12.4 мГал. Результаты, представленные на рис. 2 свидетельствуют об достаточно высокой устойчивости алгоритма относительно изменений размеров элементов замощения и относительно помех в исходных данных.

Итерационный процесс решения обратной задачи иллюстрирует рис. 3.

Как очевидно, на его отдельных этапах возможно незначительное возрастание невязки полей ε , связанное с дискретным характером преобразования носителя масс.

Монтажный метод в модификации РНК способен учитывать разнообразную априорную информацию о форме аномалиеобразующих тел. Однако, в отличие от РНК, в данном случае информация о предельных размерах объектов и их эшелонировании по глубинам может быть учтена уже на самом начальном этапе, при построении конфигураций Ω^0 . Дальнейшей задачей автора является реализация модификации РНК в трехмерном варианте.

Автор выражает особую благодарность за оказанную помощь доктору физико-математических наук А.С. Долгалю и доктору физико-математических наук П.И. Балку.

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).

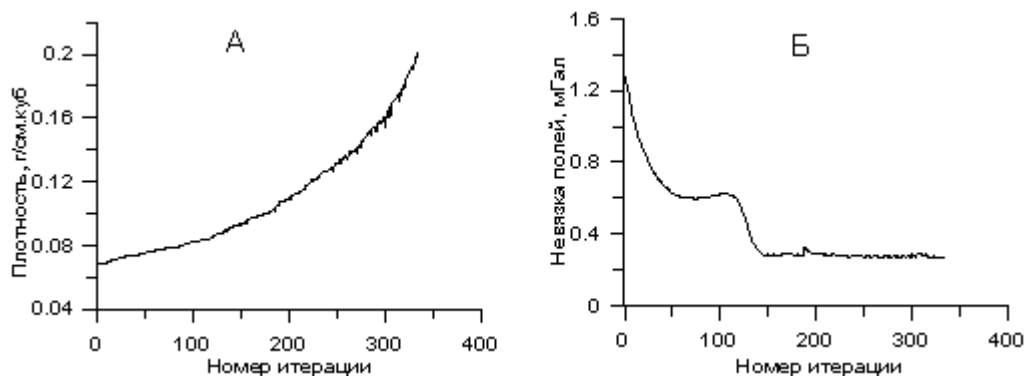


Рис. 3. Характеристики итерационного процесса для решения обратной задачи, представлено на рис.2.А: А - изменение плотности подбираемого объекта; Б - изменение невязки исходного и модельного полей (в евклидовой метрике)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гравиразведка: Справочник геофизика. М. :Недра. 1981 г. 397 с.
2. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 344-347.
3. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Резервы повышения эффективности автоматизированных систем интерпретации гравиметрических данных (гарантированный подход и монтажные технологии решения обратных задач) // Геоинформатика. 2009. № 3. С. 30-36.

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ ПО МАТЕРИАЛАМ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ

Морозов А.Н., Институт экологических проблем Севера УрО РАН,
г. Архангельск, 163000, Наб. Северной Двины, 23, vif@atnet.ru

Сектор сейсмического мониторинга Севера Русской плиты Геофизической службы РАН, г. Архангельск, 163000, Наб. Северной Двины, 109,
arh-seismo@yandex.ru

С 1994 года, когда постановлением Президиума РАН были сформированы Геофизическая служба РАН (ГС РАН) и Геофизическая служба Сибирского отделения РАН, начался этап возрождения и развития сети сейсмических станций на территории РФ. При активном содействии ГС РАН стали развиваться региональные сейсмические сети не только в сейсмоактивных регионах, но и на платформенных территориях, особенно на территории Восточно-Европейской платформы [1].

Связано это с тем, что в настоящее время геолого-геофизические исследования земной коры вплотную подошли к проблеме изучения особенностей геодинамики платформ и блоков земной коры, как во внутренних частях, так и в зонах их сочленения. Также следует отметить, что исследование сейсмического режима территорий, считающихся сейсмически слабоактивными, представляется существенным и в связи с размещением на них промышленных и военных объектов высокого экологического риска.

С 2003 г. в кооперации ГС РАН с Институтом экологических проблем Севера УрО РАН развивается Архангельская сейсмическая сеть, включающая в настоящий момент 7 цифровых сейсмических станций. Небольшой период времени функционирования сети показал, что тектонические события на территории севера Русской плиты происходят крайне редко, в отличие от событий, источник которых имеет нетектоническую природу. Такие события обусловлены различными природными и техногенными процессами, поэтому условно их можно разделить на две группы – природные и техногенные.

К природной группе нетектонических событий, имеющих местно на севере Русской плиты, можно отнести морозобойные удары [2,3]. Подобные явления сопровождаются очень сильной акустической волной и могут быть записаны только ближайшими к месту событий сейсмологическими станциями. Как отмечается в работах [2,4], морозобойные удары не являются редким явлением, они известны и на территории Фенноскандии, в том числе в Южной Финляндии, на Карельской перешейке и в г. Петрозаводске. Имели место примеры, когда морозобойные удары вызывали в деревнях сотрясения с интенсивностью до 4-5 баллов [2]. На территории Архангельской области морозобойные удары регистрируются на записях станций «Тамица» (побережье Белого моря), «Климовская» (озеро «Святое») [3].

Техногенная группа нетектонических событий довольно представительна как по видам источников, так по количеству событий. Ярким примером подобных событий служат промышленных взрывы, производимые в карьерах. Они присутствуют практически в каждом регионе и довольно хорошо изучены, поэтому подробно на них останавливаться не будем.

К техногенной группе можно также отнести чрезвычайные ситуации (ЧС) различного рода, которые имели сейсмический «отклик» в среде. Так, на территории г. Архангельска произошло два взрыва газа в жилых домах и один

взрыв на плашкоуте (рис. 1а-в) [5]. Сравнение сейсмических записей этих взрывов на вертикальном и одном из горизонтальных каналов показало, что они имеют очень схожую структуру: содержат группы волн Pg, Sg и поверхностной волны Релея Rg, но различаются длительностью и частотно-амплитудным составом этих волн, обусловленных особенностями их возбуждения.

В получении информации о кинематических и динамических параметрах таких ЧС очень заинтересованы правоохранительные органы и МЧС, поэтому проведение сейсмического мониторинга в пределах платформ должно быть также ориентировано и на решение задач сейсмологии чрезвычайных ситуаций [5].

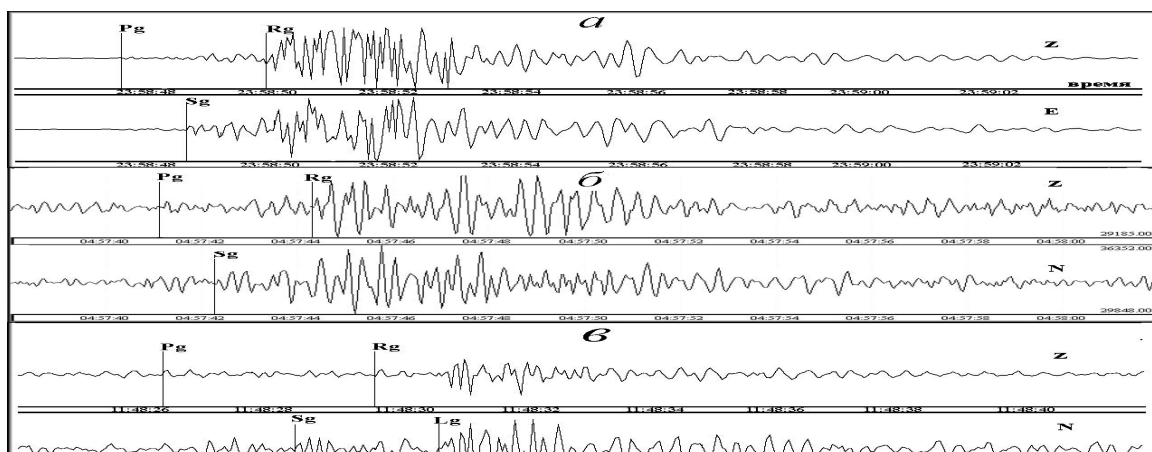


Рис. 1 – Техногенные взрывы в г. Архангельске: а-в – сейсмограммы волн Pg, Sg, Rg от техногенных взрывов в домах на ул. Сов.Космонавтов, ул. Гагарина и на плашкоуте «Вайново»

В качестве следующего примера нетектонического события на территории севера Русской плиты можно привести падение ракеты «Булава» в результате неудачного запуска, произведенного с подводной лодки 25 октября 2006 г в 13ч28м34с (время по Гринвичу) [5]. В результате анализа сейсмической записи станции «Тамица» были получены координаты места падения ракеты ($\varphi=63.70^\circ$ с.ш., $\lambda=36.64^\circ$ в.д.), которые, в свою очередь, были переданы в региональное отделение МЧС (Карелия). Анализ координат мест падения по станциям «Тамица» и «Петрозаводск» позволил сотрудникам МЧС найти обнаруживать ракету.

Сейсмической станцией «Пермилово» Архангельской сети регистрируются также запуски ракет с космодрома «Плесецк». Сейсмический отклик среды представляет собой акустические сигналы. Было показано [6], что акустические волны, генерируемые при запусках ракет, состоят из прямой и отраженной от верхней границы инверсионного слоя волн. Появление и интенсивность отраженной волны тесно связано как с расположением слоя температурной инверсии в атмосфере, так и с его мощностью.

Непосредственно на территории Архангельской области находится район падения первых ступеней ракет запускаемых с космодрома. Сейсмический отклик от падений ступеней периодически регистрируются станцией «Лешуконское» [5]. Локализация подобных событий имеет большое значение для экологических исследований.

В статье в сжатой форме описаны только самые интересные примеры нетектонических событий, зарегистрированные сейсмическими станциями Архангельской сети. Подобных примеров, особенно нетектонической природы, множество. И число их уменьшаться не будет, а наоборот, прогнозируется рост [5]. В этой связи, наличие в области сейсмических станций позволяет решать широкий круг задач по мониторингу подобных ситуаций, и результаты мониторинга могут быть полезны таким ведомствам как МЧС, Минобороны, ФСБ и МВД.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн.1 Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 14-66.
2. Шаров Н.В., Никонов А.А., Французова В.И., Щукин Ю.К., Сыстра Ю.Й. Нетектонические землетрясения 2003-2004 годов в Северной Карелии и Онежской губе Архангельской области // Строение, динамика и минерагенические процессы в литосфере: Матер. одиннадцатой межд. научной конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 390-392.
3. Французова В.И., Ваганова Н.В., Конечная Я.В. Временная структура высокочастотных шумов юго-западной части Архангельского региона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Матер. Третьей междунар. сейсм. школы. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 193-197.
4. Никонов А.А. Нетектонические землетрясения Восточно-Европейской платформы // Природа, 1995, №10. С.26-38.
5. Французова В.И., Юдахин Ф.Н., Морозов А.Н., Николаев А.В. Сейсмичность Архангельской области: контроль природных и техногенных катастроф и процессов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология, 2009, № 4. С. 330-339.
6. Морозов А.Н. Французова В.И. Анализ структуры поля акустической волны, индуцированной при запусках ракет с космодрома «Плесецк» // Геологические опасности. Материалы XV Всероссийской конференции с международным участием. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2009 г. С. 312-315.

ТРЕХМЕРНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ПОИСКА ПЛАСТОВЫХ НАКЛОННЫХ ОБЪЕКТОВ

Москаленко Ольга Геннадьевна, инженер

ФГУП СНИИГГиМС, 630091, г. Новосибирск, ул. Красный пр. 67

тел. (383) 221-49-47, (383) 221-49-80, факс (383) 221-49-47

KateSib@rambler.ru,

Метод вызванной поляризации (ВП) очень эффективен при картировании рудных и угольных месторождений, а также может широко применяться при поисках других месторождений полезных ископаемых. При этом распределения измеренных полей имеют сложную конфигурацию. Только с использованием аппарата трехмерного математического моделирования можно достаточно точно восстановить по ним морфологию поисковых объектов.

В данной работе рассматривается метод расчета и исследуются процессы ВП в сложнопостроенных трехмерных средах, содержащих поляризующиеся объекты наклонной формы. Источником возбуждения электрического поля является вертикальная токовая линия.

Поле ВП $V^{ВП}$ в расчетной области вычисляется следующим образом

$$V^{ВП} = \sum_k \alpha_k \beta_k(t) W_k^{ВП},$$

где α_k - коэффициент начальной поляризации k -го поляризующегося слоя или объекта Ω_k , $\beta_k(t)$ - параметр спада ВП для Ω_k , $W_k^{ВП}$ - поле начальной поляризации, которое вычисляется для каждой поляризующейся подобласти Ω_k следующим образом [1]:

$$-div(\sigma grad W_k^{ВП}) = -div(\delta_k \sigma grad V^{ПП}), \quad \Omega = \bigcup_k \Omega_k,$$

с однородными краевыми условиями первого и второго рода, $V^{ПП}$ - основное поляризующее поле.

Вычислительная схема решения основывается на применении метода конечных элементов (КЭ) с использованием сеток, состоящих из шестигранных КЭ. В работе разработан и реализован алгоритм автоматического построения трехмерной конечноэлементной сетки для сложнопостроенных областей, содержащие наклонные и пластовые тела, что позволяет исследовать и изучать процессы ВП в средах с различными наклонными объектами, находящимися в системе синклинальных или антиклинальных складок, что может соответствовать рудным или угольным месторождениям.

В работе исследована возможность определения по значениям параметра поляризуемости формы наклонных объектов в горизонтально слоистых средах при возбуждении поля точечным источником на примере реальных геоэлектрических разрезов, соответствующих обстановке при поисках угольных пластов.

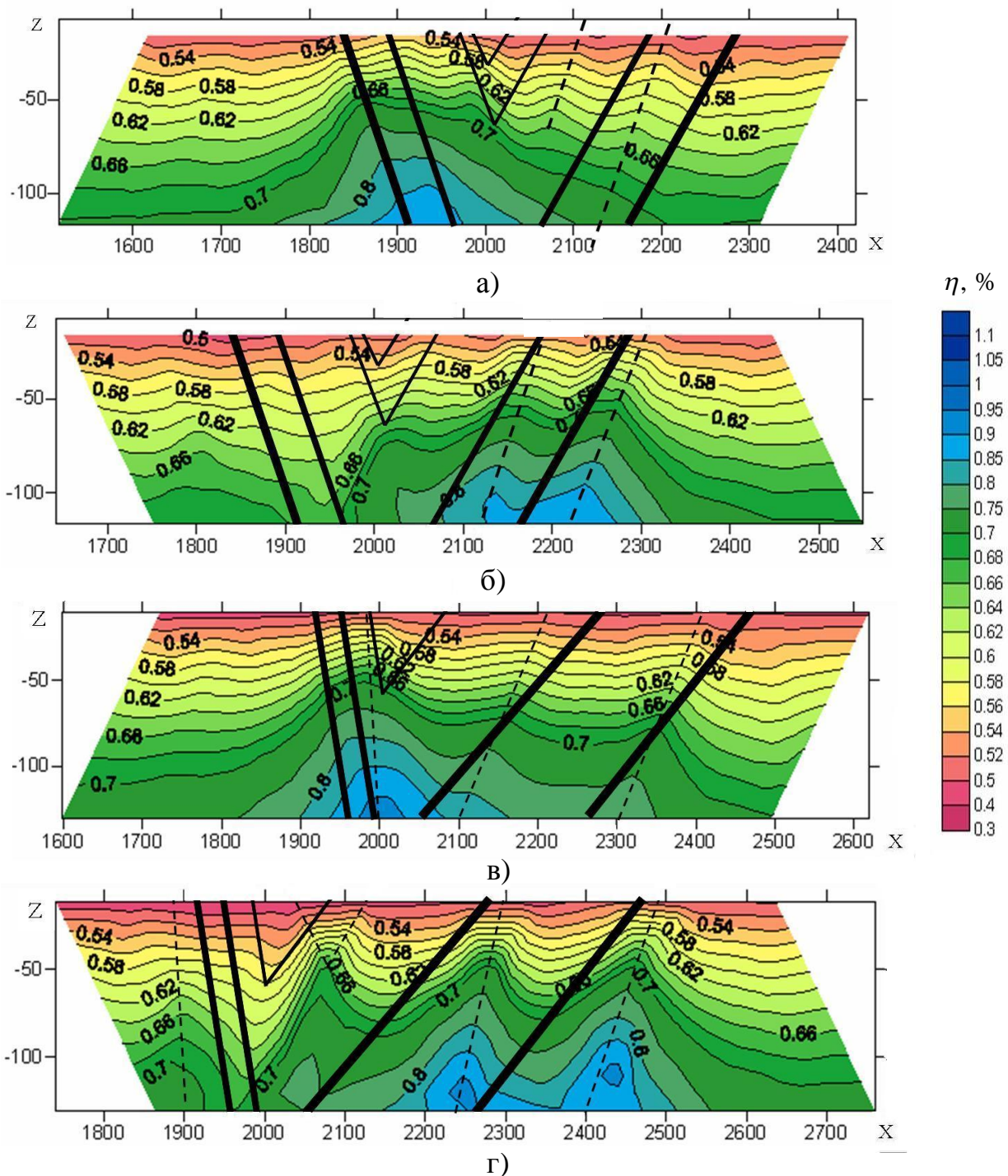


Рисунок 1. Изолинии параметра поляризуемости для системы синклинальных складок, построенные для модели 1 (а,б) и модели 2 (в,г)

а), в) при измерениях в левую сторону от ЦЭ;

б), г) при измерениях в правую сторону от ЦЭ;

Рассмотрим среду, включающую угольные пласты, отличающиеся по поляризуемости от вмещающей среды, залегающие в системе синклинальных складок. В качестве источника используется центральный электрод. Среда описывает следующий разрез: $H_1 = 10$ м, $\rho_1 = 20$ Ом·м, $\eta_1 = 1\%$, $H_2 = 990$ м, $\rho_2 = 200$ Ом·м, $\eta_2 = 2\%$.

Рассмотрим модель 1 наклонных угольных пластов с мощностью 10м, 5м, 8м и 17м, залегающие под углами 60^0 и 45^0 относительно дневной поверхности и имеющие сопротивление $\rho = 2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и поляризуемость $\eta = 6\%$.

На практике строят разрезы значений поляризуемости в нижнее полупространство (плоскость XZ). При этом каждую точку измерения проецируют на соответствующую глубину по радиус-вектору относительно положения ЦЭ под определенным углом [2]. Изолинии, представленные на рисунке 1 (а,б), отдельно построены для правых и левых приемных линий относительно ЦЭ. На рисунках сплошными линиями показано истинное расположение объектов. Если на практике расположение объектов определять визуально, без использования математического моделирования, т.е. по изолиниям так, как это показано на рисунке пунктирными линиями, то это может приводить к ошибочному определению наклона объекта.

Расположение объектов с меньшей толщиной при используемых параметрах многоканальной установки по данной картине изолиний выделить невозможно. Для их отображения необходимо изменить длину приемных линий и разнос питающих электродов.

Аналогичный расчет был проведен для подобной модели 2, с наклонными объектами, располагающимися под углами 75^0 и 30^0 . Также показано истинное положение объектов (рис 1в, 1г). Пунктирными линиями показано положение, которое определяют на практике, что также неверно.

Таким образом, для определения формы объектов и наклона данных объектов необходимо проведение серии трехмерных расчетов для системы наклонных объектов, залегающих под разными углами. Истинный наклон объектов необходимо определять по совпадению полученных расчетных значений с измеренными.

Литература:

1. Моисеев В.С., Рояк М.Э., Соловейчик Ю.Г. Математическое моделирование процессов вызванной поляризации в сложных средах для токовой линии с заземленными электродами // Сиб. журн. индустр. математики. 1999. Т. 2, №1. С. 79-93.
2. Моисеев В.С., Паули Н.И., Токарева М.Г. Изучение пространственного положения наклонных пластовых объектов по параметрам поляризуемости и электрического сопротивления // Разведка и охрана недр. - 2007 г. - №8. - С. 73-74.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, к.т.н., доценту М.Г. Персовой, а также к.т.н., доценту М.Г. Токаревой за помощь и ценные советы.

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ГИС ДЛЯ РЕШЕНИЯ
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**
Муллагалева Н.Р., инженер-геофизик, ОАО НПП «ВНИИГИС»

г. Октябрьский, Горького 1

научный руководитель: **Давыдов Ю.Б.**, профессор, доктор физ-мат. наук

В настоящее время, в условиях экономического кризиса и снижения объемов геофизических работ, направленных на поиски и разведку полезных ископаемых, всё больше становятся востребованными задачи инженерной геологии. Проблема строительства за последние годы стала особенно актуальной в связи с широким освоением для промышленного, гражданского, гидротехнического, линейного и мелиоративного строительства площадок, расположенных в сложных инженерно-геологических условиях. Применение современных методов ГИС для решения задач инженерной геологии позволяет повысить информативность получаемых данных.

В настоящее время инженерная геология занимает совершенно определенное положение в науке о Земле и является одной из двух главных её составляющих. И действительно, где бы в нашей стране или в других странах ни проводились геологические исследования - на суше или на море, они всегда направлены на решение одной из двух основных задач:

- 1) выявление, разведку и промышленную оценку месторождений полезных ископаемых - рудных, нерудных, угля, нефти, газа и подземных вод;
- 2) изучение и оценку геологических условий строительства различных сооружений.

Заметим, что уже теперь на отдельных территориях России, как и во многих странах Западной Европы и Америки, если и продолжаются геологические исследования, то они связаны только с решением инженерно-геологических задач, так как выявление и промышленная оценка месторождений полезных ископаемых на этих территориях (на данном уровне развития науки и техники) уже завершены. Необходимо ясно представлять, что такая тенденция в развитии геологических работ будет сохраняться и впоследствии.

Одними из главных задач инженерно-геологических исследований (изысканий) является:

1. выявление и прогноз опасных инженерно-геологических явлений (трещин) и оценка влияния этих явлений на проектируемое сооружение;
2. определение физико-механических характеристик грунтов строительной площадки для проектирования и расчета сооружения.

Определение элементов залегания пластов и выделение трещин методом бокового сканирующего каротажа (БКС).

Сканирующий боковой каротаж является модификацией бокового каротажа и обеспечивает определение распределения удельного электрического сопротивления горных пород, как по оси, так и по радиусу фокусированной зондовой установкой. В настоящее время этот модуль выпускается диаметром 48 и 76 мм. В скважинном приборе диаметром 76 мм установлен инклинометр, что позволяет определять элементы залегания пластов по азимутальной неоднородности электрических свойств горных пород. Конструкция прибора позволяет использовать его в наклонных и горизонтальных скважинах.

Использование метода БКС для решения таких сложных инженерно-геологических задач, как выделение маломощных трещиноватых коллекторов, выделение субвертикальных трещин, пластовой наклонотрии и трещинометрии позволяет выявить опасные для строительства зоны.

В силу высокой вертикальной и азимутальной разрешающей способности БКС на разверстках удельных сопротивлений четко фиксируются эллипсы, образуемые пересечением со скважиной плоскостей кровли и подошвы пласта параметры которых определяются значениями элементов залегания пласта по известным технологиям. Наличие в комплексе БКС инклинометрических датчиков позволяет определить истинные элементы залегания пласта.

Наибольший интерес по результатам обработки представляют данные о распределении частоты азимутов падения пластов и распределение частоты углов падения пластов в зависимости от угла падения. Если первая информация представляет интерес по ориентации углов падения пластов в пространстве, то вторая представляет интерес с точки зрения выделения единичных трещин и выявления опасных круто падающих пластов. Пласты с наклоном 0° - 5° обусловлены структурными признаками, от 5° - 20° обусловлены текстурно-структурными особенностями осадконакопления. Наиболее опасны пласты с углом наклона более 45° .

На рис.1 показан пример выделения трещиноватости. Единичная крутопадающая протяженная трещина, секущая скважину с запада на восток, зарегистрирована в интервале 1269-1277 м. Выше нее (1266-1269 м) отмечается трещина меньшего размера, ниже (1277-1284 м) - система трещин.

Расчет физико-механических свойств пород .

Расчет физико-механических свойств пород проводится по методике, разработанной во ВНИИГИС. В основу методики положены результаты детального анализа и последующего статистического обобщения материалов исследования параметрических скважин методом АК (АК по скорости, АК по затуханию), изучения по действующим ГОСТам свежих образцов керна в полевых лабораторных условиях.

Упругие динамические модули определяются по данным АК и ГГКП с помощью известных из теории механики сплошных деформируемых сред соотношений. При отсутствии данных о скорости поперечных волн используются зависимости V_s от V_p , полученные для различных диапазонов скоростей и литологических разностей. Модуль слойчатости - трещиноватости $M_{ст}$ получен с помощью эмпирического уравнения связи для слоек и трещин с различным заполнением по V_p и коэффициенту затуханию с учетом частотного коэффициента регистрирующей акустической аппаратуры.

Расчет прочностных свойств при сжатии и растяжении осуществляется по уравнениям многомерных связей (коэффициент корреляции 0.9, среднеквадратическая погрешность 10%), которые учитывает анизотропные свойства пород (φ^0) и степень их слойчатости – трещиноватости.

МАГНИТОМЕТРИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЕЛЕНИЙ ЭПОХИ БРОНЗЫ

Муравьев Л.А., Бебнев А.С., Хрущева В.В., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Малоглубинные геофизические методы в настоящее время активно используются при археологических исследованиях для выявления остатков искусственных древних сооружений в верхней части геологического разреза. Мощность разреза, интересующая археологов, колеблется от первых десятков сантиметров до десяти метров. Культурный слой, расположенный в этом интервале глубин содержит остатки многовековой деятельности человека и характеризуется искусственно переработанными грунтами. Его физические свойства сильно изменчивы и могут быть изучены геофизическими методами.

На первоначальном этапе геофизических исследований на археологических памятниках используется магнитометрия по причине достаточной информативности, оперативности и экономичности [1]. Особенности зарубежной технологии магнитометрической съемки в археологии [3] – применение современных высокопроизводительных оверхаузеровских, квантовых, феррозондовых магнитометров и осуществление съемки в непрерывном режиме, одним прибором, с измерением только вертикального градиента магнитного поля. Количественная интерпретация таких данных затруднена и, как правило, не проводится. В ходе качественной интерпретации особенности аномального магнитного поля отождествляются с отдельными объектами – это рвы со стенами вокруг поселений, остатки хозяйственных построек, хозяйственные ямы, очаги, печи.

Разработана поэтапная технология магнитометрических исследований археологических памятников, опробованная на примере поселений бронзового века Журумбай, Коноплянка и Ольгино. На Южном Урале известно около сорока таких археологических комплексов, принадлежащих синташтинской культуре и объединенных общим названием «Страна городов» [4]. Большинство из них открыто по результатам дешифрирования аэрофотоснимков.

Поселения Каменный Амбар (Ольгино), Журумбай и Коноплянка расположены вдоль реки Карагайлы-Аят в Карталинском районе Челябинской области. На первом из них институтом истории и археологии УрО РАН проводятся раскопки. Культурный слой памятника сильно насыщен остатками обожженной глины. Ее максимальная концентрация фиксировалась вдоль оборонительной стены изнутри и немногим меньше – снаружи, продукты горения прослеживались на склоне и по дну рва. Стена поселения шириной по основанию 4-5 м сложена из почвенных и глиняных блоков. Контраст в магнитных свойствах отдельных объектов археологического памятника позволяет уверенно выделять магнитные аномалии от древних построек и провести их интерпретацию.

При магнитометрических работах использовались отечественные магнитометры-градиентометры POS [7], и канадский градиентометр Scintrex

SM-5 [2]. Перед проведением магнитной съемки с помощью металлодетектора была проведена очистка участка от техногенного железного мусора, наличие которого могло значительно исказить картину распределения магнитных аномалий от древних объектов. Участки съемки были разбиты на планшеты с размерами 20×20 м. Съемка проводилась по предварительно подготовленной сети наблюдений с детальностью 0.5×0.5 м.

При использовании непрерывного режима измерений из-за движения датчика производится осреднение значений за время единичного измерения. Кроме того, отсутствует жесткая привязка измерений магнитного поля к точкам пространства. Вследствие этого происходит «размытие» аномального эффекта. Дополнительные погрешности в наблюдения вносит изменение высоты наблюдений при ходьбе с прибором. Поэтому измерения производились нами с остановкой датчика прибора над измеряемой точкой. При такой методике увеличивается время выполнения съемки, но это позволяет уменьшить погрешность измерений до ± 1 нТл.

Измерения модуля полного вектора магнитной индукции выполнялись на высотах 0,2 м и 2 м от поверхности земли. В измеренные значения вносились поправки за вариации магнитного поля [5]. Данная методика позволяет получать карты вертикального градиента индукции магнитного поля и карты абсолютных значений модуля индукции на двух уровнях. Это позволяет более надежно выполнять разделение источников магнитных аномалий по глубине.

На поселении Ольгино детальные магнитометрические исследования проводились нами с целью выявления и картирования отдельных объектов – остатков жилищ, печей, хозяйственных ям, фортификационных сооружений и других построек в зоне предполагаемого входа внутрь поселения. Магнитное картирование выполнялось до проведения раскопок и позволяло археологам выбрать наиболее интересные для вскрытия участки памятника. На предназначенных к раскопкам участках проводилась детальная магнитометрическая съемка по сети 20×20 см.

Укрепленное поселение Журумбай многоугольной формы, площадью около 1,5 га открыто по результатам дешифровки аэрофотоснимков в 1987 г [4]. В настоящее время на поверхности контуры поселения не прослеживаются из-за многолетней распашки земли под посевные культуры. Поэтому точное местоположение памятника удастся установить только в результате магнитометрической съемки.

Поселение Коноплянка имеет прямоугольную форму с закругленными углами. Размеры - около 140 метров по меридиану и 80 метров по широте. В настоящее время на местности рельеф поселения почти не просматривается, за исключением невысоких валов, оставшихся от западной и северо-западной оборонительных стен, границы памятника не устанавливаются [4]. В результате выполненной нами магнитной съемки, удалось точно привязать на местности расположение поселения и получить более детальную информацию о его архитектуре.

На всех исследуемых участках четко выделяются протяженные аномалии, соответствующие стенам поселений, и окружающим их рвам. Наиболее

интенсивные аномалии, изометричной формы, размерами до пяти метров соответствуют очагам. Более детальный анализ магнитной карты позволяет проследить границы между отдельными помещениями внутри памятника, особенности строения стен, рвов и других объектов.

Моделирование источников некоторых интересных аномалий возможно с применением метода А.В.Цирульского [8]. Оценивается глубина и интенсивность намагниченности объектов, слагающих стены поселений. Кроме того, выполняя моделирование, можно разбраковывать аномалии, источниками которых являются геологические объекты – сильномагнитные породы [5]. Интерпретация результатов магнитометрической съемки с учетом данных других малоглубинных геофизических методов позволяет восстановить архитектуру, особенности строения и построить пространственную модель территории археологического памятника, не охваченной раскопками.

Авторы выражают благодарность коллегам по данной работе, сотрудникам института геофизики УрО РАН, к.ф.-м.н Носкевичу В.В и д.ф.-м.н. Федоровой Н.В.

Список литературы.

1. Geophysical Survey in Archaeological Field Evaluation. English Heritage, 2008.
2. Scintrex SM-5 NAVMAG specifications // Canada, Scintrex 2007. URL: http://www.scintrexltd.com/documents/Scintrex_SM5BrochureNewSwoosh.pdf
3. Smekalova T.N., Voss O., Smekalov S.L.. Magnetic survey in archaeology. 10 years of using of Overhauser GSM-19 gradiometer. SPb.: Publishing house of Polytechnic University. 2005. 68 p
4. Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим – Страна городов: Пространство и образы (Аркаим: горизонты исследований). «Крокус», «Южно-Уральское книжное издательство», Челябинск, 2007. 260с.
5. Муравьев Л.А. Носкевич В.В., Федорова Н.В. Результаты магнитометрических исследований археологических памятников эпохи Бронзы на Южном Урале. Уральский геофизический вестник, №1(14). Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 44-49.
6. Сапунов В.А., Савельев Д.В., Денисова О.В., Киселев С.Е., Денисов А.Ю., Сабанин А.А. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры: возможности и перспективы в области геологоразведки // Геологической службе России 300 лет. Международная геофизическая конференция: Тез. докл.- С.-Петербург, 2000. С.290-292.
7. 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.

ПОСТРОЕНИЕ ТОМОГРАФИЧЕСКОЙ ТРЕХМЕРНОЙ ПЕТРОМАГНИТНОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ГАЙОТОВ ВУЛКАНОЛОГ И КОЦЕБУ (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)

Новикова Полина Николаевна, младший научный сотрудник
Горный институт УрО РАН, 614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78а
т. 216-10-08, polina@mi-perm.ru
научный руководитель: д.ф.-м.н. Долгаль А.С.

В настоящее время активно ведутся научно-исследовательские работы по оценке и освоению ресурсов континентального шельфа и Мирового океана. Методами морской геофизики интенсивно изучались многочисленные гайоты Магеллановых гор, расположенные в пределах средней части Восточно-Марианской котловины. Это связано с тем, что на их склонах и вершинах обнаружены значительные скопления железомарганцевых образований – корок и конкреций, представляющих в будущем значительный промышленный интерес.

В данной работе представлены результаты, освещающие глубинное строение гайотов Вулканолог и Коцебу, которые были исследованы во время проведения 13 рейса научно-исследовательского судна (НИС) «Вулканолог» в 1986 г., в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов», а также при проведении исследований на судах Мингео СССР [4].

Исходными данными для интерпретации явились аналоговые наблюдения магнитного поля ΔT_a и эхолотные промеры (батиметрия).

В качестве основного метода интерпретации применялась компьютерная (или вычислительная) томография, которая позволяет получать приближенное послойное распределение физических свойств горных пород и строить трехмерные модели геологической среды [2]. Отличительной особенностью метода является возможность изучать геологические объекты, используя минимум априорной информации об их геометрических и физических параметрах, что особенно привлекательно для малоизученных и труднодоступных территорий.

Наряду с широко известной сейсмической томографией, интенсивно разрабатывается томографический анализ геопотенциальных полей, в котором выделяются два подхода – фильтрационный и аппроксимационный [1]. В первом случае тем или иным способом выделяются «разноглубинные» составляющие из наблюденного гравитационного поля, во втором – строятся пространственные распределения масс (плотностей) $\sigma = \sigma(x, y, z)$, в той или иной степени отражающие основные особенности структурно-тектонического строения изучаемого объекта [2]. К методам фильтрационной томографии относится векторное сканирование, реализованное в компьютерной технологии VECTOR, созданной в Горном институте УрО РАН под руководством В.М. Новоселицкого. Примером аппроксимационной томографии является технология разделения источников гравитационного поля по глубине и построения эффективных геоплотностных моделей, разработанная в Институте геофизике УрО РАН под руководством П.С. Мартышко.

Результаты батиметрии показали, что изучаемые нами гайоты состоят из двух плосковершинных построек, разделенных седловиной, с глубиной залегания вершин порядка 1200-1300м. Магнитные аномалии гайотов имеют обратную полярность: интенсивность отрицательных аномалий ΔT_a над вершинами гайота Вулканолог достигает 1000 –1200 нТл, а над вершинами гайота Коцебу - 400 –600 нТл. Столь интенсивные аномалии магнитного поля могут быть вызваны лишь вулканическими породами, слагающими ядро гайота, а рифогенные известняки и Fe-Mn корки существенного влияния на структуру магнитного поля не оказывают [4].

Была выполнена оцифровка карт изодинам магнитного поля ΔT_a . Значения поля были интерполированы с помощью пакета Surfer методом крайгинга в узлы квадратной сети 500×500м. Полученные данные были аппроксимированы эквивалентными источниками в программе Appm со среднеквадратической погрешностью $\pm 0,1$ нТл. Затем с использованием построенной аппроксимационной конструкции, в той же программе магнитное поле было пересчитано в верхнее полупространство на ряд уровней h с шагом по высоте 500 м (до максимальной высоты 5500 м). Такая трансформация является, по сути, фильтром низкой частоты, в котором с увеличением высоты пересчета магнитные аномалии убывают, главным образом, в зависимости от глубины залегания возмущающего объекта. В первом приближении можно считать, что результаты пересчета магнитного поля на высоту h практически исключают влияние источников, лежащих выше эффективной глубины $H_{эф}$. Аномальный эффект горизонтального слоя горных пород, расположенного между глубинами $H_{эф1}$ и $H_{эф2}$, отождествляется с разностью пересчитанных вверх полей $T_{h1} - T_{h2}$, $h_2 > h_1$ [3]. Таким образом, было выполнено разделение магнитного поля на «разноглубинные» составляющие.

Результаты трансформации магнитного поля ΔT_a оказались слабо дифференцированными из-за сильного влияния низкочастотной составляющей (регионального фона). Для получения более отчетливо выраженных локальных аномалий была вычислена вертикальная производная геомагнитного поля $\partial T_a / \partial z$. Данные $\partial T_a / \partial z$ подверглись процедуре трехмерного «разноглубинного» преобразования, описанной выше. Следует отметить, что характер взаимосвязи между разностными компонентами полей $(\partial T_a / \partial z)_{h1} - (\partial T_a / \partial z)_{h2}$ и петромагнитными параметрами разреза остается линейным.

Далее набор трансформант $\partial(\Delta T_a) / \partial z$ был объединен в куб данных (3D-диаграмму) с использованием шкалы эффективных глубин: $H_{эф} = -h$. Параметр $H_{эф}$ не является истинным значением глубины, т.к. возможности процедуры разделения разноглубинных источников поля при пересчете в верхнее полупространство ограничены. Визуализация 3D-диаграммы вертикальных производных магнитного поля $\partial(\Delta T_a) / \partial z$ была произведена в программном пакете TecPlot 9.0, в результате было охарактеризовано пространственное распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$ гайотов Вулканолог и Коцебу (рис. 1). В TecPlot есть функция построения разнонаправленных сечений 3D-диаграммы, что дает возможность детального анализа полного объема данных как по отдельным разрезам, так и по их совокупности.

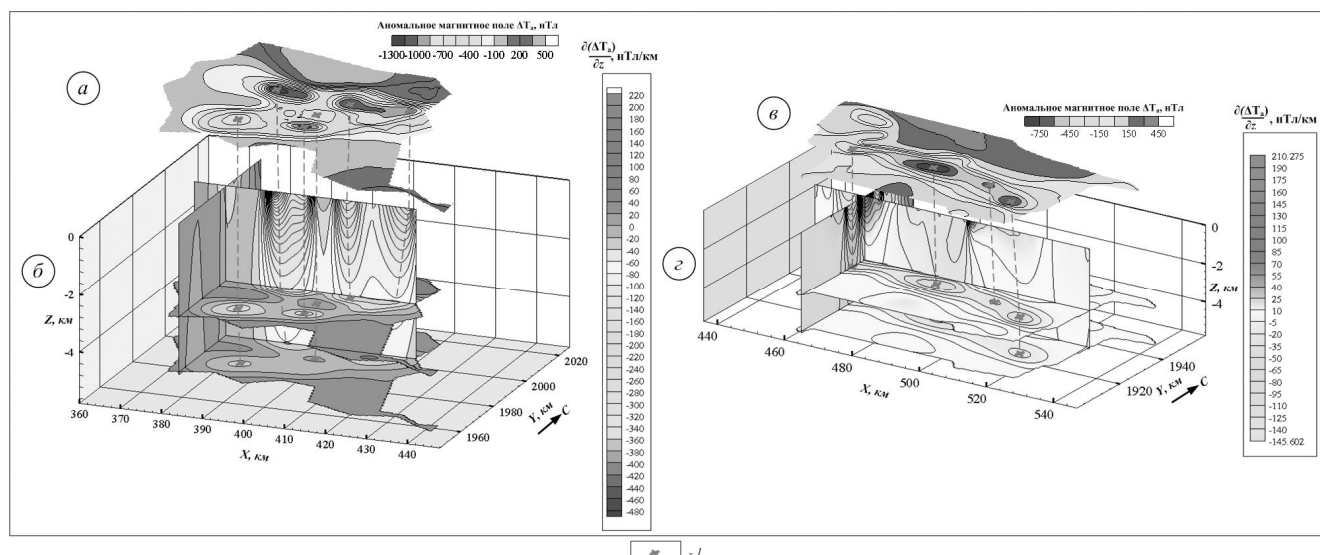


Рис. 1. Карты изолиний аномального магнитного поля ΔT_a (а, в) и ортогональные сечения 3D-диаграмм эффективной намагниченности горных пород (б, з) гайотов Вулканолог (I) и Коцебу (II).

I – эпицентры магнитных аномалий.

Томографическое моделирование гайотов Вулканолог и Коцебу выявило ряд геомагнитных неоднородностей, характеризующихся различной эффективной намагниченностью. Отрицательные аномалии $J_{эф}$ преимущественно отвечают вершинам гайотов, а положительные – седловинам. Вероятной причиной последнего является то, что в седловинах и впадинах между гайотами по разломам могли внедряться глубинные интрузии, обладающие повышенной намагниченностью. Ряд аномалий намагниченности имеют субвертикальный характер, большинство из них прослеживается на всю глубину исследования. Обратная намагниченность является характерной особенностью пород жерловых фаций. Этим на качественном уровне подтверждается многожерловая структура вулканических аппаратов центрального типа. В результате применения томографической интерпретации магнитного поля отчетливо выделяются и прослеживаются на глубину подводящие каналы, по которым происходили излияния лавы.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 09-3-А-08-427).

Литература:

1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва, 2003. С. 20.
2. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. «Гравитационная томография» – практика, опережающая теорию? // Геоинформатика, Киев, 2009, №3. С. 1-9.

3. Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л. О разделении источников гравитационного поля по глубине // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» № 1(20)'2002. www.scTis.ru/russian/cp1251/h_dTTTms/1-2002/scpub-7.htm#beTin
4. Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. №1. С.103-126.

АФТЕРШОКОВЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Очковская Марина Георгиевна

инженер Байкальского филиала Геофизической Службы СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

тел. (3952) 511231, факс (3952) 426018, kustova@crust.irk.ru

Научный руководитель: к.г.-м.н. **Радзиминович Н.А.**

с.н.с. Института земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: nradzim@crust.irk.ru

Проявления сейсмичности в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) достаточно разнообразны. Часто обычный ход сейсмичности осложняется группирующимися сейсмическими событиями, к которым относятся афтершоковые и роевые последовательности. Цель данной работы заключалась в анализе афтершоковых серий за 1982-2008 годы. Выбор данного периода времени обусловлен тем, что афтершоки до 1982 г. были охарактеризованы в ключевой по данной теме монографии Н.В. Солоненко и А.В. Солоненко (*Солоненко, Солоненко, 1987*). Однако, за последующие годы произошло несколько сильных событий, сопровождавшихся афтершоками, кроме того, изменения в системе наблюдений (переход на цифровую регистрацию землетрясений) позволили вовлечь в анализ более слабые события. В настоящий момент без пропусков регистрируются землетрясения с $K_{\min}=7$, а в некоторых районах представительным классом является $K_{\min}=6$.

На предмет наличия афтершоков, начиная с представительного класса, рассматривались землетрясения с $K \geq 12.5$ (рисунок). Почти все они сопровождались повторными толчками. Как и следовало ожидать, наибольшее количество афтершоков наблюдалось у сильнейших толчков (с $K \geq 14$), кроме Еловского землетрясения 29.06.1995 г. с $M_w=5.8$ с эпицентром на границе Тункинской и Торской впадин юго-западного фланга БРЗ. Данное событие произошло в области сейсмического «молчания» или затишья и сопровождалось единичными слабыми событиями к западу от эпицентра главного толчка. К тому же они произошли несколько в стороне от него, что в работе (*Голенецкий, 2001*) дало основания усомниться в их афтершоковой природе.

Затухание афтершоков со временем для большинства рассмотренных серий типично и аппроксимируется степенной функцией с показателем близким к -1. Однако, в некоторых случаях наблюдаются вторичные афтершоки, вызванные достаточно сильными повторными толчками. В таких

случаях режим афтершоковой серии усложняется, ее длительность увеличивается.

В целом, длительность афтершоков колеблется от нескольких дней до пары месяцев для более слабых землетрясений, и от нескольких месяцев до нескольких лет для событий с $K \geq 14$. Среди последних выделяются землетрясения с аномальным сейсмическим режимом. Это долгоживущие (более десяти лет) серии, которые можно охарактеризовать как активизацию локального объема земной коры. Она заключается в том, что со временем афтершоковая активность переходит в роевой характер. На фоне такой активности время от времени возникают достаточно сильные землетрясения. Яркими примерами таких землетрясений служат Бусийнгольское событие 27.12.1991 г. ($M_w=6.3$) и Чаруодинские толчки 10.11.2005 ($M_w=5.8$) и 11.12.2005 г. ($M_w=5.6$).

Большее влияние на характер афтершоковых серий оказывает конкретная сеймотектоническая обстановка, в которой они произошли. Так, продолжительность и мощность афтершоковых серий для равных по магнитуде Южно-Байкальского и Кичерского землетрясений значительно различается. Южно-Байкальское землетрясение сопровождалось меньшим количеством повторных толчков (около 1000) и уже через четыре месяца активность вернулась к фоновому уровню. Оно произошло по внутривпадинному, относительно непротяженному разлому, в результате чего произошло опускание локального объема земной коры (*Радзиминович и др., 2006*). Кичерское же землетрясение характеризовалось большим количеством афтершоков (более 6000) и большей площадью эпицентрального поля. Продолжительность активизации продолжалась несколько лет. Данное событие вызвано подвижкой по разлому более высокого ранга, формирующему южную границу Кичерской депрессии. Кроме того, в механизме его очага присутствовала значительная сдвиговая компонента (*Мельникова и др., 2007*), что, по-видимому, и привело к наблюдаемым различиям в развитии афтершоков.

Что касается анализа геометрии афтершоковых полей, то корректно судить об этом не позволяет точность определения координат землетрясений. В большинстве случаев форма эпицентральных полей афтершоков имеет эллипсовидную форму. Главный толчок располагается, как правило, на краю поля. Наиболее изученным в этом отношении является Култукское землетрясение 2008 г., для регистрации афтершоков которого были выставлены временные станции. Результаты релокализации показали, что гипоцентры афтершоков образуют несколько кластеров в окрестностях главного толчка, а в эпицентральной области выделяется несколько полос, маркирующих активизированные разломы (*Арефьев и др., 2009*).

В ряде случаев наблюдается возникновение парных событий. Под таковыми понимаются достаточно сильные толчки близкой магнитуды, произошедшие фактически в одном месте, но разделенные некоторым временным интервалом (от месяца до полугода). При этом они определяются как независимые главные толчки со своими афтершоками. Такие события, подобные Чаруодинским землетрясениям или Чарским, отражают специфический характер накопления и высвобождения энергии в локальном районе.

В ходе анализа афтершоковых последовательностей БРЗ выявлено, что их поведение (длительность, количество повторных толчков, площадь и геометрия эпицентрального поля) зависит, помимо величины магнитуды, от сеймотектонической обстановки.

В работе использованы каталоги Байкальского филиала ГС СО РАН. Автор выражает благодарность Н.А. Радзиминович и Н.А. Гилевой за постановку задачи и помощь в работе.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МК-628.2009.5 и программы Президиума РАН 16.8.

1. Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А. и др. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35. № 4. С. 5-15.
2. Голенецкий С.И. Обзор сейсмичности: Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГС РАН, 2001, с.68-75.
3. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилёва Н.А., Чипизубов А.В., Добрынина А.А. Активизация рифтовых процессов в Северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г.) // Физика Земли, 2007., №11. С.3-20.
4. Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сеймотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли, 2006, № 11, с. 44-62.
5. Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987, 91с.

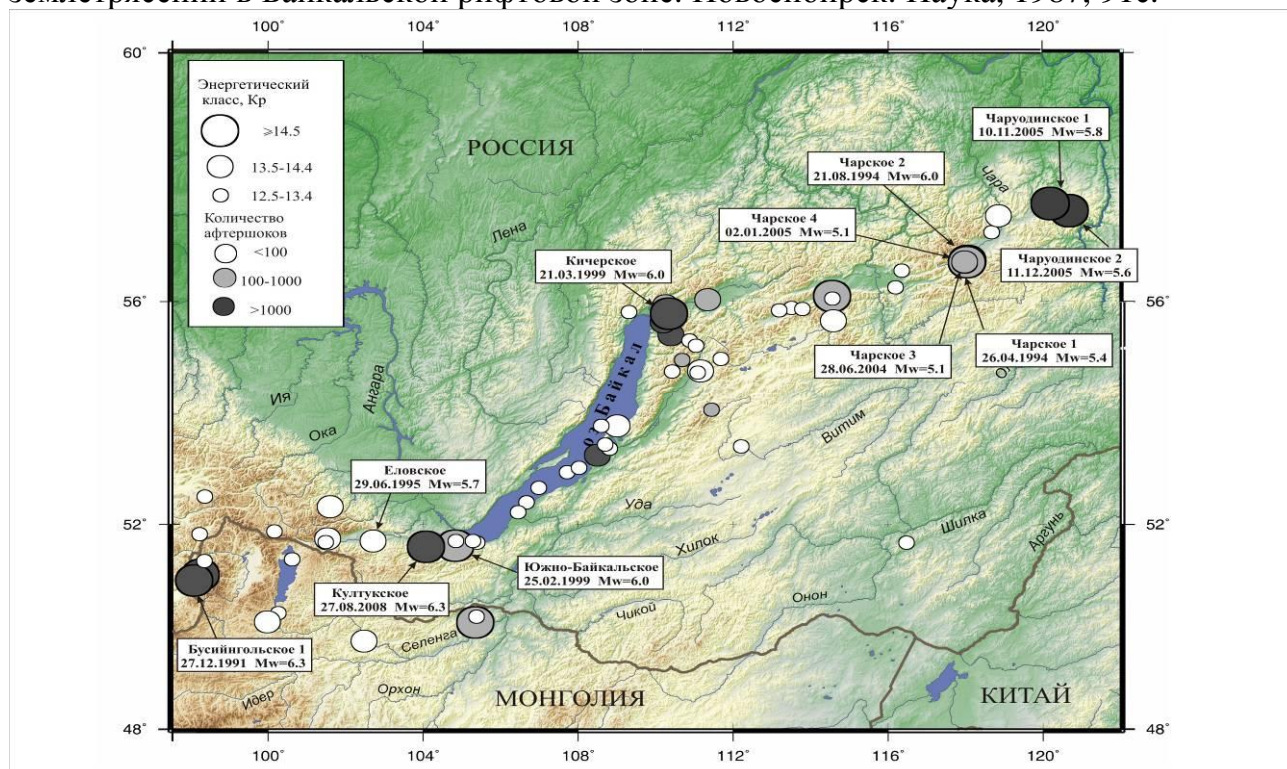


Рис.1. Карта эпицентров землетрясений, анализируемых в данной работе. Подписаны землетрясения, упоминающиеся в тексте. Значения моментных магнитуд взяты из каталога Гарвардского Университета (HRVD).

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
УЛКАНСКОГО ПРОГИБА
(ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ)**

Песков А.Ю., м.н.с., Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
680000 Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена 65, (4212)313565, peskov@itig.as.khb.ru

Научный руководитель – д.г.-м.н **Диденко А.Н.**

Восстановление эволюции любой крупной геологической структуры – задача не всегда однозначно решаемая, так как за период своего существования крупные фрагменты земной коры обычно претерпевают неоднократную переработку, что создает трудности при реконструкции последовательности геологических процессов. Особое значение приобретают комплексы, изучение которых позволяет на основании особенностей состава восстановить геодинамическую обстановку их формирования, а возраст – дать оценку времени. Для юго-восточной части кратона одной из таких структур является Улканский прогиб, выполненный осадочно-вулканогенной толщей верхнего карелия, являющейся стратотипом для Алдано-Становой провинции.

К настоящему времени мы проанализировали граниты всех фаз Улканского комплекса и трахидациты элгэтэйской свиты. На дискриминационных диаграммах $Yb-Th/Ta$ и $Th/Hf-Ta/Hf$ (рис. 1а,б) все фигуративные точки анализов трахидацитов элгэтэйской свиты лежат в поле активной континентальной окраины, что позволяет нам предполагать их образование в условиях активной континентальной окраины Андского типа.

Согласно классификации [3], гранитоиды всех комплексов относятся к железистым ($FeO^*/(FeO^*+MgO) > 0.8$) и являются щелочными и щелочно-известковыми образованиями. На классификационной диаграмме Дж. Вейлина [4] фигуративные точки анализов всех исследованных гранитоидов располагаются в поле гранитов А-типа (рис. 1г). Это может свидетельствовать, что геодинамическая обстановка в момент их выплавки могла быть как внутриплитной [4], так и постколлизийной.

Более сложное распределение фигуративных точек анализов гранитоидов отмечается на дискриминантной диаграмме (Batchelor, Bowden) [3] (рис. 1 в). Область распространения фигуративных точек химических анализов гранитоидов занимает широкую область, вытянутую вдоль оси абсцисс с небольшим отрицательным наклоном, от полей анорогенных и позднеорогенных гранитоидов до поля посторогенных с небольшим перекрытием поля синколлизийных гранитоидов.

Получены первые палеомагнитные данные по гранитам улканского комплекса и трахидацитам элгэтэйской свиты. Направление высокотемпературной компоненты намагниченности гранитов в современной системе координат (полагаем, что вращений вокруг горизонтальной оси после внедрения гранитоидов Улканский массив вместе с Сибирским кратоном не испытывал) составляет $Dec=60.8^\circ$, $Inc=48.4^\circ$ ($K=5.6$, $a_{95}=10.3$). Это соответствует палеомагнитному полюсу с координатами $Plat=-47.4^\circ$, $Plong=64.4^\circ$ ($d_p=8.8^\circ$, $d_m=13.5^\circ$), который близок (при учете поправки за разворот Алдано-

Становой провинции относительно Ангаро-Анабарской в среднем палеозое [2]) палеомагнитному полюсу на ~1730 Ма, полученному по кузеевитам Ангаро-Канского выступа [1].

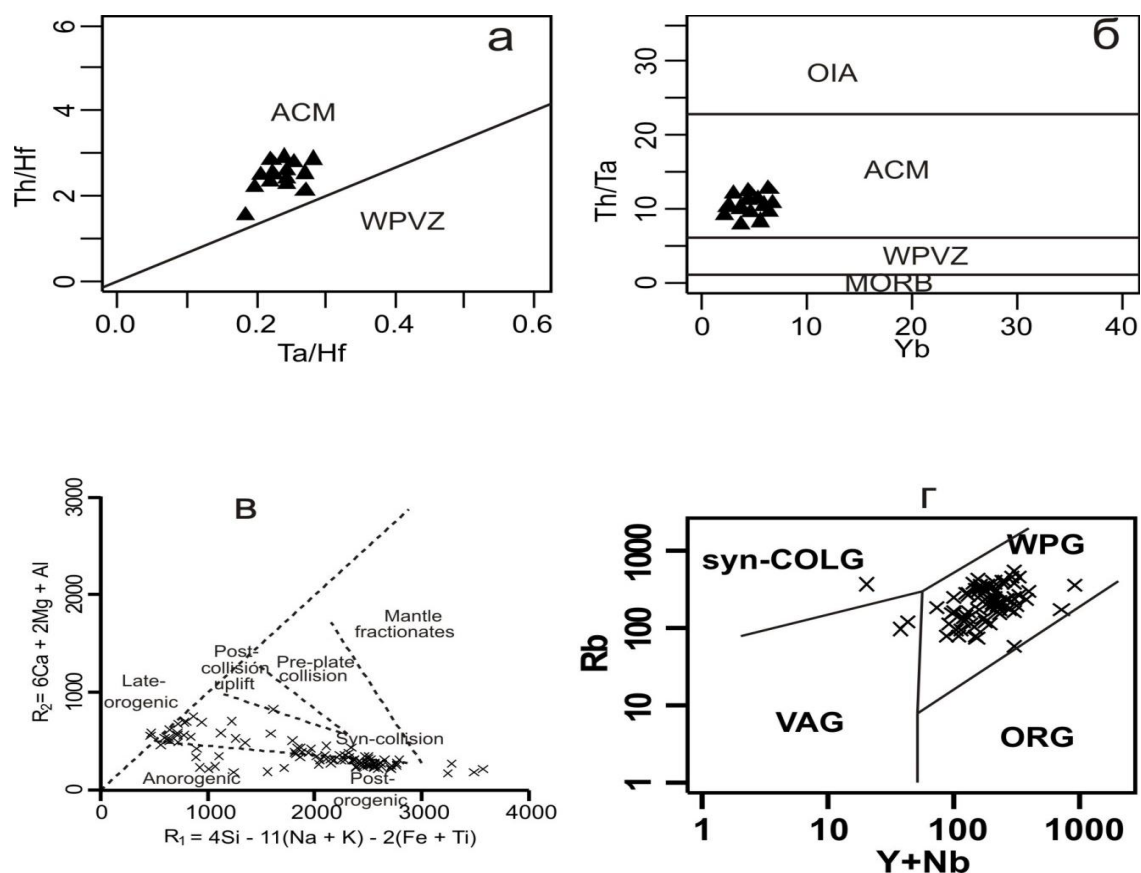


Рисунок 1. Распределение фигуративных точек анализов: а - трахизандитов элгэтэйской свиты на дискриминационных диаграммах $Yb-th/ta$ и $th/hf-ta/hf$. Поля на диаграммах: ACM – активные континентальные окраины, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны, OIA – океанические островные дуги, MORB – срединно-океанические хребты; б - гранитоидов Улканского массива на дискриминантной диаграмме $(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^*/MgO$ (Whalen et al., 1987).

Более надежный в методическом отношении палеомагнитный полюс получен для высокотемпературной компоненты намагниченности трахизандитов элгэтэйской свиты: положительный тест обращения и большая сходимость единичных векторов в древней системе координат. Палеомагнитное направление данной компоненты составляет $Dec=293.6^\circ$, $Inc=-42.9^\circ$ ($K=48.1$, $a_{95}=4.4$), что соответствует палеомагнитному полюсу с координатами $Plat=-8.6^\circ$, $Plong=11.9$ ($d_p=3.4^\circ$ и $d_m=5.4^\circ$). Положение этого полюса (с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции) существенно отличается от координат палеомагнитных полюсов Ангаро-Анабарской провинции Сибирского кратона в интервале 1675-1860 Ма [1].

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных

поясов и платформ» (проект № 09-I-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проекта № 09-05-00223а и 09-III-B-08-481).

1. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 1, с. 72-78.
2. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Sci. Lett., 2008, v. 276, p. 229-242.
3. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43-55.
4. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contributions to mineralogy and petrology. 1987. V. 95. P. 407-419.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НАДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Петров Михаил Михайлович, младший научный сотрудник, ИПНГ СО РАН
677891, Республика Саха (Якутия), г.Якутск, ул. Октябрьская, 1.
Телефон (факс): 8(4112) 33-50-14, e-mail: mikha82@rambler.ru
Научный руководитель: д.г.-м.н., член-корр. РАН **Сафронов А.Ф.**

Анализ литературных материалов показывает, что первые упоминания о надвиговых и покровно-надвиговых структурах в пределах складчатых обрамлений Сибирской платформы были сделаны при исследовании южных и юго-западных ее районов - на территории Байкальской (Байкало-Патомской) складчатой области. Здесь они были впервые выделены и изучены. На примере исследования этих районов впервые для нашей страны были сделаны заключения о больших масштабах проявления и значительной роли этих образований в структуре не только Прибайкалья, но и всего юга Сибирской платформы. Этот же район оказался в эпицентре острых дискуссий по поводу наличия покровно-надвиговых структур, связанных с проявлениями горизонтальных движений, как в данном районе, так и в других регионах вообще. Итоги этой дискуссии на многие десятилетия определили направления тектонических исследований в стране в целом. Учитывая вышесказанное, в рамках молодежной научной школы по геофизике является целесообразным показать геофизические методы выделения надвиговых дислокаций.

В этой связи наиболее наглядным примером может служить Нюйско-Джербинская впадина Предпатомского регионального прогиба, в пределах которой впервые на Сибирской платформе глубоким бурением доказана существование надвиговых дислокаций.

Осадочный чехол без четвертичных отложений в пределах Нюйско-Джербинской впадины представлен рифейскими, вендскими, кембрийскими и, несущественными по толщине, ордовикскими и юрскими отложениями.

Рифейские и вендские отложения имеют в основном терригенно-карбонатный состав. Здесь соленосные осадки мощностью до 172 м установлены лишь в низах верхневендской толщи в составе верхнебюкской подсвиты (торсальская пачка). Кембрийский разрез характеризуется отчетливо выраженной цикличностью. Его общая мощность составляет примерно 2 км. Он представлен чередованием карбонатных и соленосных толщ. Последние сосредоточены на трех регионально выдержанных уровнях (чарская, толбачанская и юрегинская свиты). Верхний кембрий представлен преимущественно терригенными породами с преобладанием глинистых разностей.

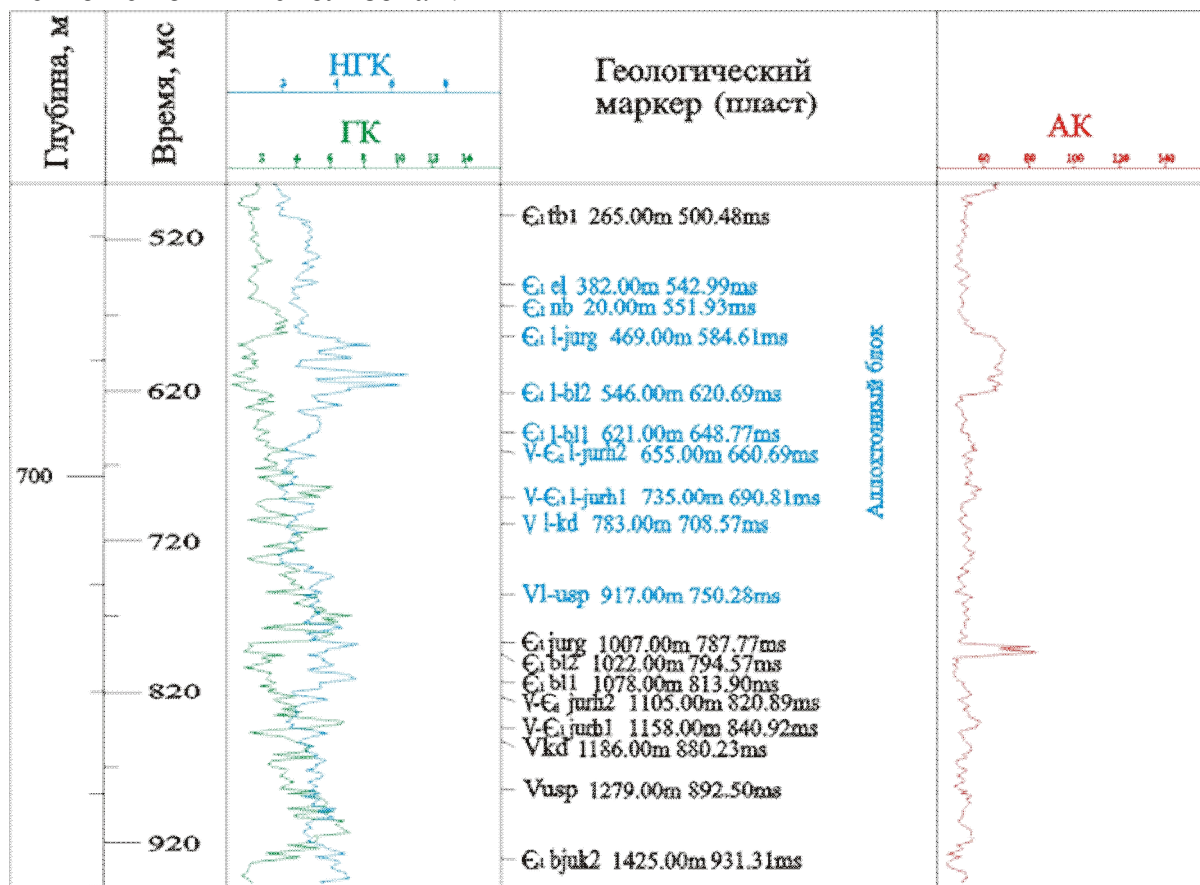
Магматические породы представлены трапповой формацией предположительно среднепалеозойского возраста присутствующих на различных стратиграфических уровнях. Интенсивность проявления магматизма (силлы, дайки) возрастает к югу в сторону Патомского нагорья.

До середины 80-х гг. в тектонической характеристике исследуемой территории (с прилегающими платформенными районами), имеющей практически однотипный разрез венд-кембрийских отложений, подчеркивалась лишь резкая дислоцированность осадочного чехла. В прогибе отмечалось наличие большого числа валообразных поднятий и антиклинальных зон, в строении которых значительную роль играют субвертикальные разрывные нарушения типа сбросов и взбросов. При сопоставлении верхней и нижней частей разреза многочисленные несоответствия объяснялись, как правило, более контрастным проявлением тектонических процессов в соленасыщенной части кембрийского разреза.

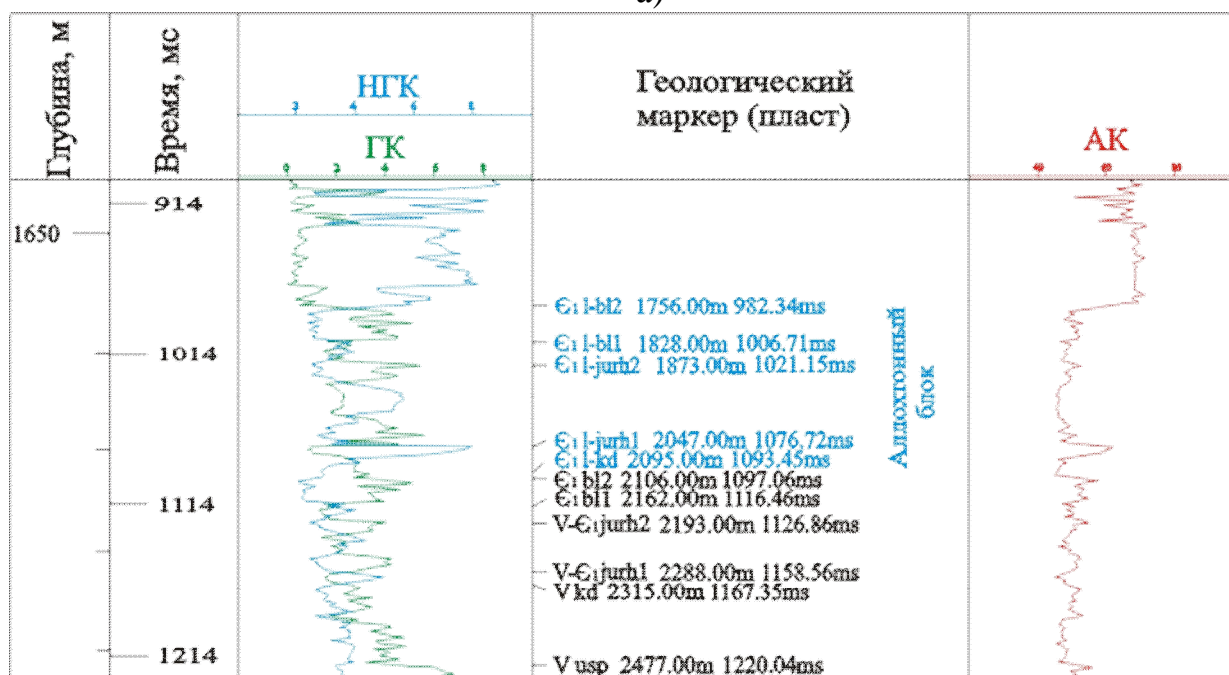
По мере увеличения изученности, бурения глубоких скважин, были выявлены неоднократно повторяемые интервалы в стратиграфическом разрезе. Взбросо-надвиговые дислокации условно выделены на Улугурской (скв. 289-1), Борулахской (скв. 276-1) и Отраднинской (скв. 314-2, 242-0) площадях. На последней из них наличие надвигов согласовывается с результатами интерпретации данных сейсморазведки.

Надвиговые дислокации в разрезе единичной скважины могут быть обнаружены непосредственным выносом и изучением каменного материала, либо геофизическими исследованиями, отражающими физические свойства горных пород. Преимущество последних обусловлено непрерывностью получаемой информации и неполным выносом каменного материала в скважинах, особенно с непроектных интервалов изучения. Из геофизических методов исследования скважин наиболее информативными для определения литологической характеристики традиционно являются методы ПС, ГК и НГК. При этом для разреза Ньюско-Джербинской впадины, которое кратко приведено выше, наиболее информативными являются методы ГК и НГК. Гамма-каротаж и нейтронный гамма-каротаж позволяют уточнять и коррелировать характер изменения литологического состава пород, дают возможность самостоятельно получать данные о литологическом составе пород в обсаженных стволах скважин при бурении на соленом буровом растворе или с применением нефтяных эмульсий, т. е. в тех случаях, когда метод ПС вообще

НЕ МОЖЕТ БЫТЬ ИСПОЛЬЗОВАН.



а)



б)

Рис. 1. Повторяющиеся интервалы разрезов скважин а) скв.276-1, Борулахская площадь б) скв.289-1, Улугурская площадь.

На рисунке 1. приведены каротажные кривые ГК, НГК и АК в пределах повторяющегося разреза скважин № 2761 Борулахская площадь (1а) и № 2891 Улугурская площадь (1б). В разрезе скважины (1а) с 584,61 мс до 750 мс наблюдается несколько утолщенный вариант автохтонного комплекса свит с

успунского по юряхский. Увеличение толщины аллохтонного комплекса свит, обусловлена их угловым залеганием. На рисунке (1б) также наблюдается повторение разреза с незначительным увеличением аллохтонного комплекса свит.

Таким образом, методы скважинной геофизики, в частности, ГК и НГК позволяют однозначно выявлять надвиговые дислокации. Акустический метод оказался менее информативным. Некоторыми исследователями аналогичные повторы разрезов принимаются за цикличность осадконакопления, чтобы избежать неоднозначностей следует комплексировать данные скважинной геофизики с материалами сейсморазведки.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КЕРНА НЕФТЕГАЗОВЫХ СКВАЖИН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЯМР- РЕЛАКСОМЕТРА

Пещеров Дмитрий Евгеньевич

магистрант Новосибирского государственного университета.

630090 г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2. Кафедра геофизики геолого-геофизического факультета НГУ. +79139013014. PescheroVDE@gmail.com

Научный руководитель: с.н.с. лаборатории электромагнитных полей
Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
к.ф.-м.н. **В.Н. Глинских**

Петрофизические исследования керна скважин играют важную роль при оценке и подсчете запасов месторождений нефти и газа. Традиционные методы определения петрофизических характеристик требуют, как правило, существенных временных затрат. Метод ядерно-магнитного резонанса (ЯМР) для исследований керна нефтегазовых скважин отличается оперативностью измерений и может быть использован значимым дополнением к комплексу стандартных методов [1].

В рамках настоящей работы проведены измерения петрофизических характеристик образцов керна из скважин Восточной Сибири с использованием релаксометра «МСТ», разработанного в Институте геофизики УрО РАН. Выбранная для анализа коллекция (стандартные образцы цилиндрической формы диаметром 30 мм и высотой боковой грани 30-40 мм) представлена песчаником разной степени зернистости и заглинизированности с параметрами пористости 2-25 %, проницаемостью до 500 мД, предварительно насыщалась моделью пластового флюида с минерализацией 5-250 г/л.

Измеряемый ЯМР-сигнал, главным образом, зависят от объема порового пространства заполненного флюидом, характера взаимодействия флюида и твердой фазы, распределения пор по размерам [2]. Результирующим сигналом является релаксационная кривая (рис.1а) представляющая собой сложную суперпозицию сигналов с разным временем релаксации (T_2). Обработка сигнала состоит в преобразовании ЯМР-сигнала в распределение T_2 [3] (рис.1б), характер которого отражает распределение порового объема. Для разделения свободного и связанного флюида применялся метод граничных значений.

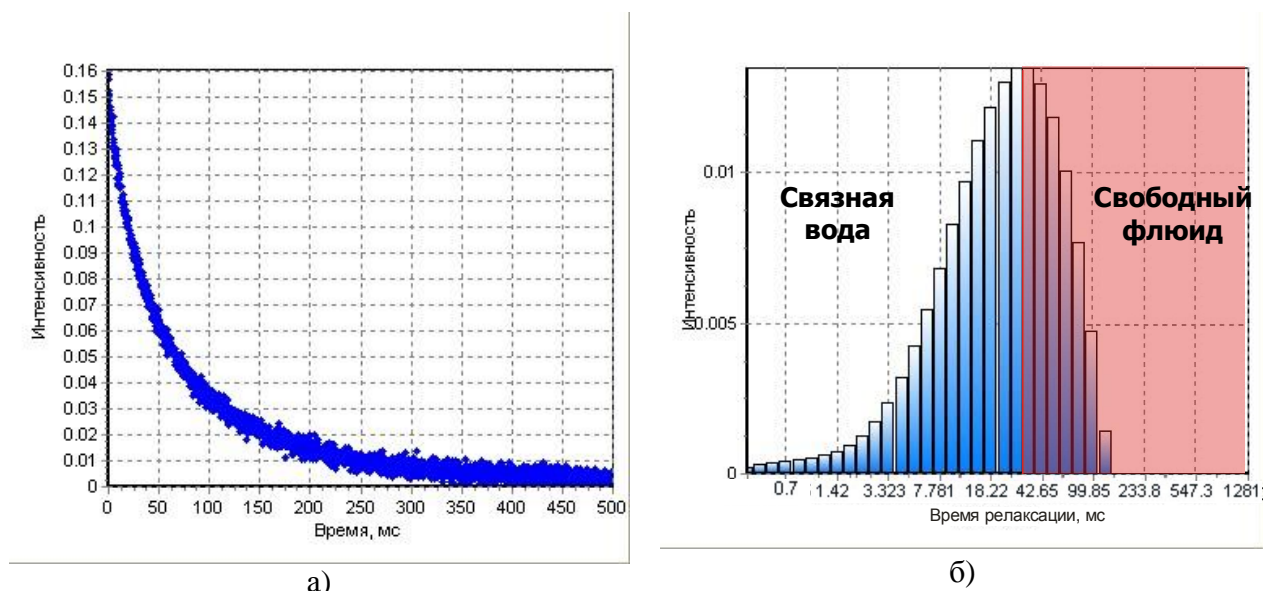


Рис. 1. Релаксационная кривая(а) и ее амплитудный спектр (б).

Вычисление коэффициента пористости (K_p) проводилось с использованием эталонного образца, сигнал от которого принимался за $K_p=100\%$. Для расчета проницаемости ($K_{пр}$) по данным ЯМР-исследований использовались две модели Coates и SDR. Применение этих моделей требовало предварительной типизации флюида в поровом пространстве на подвижный и остаточный на основе анализа времен отсечек, включая определение калибровочных коэффициентов. В результате были уточнены времена отсечек T_2 для определения типа флюида, скорректированы зависимости для оценки проницаемости и остаточной водонасыщенности, изучена степень влияния минерализации флюида на регистрируемый сигнал.

Сравнительный анализ данных ЯМР-исследований со стандартными петрофизическими методами (газовая порометрия) показал высокую корреляцию (до 97%) (рис. 2, 3), что говорит о высокой достоверности полученных результатов. Статистическими методами проведен анализ погрешности измерений, который показал случайный характер ошибки.

Проведенные лабораторные ЯМР-исследования образцов керна нефтегазовых скважин показали высокую эффективность использования релаксометра «МСТ» для оценки петрофизических характеристик пород-коллекторов. Оперативное определение пористости и проницаемости, а также получение уникальной информации о распределении пор по размеру, количестве свободной и остаточной воды делает ЯМР-исследования значимым дополнением к комплексу традиционных петрофизических методов.

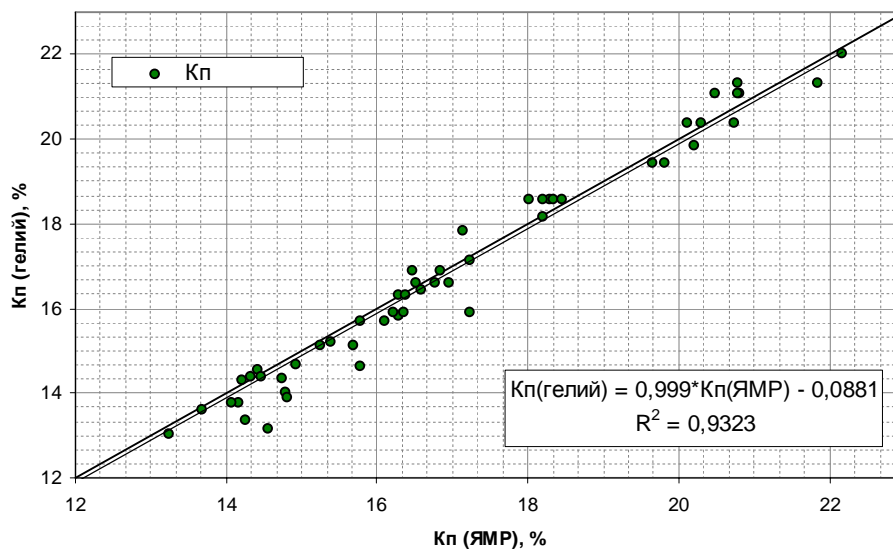


Рис. 2. Кросс-плот Кп по данным ЯМР и газовой порометрии (гелий).

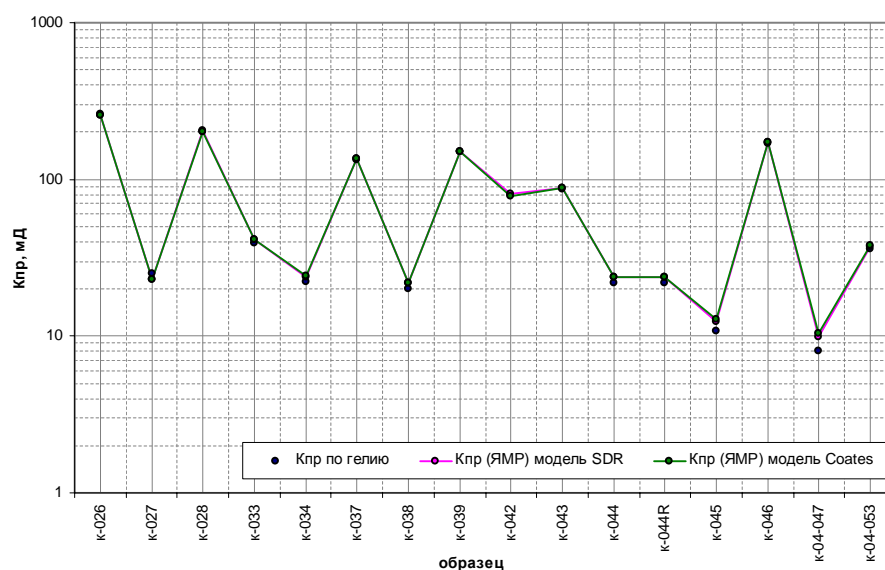


Рис. 3. Диаграммы Kпр по данным ЯМР газовой порометрии (гелий).

Список литературы:

1. Coates G., Xiao, Lizhi, Prammer M.G., NMR logging principles and applications, Halliburton Energy Service, 1999.
2. Аксельрод С.М., Неретин В.Д. Ядерный магнитный резонанс в нефтегазовой геологии и геофизике. – М.: Недра. – 1990. 192 с.
3. Фаррар Т., Беккер Э.. Импульсная и Фурье-спектрометрия ЯМР. – М.: Мир, 1973. 160 с.

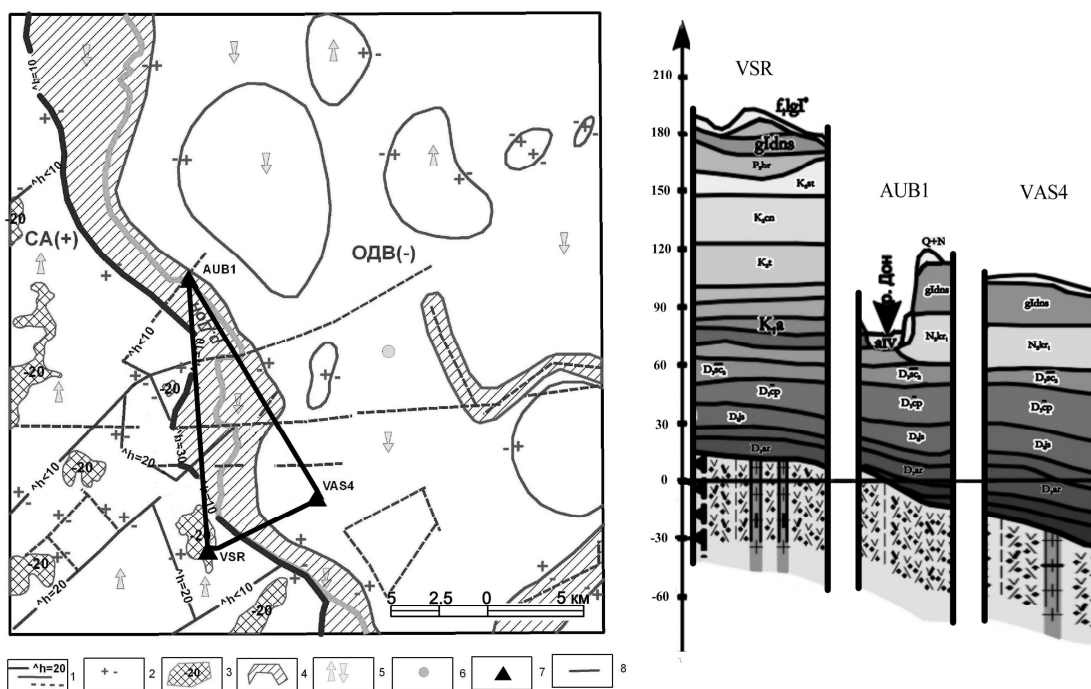
ОСОБЕННОСТЬ ХАРАКТЕРА ЗАПИСИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАЙОНА РАЗМЕЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

Пивоваров Р.С., Ефременко М.А., Семенов А.Е.
 Геофизическая служба РАН, г. Воронеж, (4732)-557844
nadezhka@geophys.vsu.ru

Научный руководитель: к.г.-м.н. Надежка Л.И.

Действующая на территории Воронежского кристаллического массива региональная сеть сейсмических станций позволяет регистрировать сейсмические события различной природы и различной удалённости.

В 2009 году была организована локальная сеть сейсмических станций. Которая состоит из 3-х станций: «Камено-Верховка» «Осинки» и «Сторожевое». Пространственное размещение сети сейсмических станций представлено на рисунке 1.



- 1 – амплитуда перемещения блоков относительно друг друга за четвертичный период (в м);
 2 – знаки перемещения блоков относительно друг друга; 3 – реликты поверхностей выравнивания;
 4 – локальные неотектонические структуры; 5 – знаки современных (новейших) движений;
 6 – эпицентры землетрясений; 7 – сейсмостанции локальной сети; 8 – расстановка локальной сети.

Рисунок 1 – Схема расположения сейсмических станций локальной сети и геологические колонки пунктов наблюдения.

Следует заметить, что места установки сейсмических станций выбирались с учетом региональных особенностей геологического строения ВКМ и минимума помех, обусловленных промышленной и хозяйственной деятельностью человека. Все станции установлены в подвалах хозяйственных

построек, вынесенных за пределы жилых домов. Подпочва – суглинки. Перечень и характеристики сейсмостанций приведены в таблице.

Таблица. – Параметры сейсмических станций, работавших в 2009

№	Станция		Дата открытия	Координаты		h_y м	Аппаратура	
	Название	Код		φ° , N	λ° , E		Тип прибора	Станция
3	Сторожевое	VSR	08.08.1999	51.2162	39.1664	187	СМЗ-ОС СМЗ-КВ	SDAS цифр/ст
6	Осинки	VAS4	17.09.2009	51.2451	39.2595	123	СМЗ-КВ	UGRA цифр/ст
9	Камено-Верховка	AUB1	24.09.2009	51.3608	39.1506	104	СМЗ-КВ	UGRA цифр/ст

Сейсмостанция «Сторожевое» находится в пределах Среднерусской возвышенности, станция «Осинки» в пределах Окско-Донской впадины. Станция «Камено-Верховка» в пределах Кривоборгского линейного прогиба, разделяющего Среднерусскую возвышенность и Окско-Донскую впадину.

Заметим, что строение земной коры в целом и осадочного чехла, в частности, в районе расположения сейсмических станций различно. Наиболее мощный осадочный чехол в районе расположения сейсмостанции «Сторожевое», наименьший в районе сейсмостанции «Камено-Верховка» (рисунок 1). В первом случае в разрезе осадочного чехла присутствуют отложения мела, мощность которых около 100м. В районе сейсмостанции «Камено-Верховка» отложения мела полностью отсутствуют, небольшой мощности отложения неогена ложатся непосредственно на отложение девона. В районе сейсмостанции «Осинки» отложения мела отсутствуют, однако здесь в разрезе осадочного чехла присутствуют значительной мощности отложения неогена и палеогена.

Как видно из рисунка 2, записи одного и того же землетрясения даже близкими станциями локальной сети отличаются друг от друга. На пункте наблюдения «Сторожевое» очень чётко выделяются Р-волны, амплитуда записи вертикального канала превышает аналогичные амплитуды на записях остальных станций. Наименьшие амплитуды смещения Р-волны отмечаются на пункте наблюдения «Каменно-Верховка». Характер записи S-волны на станциях «Сторожевое» и «Осинки» практически одинаков. В то время как на станции «Каменно-Верховка» на N-канале S-волна практически не видна, а на E-канале амплитуда меньше в два раза по сравнению с соседними станциями. Следует отметить, что анализировались записи однотипных сейсмоприёмников.

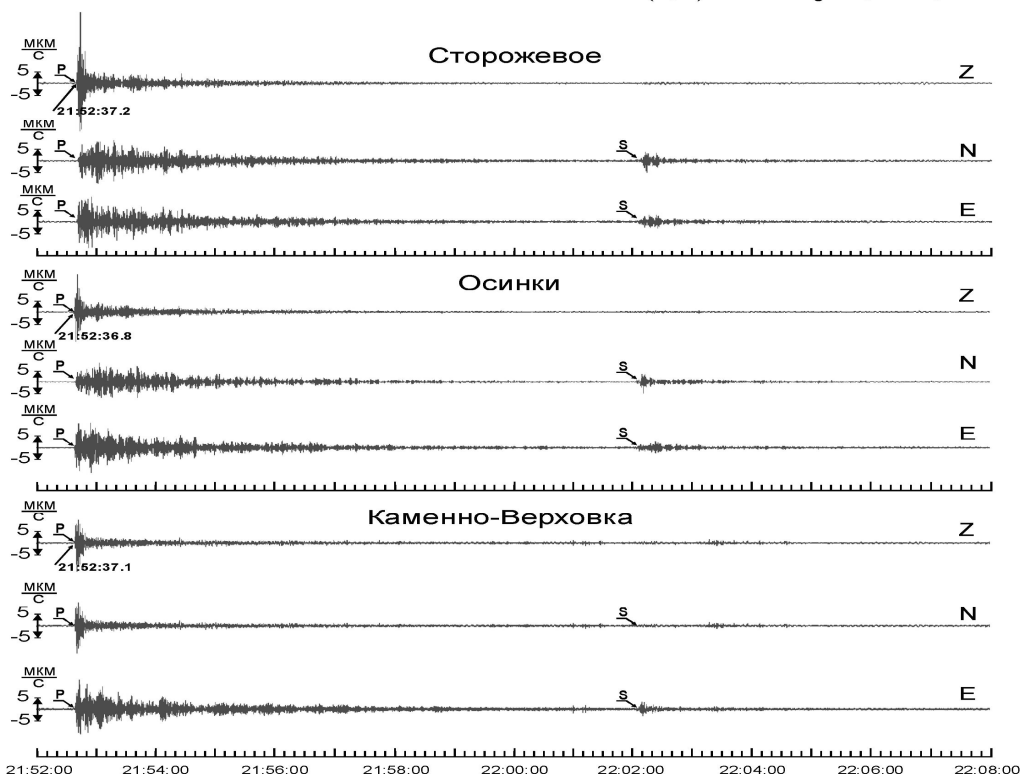


Рисунок 2 – Пример записи телесейсмического события сейсмическими станциями локальной сети

Проанализировав большое количество записей сейсмических событий было отмечено, что сказанное выше справедливо практически для всех регистрируемых событий. Это позволяет сделать вывод, что пункт наблюдения «Каменно-Верховка» находится в зоне с высокими поглощающими и рассеивающими свойствами геологической среды.

В целом можно отметить, что записи волновых форм телесейсмических событий в значительной мере зависят от геологического строения, в особенности верхней части земной коры в месте установки сейсмической станции.

Авторы выражают особую благодарность сотрудникам ЛСМ ВКМ и лично зав. лаб. Надежке Л.И. за помощь в подготовке материала.

Литература

1. Л.И. Надежка, И.Н. Сафронич, С.П. Пивоваров, А.В. Савенков, А.Е. Семенов, С.И. Колесникова. Сеть сейсмических станций на территории Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмических данных. Материалы Четвёртой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 117-121
2. С.П. Пивоваров, А.Е. Семенов, А.В. Савенков, М.А. Ефременко. Эффективность работы Воронежской сети сейсмических станций. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмических данных. Материалы Четвёртой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С.159-162

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МЕТОДОВ НА ПОСТОЯННОМ ТОКЕ НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕКАМСКОЙ ПЛОЩАДИ

Попова Наталья Сергеевна, студент V курса Пермского государственного университета кафедры геофизики
614015, г. Пермь, ул. Желябова, д. 13, кв. 35, 89082450925,
kazavishna88@rambler.ru;

Научный руководитель: Татаркин Алексей Викторович, к.т.н., доцент кафедры геофизики Пермского государственного университета;

Соляные месторождения в силу специфики физико-геологических условий требуют нестандартных подходов к приемам истолкования получаемой геофизической информации. По этой причине поиск оптимального алгоритма интерпретации электроразведочных методов исследований, в частности в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС), является необходимым.

Анализ результатов геофизических наблюдений основан на моделировании изучаемых полей. Оно используется для обоснования достоверности геофизических заключений, выбора наиболее эффективных методик производства работ, оценки влияния на результаты измерений различных геологических и технологических объектов и т.п.

В качестве примера для моделирования была взята небольшая часть геологического разреза Верхнекамского месторождения калийных солей. Преследовалась цель по проведению подготовки для его дальнейшего использования. Схематическое упрощение границ слоев производилось путем осреднения простирания и более яркого выделения их расположения. Введение системы координат производилось путём представления разреза в декартовой системе координат, ось x направлялась вдоль простирания разреза. Таким образом, разрез был преобразован и готов для моделирования (рис. 1) [1].

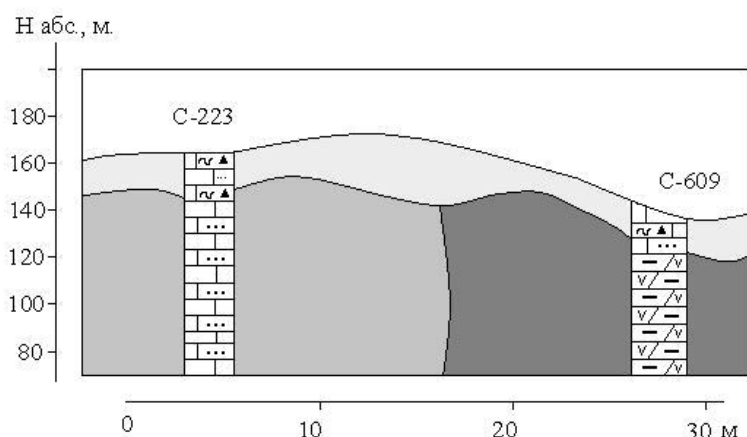


Рис. 1. Схематический геологический разрез по линии скважин С-223 – С-609

При помощи объектно-ориентированной среды визуального программирования Borland Delphi 7.0 автор данной статьи разработал программное приложение, в котором при решении прямой задачи производится

расчет теоретической кривой кажущегося сопротивления по заданным параметрам разреза (рис. 2). В коде программы основной процедурой является вычисление отношения ρ_k/ρ_1 и расчет по нему теоретической кривой.

Соляная залежь Верхнекамского месторождения солей имеет форму линзы, а толща калийно-магниевых солей залегает в виде множества пластов преимущественно с субгоризонтальной ориентировкой [3]. Тем не менее, имеются участки в виде массивных блоков с приблизительно вертикальной границей раздела. Как раз для одного из таких участков и была проведена дополнительная интерпретация кривых кажущегося сопротивления, полученных в поле.

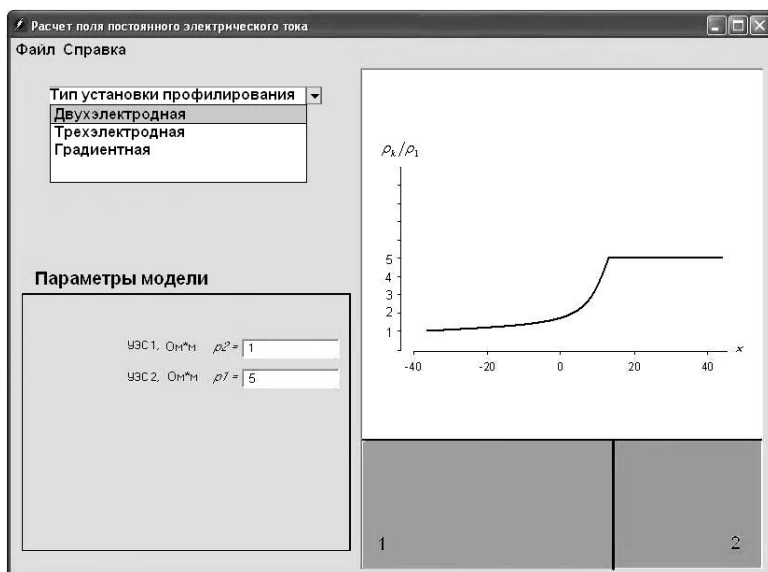


Рис. 2. Пример диалогового окна программы. График кажущегося сопротивления над вертикальным контактом двух сред

Таким образом, моделирование было осуществлено с помощью описанной выше программы, предназначенной для построения разреза на основе различных значений удельных сопротивлений горных пород. В целом достигнутый результат удовлетворяет условиям поставленной задачи и приведенную программу можно использовать для интерпретации кривых кажущегося сопротивления в зависимости от поставленных геологических задач.

Литература

1. Беляев В.П. Отчет о геофизических работах на Верхнекамской площади, проведенных в 1987-1989 г.г./ Первичные материалы. Пермь, 1989 г.
2. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов.– М.: Недра, 1986.– 316 с.
3. Кудряшов А. И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.

ИЗУЧЕНИЕ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ НАДСОЛЕВОЙ ТОЛЩИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНО ОПАСНЫХ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ УЧАСТКОВ СОЛЕЙ

Рахмангулова Лилия Исмагиловна

Пермский государственный университет, кафедра геофизики, 4 курс
614990, г. Пермь, ул. Букирева, 16-309, тел.89027981379, Lilia059@mail.ru

Научный руководитель: доцент, к.г.-м.н. **Митюнина Ирина Юрьевна**

Соликамская депрессия, входящая в состав Предуральяского краевого прогиба, представляет собой сложную геодинамическую систему, отличительной особенностью которой являются значительные масштабы техногенной нагрузки на геологическую среду: Камское водохранилище, добыча в верхних горизонтах осадочной толщи калийно-магниевых солей, а в нижних – нефти и газа. Кровля соляного пласта, имеющего мощность до 400 – 500 м и состоящего из продуктивной толщи (толщиной 80 - 100 м) и слоев покрывающей и подстилающей каменной соли, располагается на глубинах 200 – 400 м. Надсолевые отложения (ВЧР) представлены более жесткими, чем соль, разностями терригенно-карбонатных пород. В силу повышенной пластичности, толщина подстилающего соляного слоя в процессе геологического развития СолД изменялась в значительных пределах, что привело к формированию соляных поднятий и впадин, под воздействием которых надсолевые отложения испытали сложные деформации, сопровождавшиеся механическим разрушением, физико-химическими преобразованиями состава пород, возникновением зон разуплотнения пород и скрытой микротрещиноватости [3].

Эволюция физических свойств отложений надсолевой толщи под воздействием соляной тектоники и последующих процессов гипергенеза привела (и приводит) к образованию в ней ослабленных зон с пониженными прочностными свойствами, положение которых должно учитываться как при разработке полезных ископаемых, так и планировании строительства в зонах градопромышленных агломераций Западного Урала.

Для изучения скоростного строения надсолевой толщи и прогнозирования потенциально опасных для разработки участков солей было предложено [2] использовать данные о первых волнах, регистрирующихся попутно на сейсмограммах метода отраженных волн. Известно [1], что интерпретация преломленных волн часто позволяет решать задачу выделения как зон нарушений, так и участков микротрещиноватости пород, которые возникли в силу тех или иных причин (геологических, тектонофизических и т.п.) и обладают отличными от окружающих отложений физическими свойствами. При этом наличие трещиноватости приводит, как правило, к уменьшению величин скоростей и амплитуд упругих колебаний.

Для анализа атрибутов первых волн в пределах ВКМКС был выбран участок широтного простирания, расположенный южнее г. Березники. В западной его части, в зоне выклинивания продуктивной толщи солей, находится картируемое по визейским отложениям Шершнево-Сибирское поднятия. В верхних интервалах разреза им соответствуют

участки повышенной мощности солей (соляные купола). Между ними располагается Белопашнинская структура, для которой характерно синклинальное залегание кровли соляных и надсолевых толщ пород.

Анализ скоростного строения разреза на Белопашнинском и Шершневском поднятиях проводился по данным сейсморазведки 2D, полученным при центральной системе наблюдений, без выноса пункта возбуждения. Шаг между пунктами приема 25 м, между пунктами возбуждения 25 и 50 м. Максимальное удаление ПП-ПВ 1200 или 1500 м. Источник упругих колебаний – вибраторы. Была проведена стандартная обработка временных полей первых волн по отдельным профилям наблюдений и построены трехмерные модели $t(x, y, L)$ и $V(x, y, H)$ изучаемой территории, характеризующие скоростное строение разреза на абсолютных отметках от -120 до +120 м.

Хорошо видно (рис. 1), что в пределах площади выделяется три разнородных по скоростному строению зоны: юго-восточная, северо-западная и центральная.

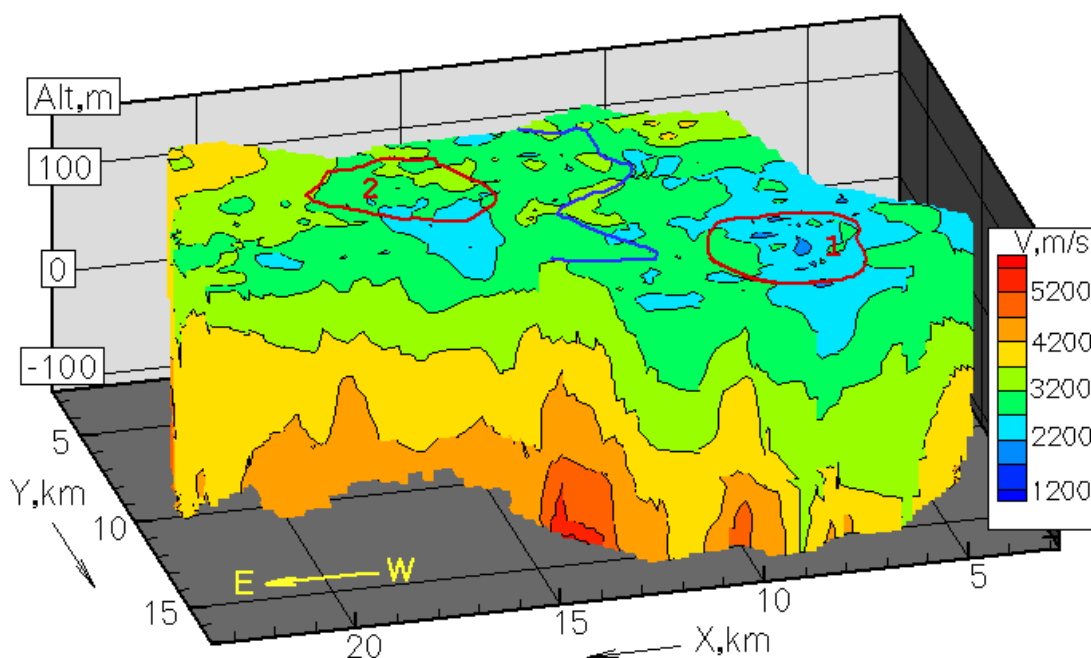


Рис. 1. Соликамская впадина. Скоростная модель разреза через Шершневскую (1) и Белопашнинскую (2) структуры

Юго-восточная включает Белопашнинское поднятие и примыкающие к нему с востока участки территории. В общем, она характеризуется довольно однородным скоростным строением разреза с постепенным, плавным возрастанием скорости в восточном направлении. Однако, детальный анализ модели $V(x, y, Alt)$ в пределах Белопашнинской структуры показал, что на фоне в целом согласного залегания отдельных слоев надсолевой толщи в поле скоростей отчетливо выделяются ряд сравнительно узких глубинных низкоскоростных аномалий, которые могут контролировать зоны разупрочнения пород.

К западу от Белопашнинской структуры по данным ПрВ прослеживается достаточно широкая (1.5-2 км) зона горстообразного поднятия высокоскоростных ($V > 4200$ м/с) пород (рис. 1), простирающаяся с северо-востока на юго-запад территории и совпадающая в плане с пойменным участком р. Яйва. При этом, детальный анализ сечений куба времен на разных L показывает, что при больших удалениях ($L \geq 900$ м) четко проявляется соответствие конфигурации зон изменения времен с направлением современного русла реки, резко и весьма причудливо меняющегося на ряде участков. Подобное соответствие характерно и для изменения скоростей на различных глубинных интервалах куба скоростей, что говорит, очевидно, о тесной связи упругих характеристик разреза с современными геологическими (неотектоническими) процессами.

В пределах Шершневской структуры удалось также проследить ряд узко локализованных низкоскоростных аномалий пород, секущих куб $V(x, y, H)$ на значительную глубину и соответствующих по целому ряду признаков зонам разрывных нарушений (микротрещиноватости) в надсолевых отложениях. При этом, низкоскоростные зоны группируются в системы линейных объектов, вытянутых в направлениях северо-запад – юго-восток и юго-запад – северо-восток. Они окаймляют с трех сторон Шершневское поднятие и в целом совпадают с направлением региональных “линеаментов”, выделяемых по результатам дешифрирования аэрокосмоснимков.

Автор выражает благодарность к.г.-м.н. Митюниной И.Ю. за помощь в подготовке доклада

Список литературы

1. Метод преломленных волн, А.М. Епинатьева, Г.М. Голошубин, А.П. Литвин и др.; М., Недра, 1990.
2. Спасский Б.А., Митюнина И.Ю. Опыт изучения надсолевой толщи пород по первым волнам в сейсморазведке МОГТ: Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: ПГУ, 2001.
3. Щербинина Г.П., Исследование причин обрушения пород на втором Соликамском руднике Верхнекамского месторождения солей по геолого-геофизическим данным: Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: ПГУ, 1998.

СОВРЕМЕННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МАГНИТОМЕТРИИ ПРИ КАРТИРОВАНИИ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ (НА ПРИМЕРЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Решетник М.Н., научный сотрудник, Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины

Украина, Киев, ул. Богдана Хмельницкого, 15, reshetnyk@bigmir.net

Важнейшая информация об истории развития Земли в целом и в особенности верхней её части, литосферы, заключена в понимании структуры кристаллического фундамента. Современные геологические карты опираются

на геофизические результаты, где одним из основных инструментов исследований является магнитометрия. Это обусловлено её простотой, возможностями детализации, точностью и структурно-геологической информативностью. Изучением связи структуры фундамента с морфологией аномального магнитного поля посвящены работы Д.М. Печерского, Т.К. Кужелова, К.Ф. Тяпкина. Возможности расшифровки геологической структуры при помощи рокмагнитных исследований представлены в работах Ф. Гроуды, где рассматриваются фанерозойские геологические объекты.

Нами исследованы докембрийские образования на примере Гайворонского блока Украинского щита (УЩ), как случай, когда ситуация с интерпретацией магнитного поля далека от приблизительной. Поскольку здесь наблюдается интенсивное «битое» аномальное магнитное поле. Кроме того, это древнейшие образования Земли, они представлены в разных гипсометрических срезах по всей Земле. Практически на всех существующих геологических картах Гайсинский блок представляется, как состоящий из чарнокитов, в которых определенное значение играют реликты пород метаморфического происхождения [2]. В тоже время, ряд геологов [1,3,4] считают, что эта территория представлена сравнительно хорошо сохранившимися осадочными образованиями раннего докембрия, гиперстеновыми гнейсами, кристаллосланцами и железистыми породами. Последние содержат в значительном количестве магнетит и поэтому имеют важное значение с точки зрения магнитометрических исследований, их состав изменяется от магнетит-кварцевого до магнетит-салит-гиперстен-гранат-кварцевого. Однако размеры тел такого минерального состава незначительны (метры) и не укладываются в разрешающую способность геологической съемки. Понимание геологической структуры региона со столь дифференцированным строением фундамента сопряжено с изучением геологических тел малых размеров. Поэтому целесообразно использовать подход, который мы назвали магнитным сканированием. Магнитное сканирование - это ультрадетальный комплексный петромагнитометрический метод изучения обнажений горных пород и прилежащих к ним областей.

Магнитное сканирование включает в себя следующие полевые и лабораторные работы:

1. Проведение маршрутной ультрадетальной (масштаб более 1:1000) пешеходной съемки магнитного поля T и магнитной восприимчивости χ одновременно, по совместной согласованной сети по обнажениям (сканирование).

2. По необходимости выполнение уточняющей площадной съемки (использование возможностей микромагнитной съемки) T и/или χ . По результатам съемки T и χ определяются места отбора ориентированных образцов для петрофизического анализа.

3. Выполняется комплексный анализ всех результатов, полученных в соответствии с пунктами 1, 2 и 3.

По данным капаметрии, в пределах изученного участка (берега р. Южный Буг от г. Гайворон до пгт. Завалля, Кировоградская область, Украина)

примерно для 70% обнажений магнитная восприимчивость варьируется от $0,3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ до $30 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Кроме того, выделяются обнажения, где зафиксированы значения магнитной восприимчивости более $60 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ (рис.1). Площадная каппаметрия позволила выявить, что области с высокими значениями магнитной восприимчивости в приповерхностном слое выделяются в форме разбужинированных слоёв и прослоек, имеющих большей частью чёткую границу с окружающей геологической средой.

На рисунке 1 можно заметить четыре области высоких значений $T > 49500$ нТл, протяжённостью в среднем 300 м, в рамках которых выделяются подобласти максимальных значений T (протяжённостью в среднем по 50 м). Это указывает на существование зон (сотни метров) сосредоточения небольших источников (десятки метров) высоких значений T . Кроме того, область высоких значений T , как видно на рисунке 1, имеет явно несимметричный вид относительно максимума, что указывает на косое залегание их источников.

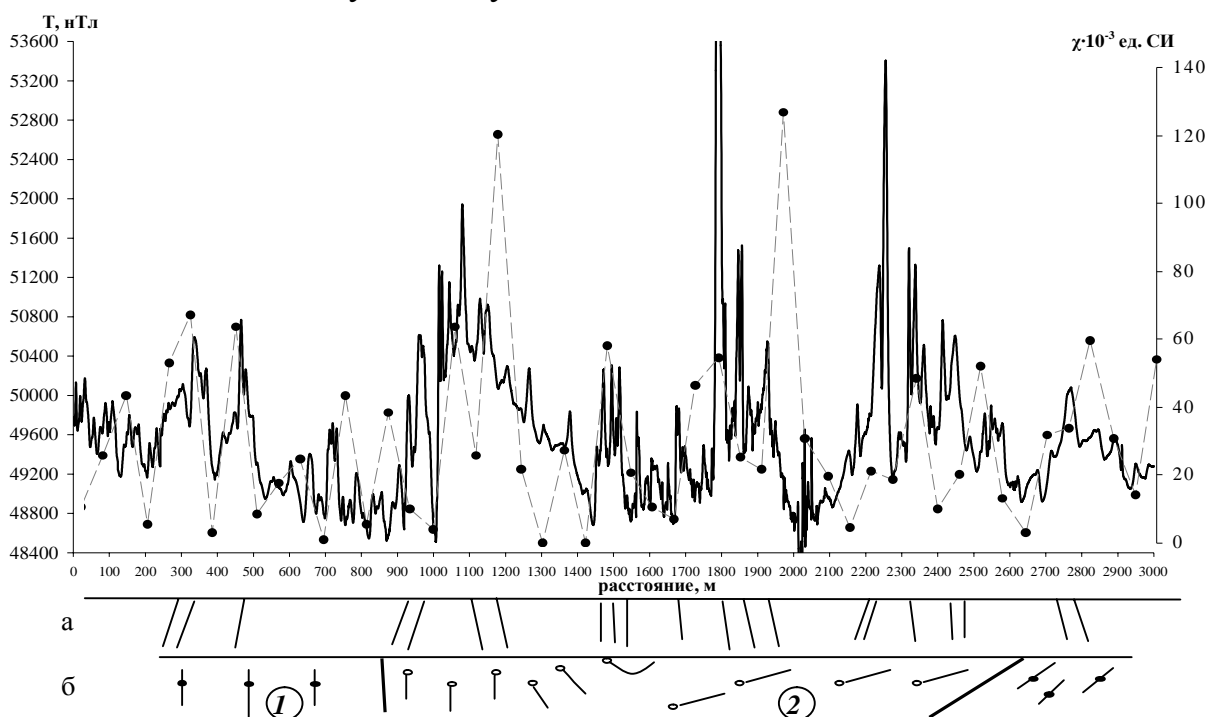


Рис.1. Графики индукции магнитного поля T и можальных значений магнитной восприимчивости χ , полученные по результатам ультрадетальной съемки вдоль р. Южный Буг, Гайворонский блок УЩ (а – схема расположения тел эвлизитов по разрезу, б – геологический разрез по Е.М. Лазько [4], 1 толща не содержащая железистых пород, 2 – толща с железистыми породами, однако их местоположение не указано).

Лабораторные анализы показали, что высокие магнитные свойства такие, как $I_n > 10$ А/м, $\chi > 60 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, обусловлены в первую очередь присутствием большого количества магнетита. Выполненный анализ шлифов указал на преобладающий магнетит-гранат-кварцевый состав пород с высокими магнитными свойствами (железистые породы). Для этих пород характерны высокие коэффициенты магнитной жёсткости и хаотичная ориентация вектора

остаточной намагниченности. Последний факт вносит свой вклад в специфическую «зубчастую» форму кривых индукции магнитного поля.

Выводы. Показано что извлечение структурно-геологической информации, исходя из данных магнитометрических исследований в условиях высокометаморфизированных пород возможно лишь при ультрадетальных работах на обнажениях кристаллического фундамента, с разрешающей способностью не хуже 2 м. В частности для Гайворонского района установлено реальное расположения и природа источников аномалий магнитного поля. Выявлено, что главным источником аномального магнитного поля территории (железистым породам) присуща специфическая макроструктура (будинаж). Структурно-геологическая интерпретация результатов магнитного сканирования в системе с производственными картами магнитного поля, больше соответствует геологическим построениям изложенным в работе [4]. Однако направления залегания железистых пород не согласуются с общими элементами залегания толщ, изображенных на геологическом разрезе по Е.М. Лазько [4].

Литература.

1. Аксаметова Н.В. Сравнительная характеристика кальцифир-метабазит-гнейсовых железисто-кремнистых формаций восточно-европейского кратона//Литосфера. 2008.№1. С.25-43.

2. Довгань Р.Н. Ентин В.А. Пвлюк В.Н. Бандуровская палеовулканическая структура и связанные с ней перспективы алмазоносности// Мінеральні ресурси України. 2006.№6 С.22-28

3. Кирилюк В.П. Еволюція поглядів на тектонічний розвиток фундаменту Українського щита// Геолог України. 2006. №1. С.71-79.

4. Лазько Е.М. Нижний докембрий западной части Украинского Щита. – Львов, 1975. – с.240.

ОСОБЕННОСТИ ВИБРАЦИОННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЯХ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 2-ДВ-А «ПЕВЕК – ВАЛУНИСТЫЙ»

Романенко Илья Евгеньевич, аспирант, Алтае-Саянский филиал ГС СО РАН
Научный руководитель: **д.т.н Еманов Александр Фёдорович**

При глубинных сейсмических исследованиях регистрация сигналов происходит на больших удалениях от источника. Для успешного накопления коррелограммы с высоким соотношением сигнал/шум требуется большая энергия посылаемого в среду сигнала. Качественные сейсмограммы на удалениях от источника 100-300 км в ГСЗ получают от взрывы тротила 2-3 тонн. От вибрационного сигнала требуется послать энергию в среду не меньшую, чем при взрывном возбуждении.

Для исследования зависимостей, экспериментальные работы проводились со стационарными источниками на трёх полигонах: Быстровский вибротсейсмический полигон (Искитимский район, Новосибирской области);

Байкальский вибросейсмический полигон (около г. Бабушкин); Краснодарский вибросейсмический полигон (п. Горячий ключ Краснодарской области). Получены результаты зависимостей волнового поля от промерзания и оттаивания грунтов.

Изучение сигнала в ближней зоне является очень важным для выявления оптимальных параметров излучения. К ним относятся частоты посылаемого сигнала и их диапазон, длительность сигнала, настройки центровки двигателей, а также свойства грунта под вибратором. Стационарные вибраторы дают возможность изучать посылаемый в геологическую среду сигнал, в зависимости от: заданных параметров свипа, удаления источник/приёмник, сезонных изменений в грунтах

У сборно-разборных вибраторов есть возможность изучать сигнал в ближней зоне не в одной, а в различных точках, с различными параметрами грунта. При проведении ГСЗ по опорному геофизическому профилю 2-ДВ-А на участке г.Певек – п.Валунистое в 2007г., наряду со взрывами, использовались сборно-разборные, 40 тонные вибраторы. Достоинства использования передвижных вибраторов очевидны. Они позволяют увеличить количество пунктов возбуждения, либо заменить взрыв вибрационным воздействием, что является более экономически и экологически выгодным.

Технология проведения полевых работ

Полевые сейсмические исследования выполнялись вдоль опорного профиля 2-ДВ-А «Певек – Валунистое» в период с 15-го июня по 31 июля 2007 года. Работы ГСЗ производились на двух квазипрямолинейных участках – Певек - Дальнее (протяженность 350 км) и Дальнее - Валунистое (протяженность 320 км). Нам будет интересно первый участок профиля, поскольку именно на нём производились вибрационные воздействия.

Пункты возбуждения ПВ1 –ПВ8, обрабатываемые с виброисточником, размещались вдоль трассы г. Певек - п. Комсомольское – р. Паляваам. Частотные диапазоны зондирующих сигналов от вибратора составляли 7.519-11.035Гц (на средних дебалансах) и 6.543-9.668Гц (на тяжелых дебалансах); длительность сеансов составляла 45-53 минуты. Для получения разрешенных записей и уменьшения влияния шумов на коррелограммах использовалось суммирование сеансов вибратора. Количество повторных сеансов работы виброисточника на обрабатываемых точках изменялось от 8 до 16.

Анализ сигнала в ближней зоне.

Для анализа сигнала в ближней зоне использовался весь арсенал имеющихся сеансов на профиле. Будем изучать изменения параметров посылаемого в среду сигнала, от сеанса к сеансу, а также от одного пункта возбуждения к другому. Это дает возможность следить за тем, как влияет на сигнал уплотнение грунта и изменения характеристик точек наблюдения

В работе проведены исследования сигналов ближней зоны на восьми пунктах возбуждения. Анализ проводился при использовании текущих спектров.

Поскольку вибрационные сигналы линейно изменяют частоту во времени, то текущие спектры являются удобным аппаратом для изучения как основной, так и любой другой гармоники, связанной с работой источника.

По мере работы вибратора происходит уплотнение грунта, изменяются его физические характеристики. Этот факт должен сказаться на излучаемом сигнале, (на виброграммах).

Параметры грунта находят своё отражение в поведении кратных гармоник. В первую очередь уплотнения грунта сказывается на полукратных гармониках.

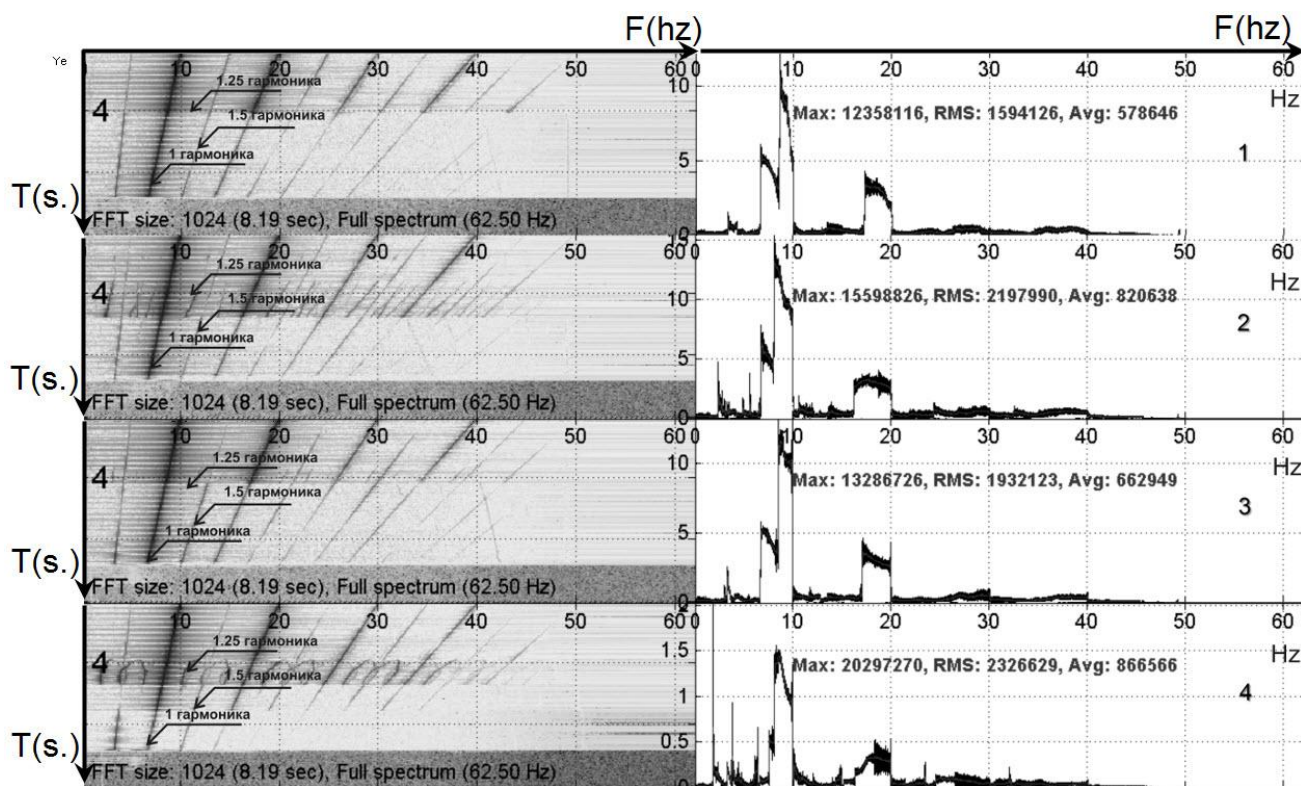


Рис.1 Пример текущих спектров в ближней зоне (PV8) Частотные характеристики сеансов: $f_n=10.05859375\text{Гц}$ $f_k=6.73828125\text{Гц}$

Меняется их интенсивность и диапазон прослеживания (область частот резонанса). Этот факт доказывает серия сеансов в тех точках, где грунт под вибратором был представлен не коренными выходами горных пород, а толщей осадочного чехла. При вибрационном излучении, уплотнения твёрдого фундамента незначительные, и поэтому имеем хорошую повторяемость. Изменения характеристик излучения незаметны.

Кроме того особого внимания требовали два пункта вибрационного воздействия (ПВ4 и ПВ8). В первом случае был высокий уровень грунтовых вод, и после 3х сеансов вибратор погрузился в грунт на глубину около метра. По мере уплотнения, на ряду с кратными и полукратными гармониками, наблюдались четверть кратные гармоники, чего раньше мы не наблюдали (рис. 1). После уплотнения эти гармоники исчезают.

Во втором случае вибратор стоял на террасе горной реки, терраса представляла собой гравий, покрытый небольшим почвенным слоем. Грунт менее подвержен расплыванию и мы получаем уверенное прослеживание четверть кратных гармоник от сеанса к сеансу.

Сделаны следующие выводы:

1. Полученные результаты не противоречат полученным ранее для стационарных вибраторов
2. Уплотнение грунта под вибратором прежде всего сказывается на полукратных гармониках:
 - а. В двух случаях обнаружено возникновение четверть кратных гармоник. В первом случае они исчезли после проседания источника в грунт. Во втором случае эффект устойчиво наблюдался при установке вибратора на гравии.
 - б. Установлено, чем плотнее грунты, тем широкополосней полукратные гармоники.
 - в. Можно рекомендовать с помощью измерений полукратных гармоник в ближней зоне источника оценивать степень стабилизации излучения источника.
 - г. На появление четверть кратных гармоник оказывает влияние близость грунтовых вод.

В полевых работах 2009 года на опорном профиле 3-ДВ-А Сквородино–Томмот, для более детального и обоснованного исследования верхней части разреза под вибратором (первые 5-10 метров), проводились предварительные инженерные работы.

Для дальнейшего изучения влияния состояния грунта под вибратором на излучаемый сигнал, разрабатывается критерий исследования ближней зоны в каждой точке возбуждения, который будет применяться в последующих работах ГСЗ.

Выражаю благодарность своему научному руководителю, д.т.н Еманову Александру Фёдоровичу за помощь в подготовке доклада

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИСПЫТАНИЯ АППАРАТУРНО- ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА С ТРЕХКОМПОНЕНТНЫМ МАГНИТОМОДУЛЯЦИОННЫМ МАГНИТОМЕТРОМ

Сарвартинов Артур Ильясович, инженер, Институт геофизики УрО РАН
620016, Екатеринбург, ул.Амундсена, 100
Научный руководитель: **Ратушняк А.Н.**

Для измерения электромагнитного поля низкой частоты 0 Гц – 20 Гц и исследования геомагнитных вариаций в Институте геофизики УрО РАН был создан трехкомпонентный магнитомодуляционный магнитометр, особенностью которого является использование автопараметрического резонанса в аморфном ферромагнитном сердечнике. Собственно сам прибор состоит из датчиков – преобразователей магнитной индукции в электрический сигнал, аналогово-цифровых преобразователей управляемых микроконтроллером и персонального компьютера, который управляет последовательностью преобразования, сохраняет полученную информацию для каждого из каналов измерения и обрабатывает ее по заданной программе.

Автопараметрический преобразователь магнитной индукции предназначен для измерения индукции слабого магнитного поля низких частот. Принцип работы автопараметрического преобразователя магнитной индукции основан на зависимости амплитуды переменного электрического напряжения в колебательном LC-контуре с аморфным ферромагнитным сердечником от величины внешнего магнитного поля [1].

Аппаратурно-программный комплекс, позволяющий решить все задачи приема сигналов, оцифровки, накопления и обработки полученных результатов, был рассмотрен в [2]. Управление четырехканальным АЦП (AD7734) производится с помощью микроконтроллера (ADUC824), который собирает значения с трех каналов последовательно H_x , H_y , H_z и отправляет на ПК (персональный компьютер), где данные, используя созданную программу преобразования, сохраняются на электронный носитель и выводятся в виде графиков на дисплей. Передача данных с прибора на ПК производится через USB – RS-232 адаптер.

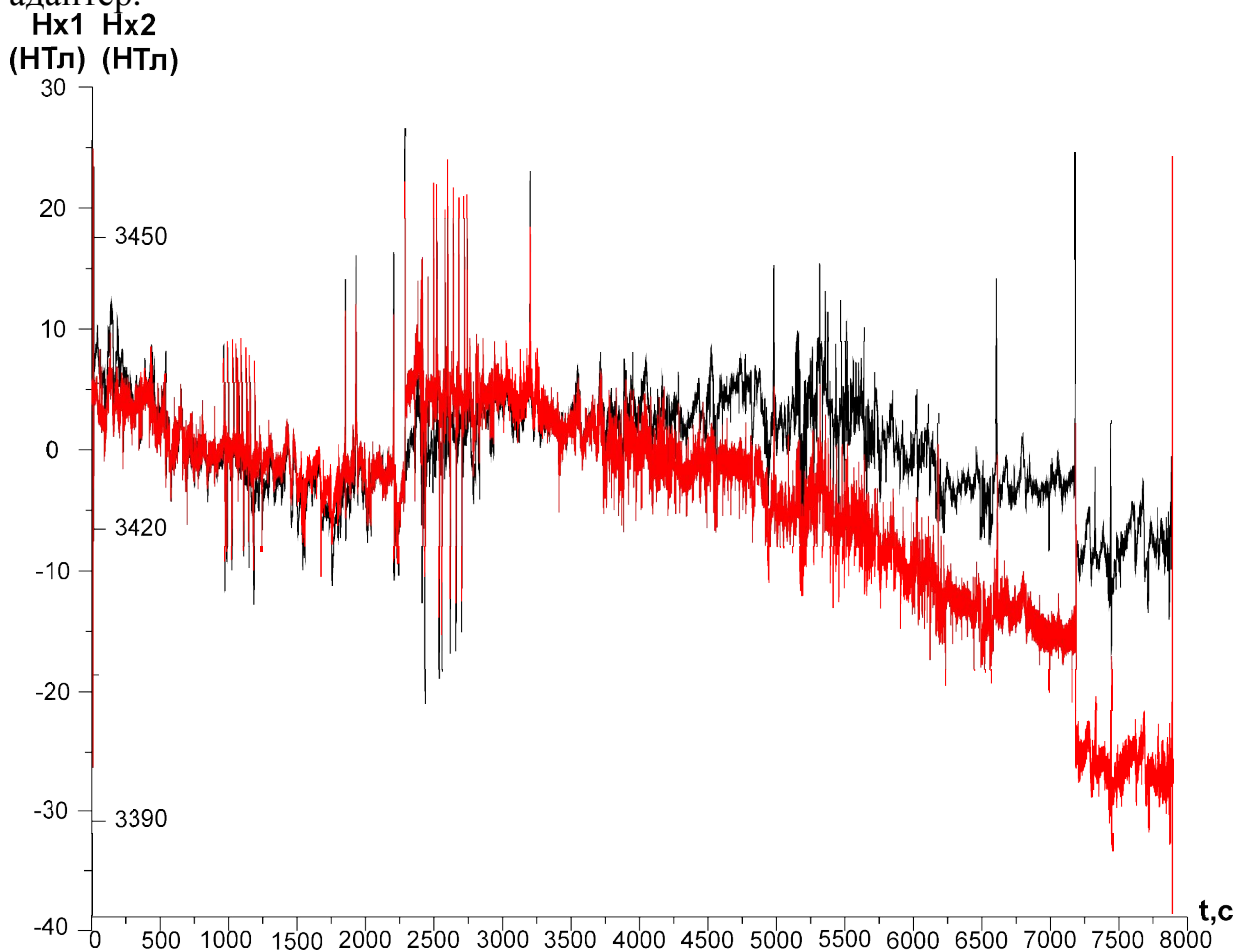


Рис.1. Полный график измерения-сравнения H_x (нТл) составляющей магнитного поля торсионным (черным H_{x1}) и магнитомодуляционным (красным H_{x2}) магнитометром.

Также изучен и опробован беспроводной способ передачи данных, посредством Bluetooth технологии используя RS-232 – Bluetooth адаптер для прибора и USB – Bluetooth адаптер для принимающего ПК. Разработано программное обеспечение для передачи данных с прибора на коммуникаторы и карманные компьютеры посредством Bluetooth и позволяющее сохранять местоположение

прибора используя встроенный GPS-приемник. Наличие GPS-приемника позволяет синхронизировать принимаемый сигнал переменного магнитного поля в случае использования генератора внешнего магнитного поля в активных методах электроразведки.

Было проведено испытание-сравнение с торсионным магнитометром. На торсионном и магнитомодуляционном магнитометрах измерялась H_x составляющая магнитного поля, в течение 2 часов 12 минут (Рис.1). Так как частота отсчетов в магнитомодуляционном приборе выше, то на его кривой присутствуют сигналы более высокой частоты, которые уширяют запись (красный цвет). Примерно с 4000 секунд от начала и до конца записи кривые несколько расходятся. То есть на записи наблюдается общий дрейф одного из приборов по отношению к другому, соответствующий изменению постоянного магнитного поля примерно на 20 нТл. Причина этого дрейфа может быть связана с температурным дрейфом детектора магнитомодуляционного преобразователя. Другие элементы электронной схемы имеют значительно меньший температурный дрейф, и повлиять в такой степени на дрейф нулевого уровня не могут. Так как температурный дрейф полупроводниковых диодов составляет 2-2,5 мВ/°С, то дрейф нуля магнитомодуляционного магнитометра, соответствующий 20 нТл, может быть вызван изменением температуры всего на 1,5 градуса.

На Рис 2 приведен фрагмент записи, из которого видно, что все вариации поля обоими приборами отображаются примерно одинаково. Некоторая разница пиковых значений отдельных коротких импульсов связана с разной шириной пропускания измерительных каналов приборов.

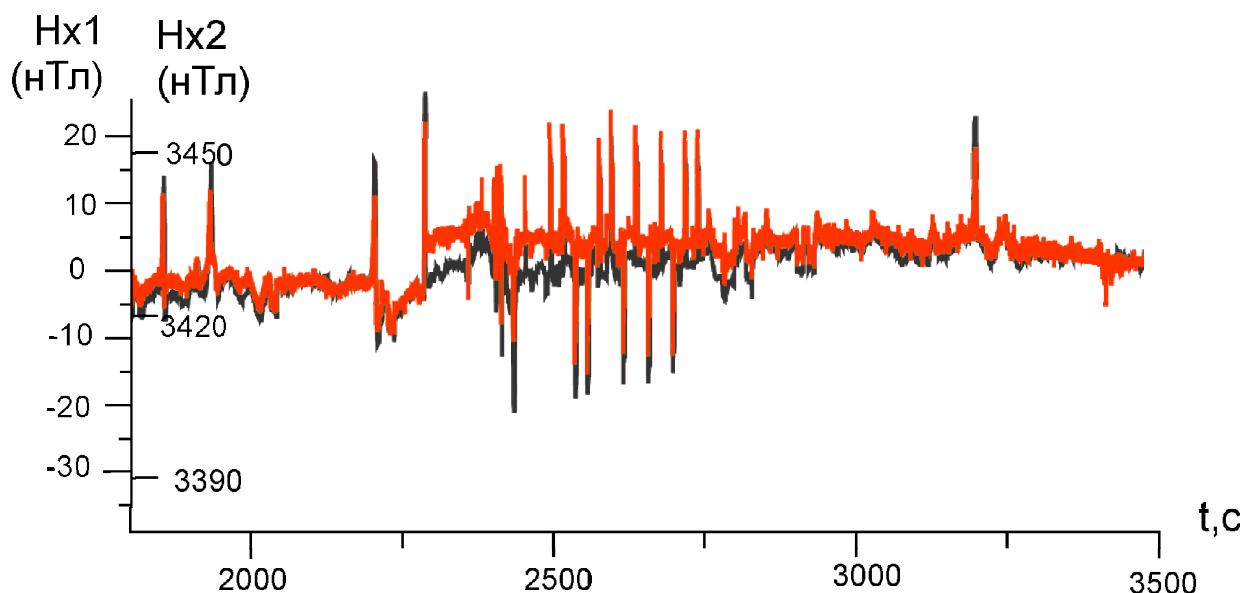


Рис.2. Фрагмент записи (750 - 3500 секунд) измерения-сравнения H_x (нТл) составляющей магнитного поля торсионным (черным H_{x1}) и магнитомодуляционным (красным H_{x2}) магнитометром.

Выводы:

- Прибор может быть использован для регистрации переменного магнитного поля низких частот и для кратковременной записи вариаций магнитного поля.
- Для долговременной записи вариаций магнитного поля требуется снизить дрейф нуля прибора.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (09-Т-5-1024).

Список литературы

1. Сокол-Кутыловский О.Л. Автопараметрический датчик магнитной индукции. //Датчики и системы, 2009, №1, С. 37-38.
2. Сарвартинов А.И. К разработке аппаратурно-программного комплекса для геофизических измерений.// Пятые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича 06-10 июля 2009г. Материалы конференции. Екатеринбург 2009. с.430-432.

АЛГОРИТМ ПОДАВЛЕНИЯ НИЗКОЧАСТОТНОЙ ПОМЕХИ С ПОМОЩЬЮ СГЛАЖИВАЮЩЕГО СПЛАЙНА ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Сверкунов Андрей Сергеевич, инженер ФГУП СНИИГГиМС

630099, Россия, Новосибирск, ул. Потанинская, 6а

8(383) 222-42-03, sverkunov86@mail.ru,

научные руководители: зам. ген. директора по науке в области геофизики ФГУП СНИИГГиМС, д. т. н., профессор **Тригубович Георгий Михайлович**, с.н.с. ФГУП СНИИГГиМС, к.т.н. **Чернышев Антон Владимирович**.

Введение

В настоящее время аэрогеофизика является одним из наиболее эффективных опережающих методов оценки минерально-сырьевых ресурсов труднодоступных территорий. Комплексные аэрогеофизические исследования, включающие в себя магниторазведку, гамма-спектрометрию, электромагнитные зондирования составляют надежную основу поиска целого ряда важных полезных ископаемых. Одним из наиболее информативных методов поисково-оценочных исследований является электромагнитная разведка с использованием электромагнитного канала высокой грунтопроницающей способности. Для обеспечения необходимой глубинности исследований и корректной интерпретации данных требуется измерение и последующее выделение из помех достаточно слабого полезного сигнала. Но при выполнении аэроэлектроразведочных работ неизбежно колебание контура приемной петли в магнитном поле Земли и, соответственно, изменение магнитного потока, проходящего через приемную петлю. В результате чего отклик от исследуемой геологической среды искажен низкочастотной помехой. Поэтому в настоящее время актуальна разработка эффективных алгоритмов, которые компенсируют негативное влияние низкочастотной помехи.

Подавление низкочастотной помехи

Идея подавления низкочастотной составляющей помехи при помощи сплайна состоит в выделении из непрерывной записи сигнала низкочастотной составляющей и вычитания ее из всех данных. Для получения низкочастотной

составляющей из непрерывной записи в течение всего полета выбирается некоторый временной диапазон T секунд, по нему выделяется низкочастотная составляющая, и для вычитания используется только средняя часть этого диапазона. Такой способ позволяет устранить краевые эффекты.

Запись длиной T секунд разбивается на блоки, каждый из которых представляет собой одиночную кривую становления. Из каждой кривой удаляются данные, принадлежащие ранним временам становления. Затем по оставшимся данным строится сплайн во всем T секундном промежутке, после чего он вычитается из исходной записи.

Результаты работы алгоритма

Прежде чем приступить к апробированию алгоритма на практических данных, смоделируем полезный сигнал в виде функции $E(t) = 3 \cdot 10^{-4} \cdot (t + 0.025)^{-\frac{5}{2}}$, которая примерно соответствует по уровню реальному полезному сигналу для вертикального магнитного диполя при зондировании над однородным полупространством. В качестве низкочастотной помехи выбрана функция $0.5 \sin(2\pi t \cdot 0.18) + 2 \sin(2\pi t \cdot 0.03)$. На рис. 1 показан фрагмент смоделированного сигнала, подаваемый на обработку. На рис. 2 приведен пример полученного сплайна и результат его вычитания из исходного сигнала по данным, приведенным на рис. 1.

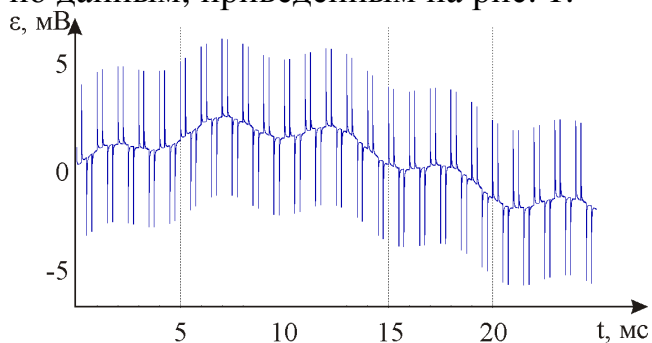


Рис. 1. Фрагмент модельного сигнала

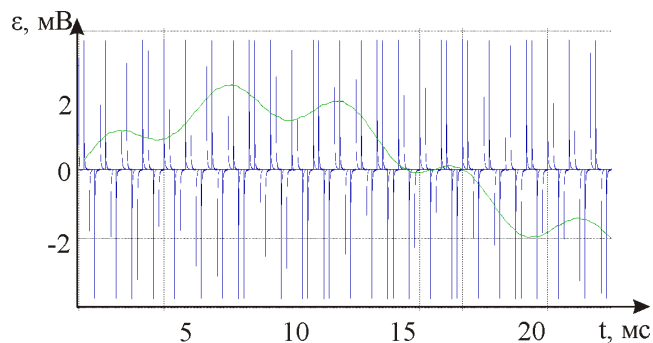


Рис. 2. Сплайн и результат его вычитания из модельных данных

На рис. 3 показаны графики dB_z/dt без вычитания низкочастотной составляющей (используется только полуразность) в сравнении с модельной кривой. На рис. 4 показаны графики dB_z/dt после вычитания низкочастотной составляющей в сравнении с модельной кривой.

На рис. 5 приведен пример непрерывной записи сигнала при пролете приемника в окрестности источника ЭМ поля в системе наблюдений «земля-воздух». На рис. 6 приведен пример полученного сплайна и результат его вычитания из исходного сигнала по данным, приведенным на рис. 5.

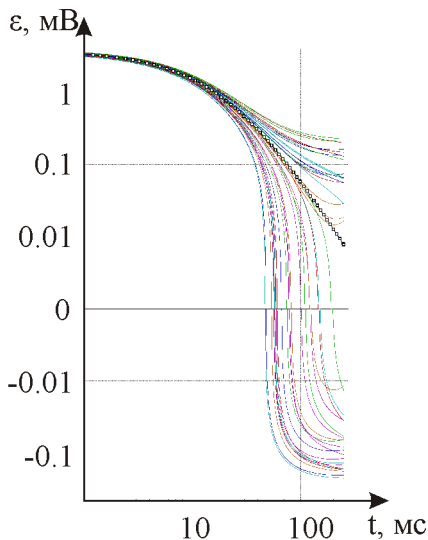


Рис. 3. Графики dB_z/dt без вычитания низкочастотной составляющей и модельная кривая (график со значками)

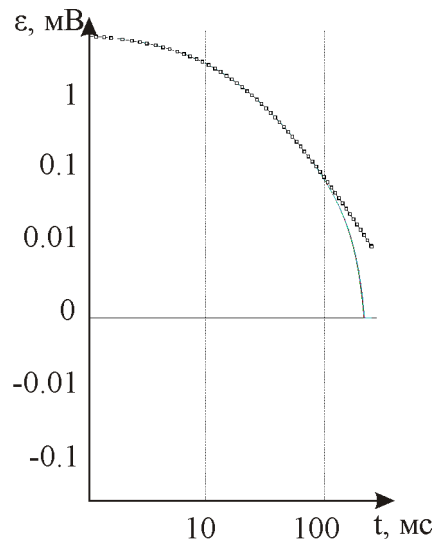


Рис. 4. Графики dB_z/dt после вычитания низкочастотной составляющей и модельная кривая (график со значками)

На рис. 7 и рис. 8 представлены распределения экспериментального сигнала на времени 10 мс до и после фильтрации низкочастотной помехи соответственно при проведении аэроэлектроразведочных работ по методике «земля-воздух».

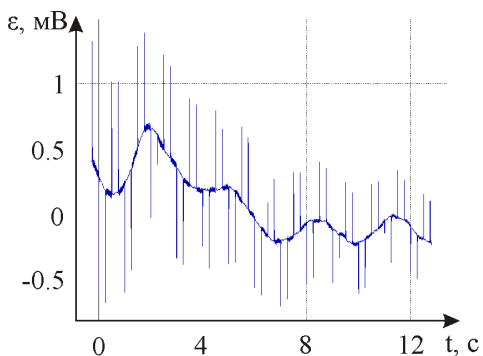


Рис. 5. Пример непрерывной записи

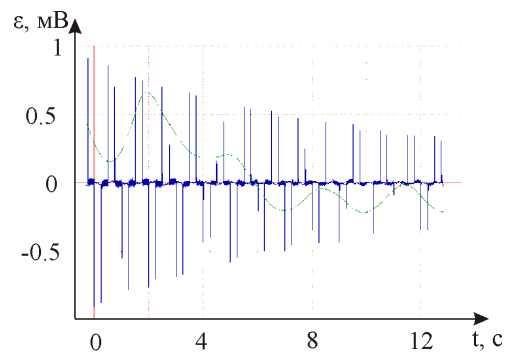


Рис. 6. Сплайн и результат его вычитания

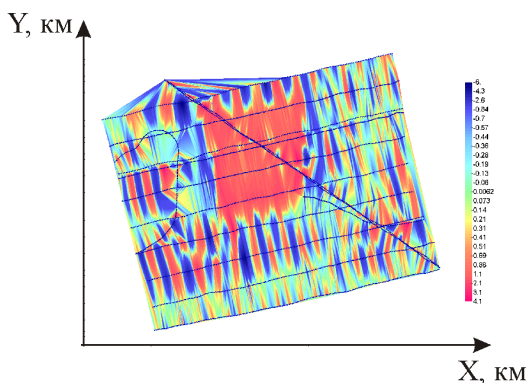


Рис. 7. Распределение зарегистрированного сигнала в плане без учета низкочастотной помехи

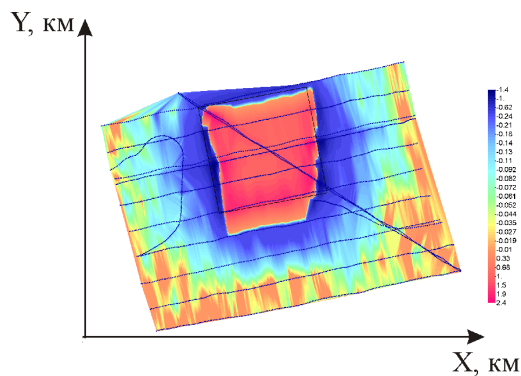


Рис. 8. Распределение сигнала в плане после вычитания низкочастотной помехи

Заключение

Способ борьбы с низкочастотной помехой при выполнении аэроэлектроразведочных работ с помощью сглаживающего сплайна показал приемлемые результаты и может быть использован для устранения негативного влияния низкочастотной помехи в аэроэлектроразведочных работах.

Литература

1. Тригубович Г.М. Инновационные поисково-оценочные технологии электроразведки становлением поля воздушного и наземного базирования. – Разведка и охрана недр, 2007. - №8 – с.80-87.
2. Тригубович Г.М., Персова М.Г., Чернышев А.В. Оценка возможности применения аэроэлектроразведки становлением поля при решении поисково-оценочных задач. – Геофизические методы поисково-оценочных исследований. Сб. научных трудов. Новосибирск: Наука, 2007. - С. 85-97.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ШАХТНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ВЫБРОСООПАСНЫХ ЗОН УГЛЯ И ГАЗА

Сеилханов Т.У., магистрант КарГТУ, Казахстан

г.Караганда, Бульвар Мира 56, +7 7212 567862, timurkaraganda@mail.ru

научный руководитель д.т.н, профессор **Портнов В.С.**

Явления внезапных выбросов угля и газа относятся к динамическим формам газопроявлений при подземной добыче угля. В отличие от более или менее спокойного процесса газовыделения в горные выработки из угольных пластов и вмещающих пород, при внезапных выбросах происходит газовыделение с выбросом в выработки метана и измельченного угля, после которого в массиве остаются характерные полости.

Многие исследователи выбросоопасные зоны угля и газа увязывают с геологическими нарушениями, рассматривая эти участки как зоны пониженных прочностных свойств, аномальных коллекторских свойств, аномальных тектонических напряжений. Условия возникновения и развития внезапных выбросов рассмотрены в работах [1, 2, 3] и др. Общим выводом исследований является приуроченность выбросов угля и газа к трещиновато-пористым, газонасыщенным зонам, обладающих склонностью к послойному разрушению.

С 1959г. по 2009г. в Карагандинском угольном бассейне зарегистрировано 54 внезапных выброса угля и газа, в том числе 19 – на Промышленном участке, 16 – на Саранском участке, 3 – в Шерубай-Нурунском районе и 16 выбросов – в Тентекском районе.

Анализ материалов свидетельствует, о том, что все выбросы в бассейне произошли в зоне геологических нарушений: при приближении выработок к крупным тектоническим нарушениям, в сопутствующих этим нарушениям зонах мелких нарушений и в зонах уменьшения или увеличения мощности пласта. Из всех случаев выбросов угля и газа 23 выброса приурочены к разрывным нарушениям в основном типа – взбросов, 20 – к зонам мелких тектонических нарушений, 10 выбросов произошли в зоне изменения мощности

пласта и при наличии интенсивно перемятой пачки пласта и 1 – в зоне ослабленных пород почвы пласта и резкого изменения его гипсометрии.

Существующие методы прогноза потенциально опасных по внезапным выбросам зон тектонических нарушений основаны на использовании данных, полученных при бурении скважин. Количество скважин определяется сложностью горно-геологических условий. Однако даже большое их количество не может в полном объеме обеспечить исходную информацию для установления границ потенциально выбросоопасных зон. Так, при детальной геологической разведке выявляются лишь 10-20% всех тектонических нарушений в опасных по выбросам пластах, а остальные нарушения вскрываются горными выработками.

Применение шахтной сейсморазведки, направленные на исследование геологических нарушений угольного пласта, позволяет прогнозировать зоны повышенного риска по внезапным выбросам угля и газа. Выполняются с использованием трех основных методов: метода отраженных волн (МОВ), метода сейсмического просвечивания (МСП) и метода сейсмической локации (МСЛ) впереди забоя (рис. 1). Сущность методов в целом заключается в возбуждении и регистрации упругих колебаний в пределах угольного пласта, в выделении и анализе динамических и кинематических параметров волн различных типов.

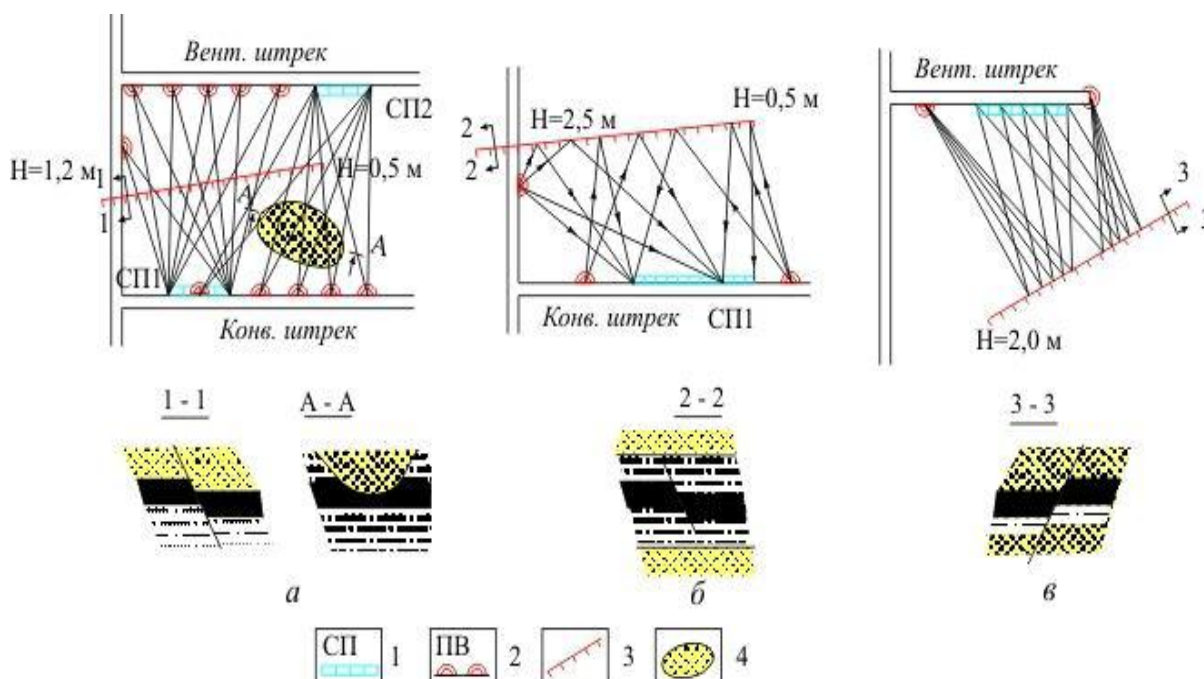


Рис. 1 – Методы шахтной сейсморазведки:

а–сейсмического просвечивания; б – отраженных волн;

в – локации впереди забоя.

1 – сейсмоприемники; 2 – пункты возбуждения;

3 – тектонические нарушения; 4 – размыв пласта.

Основное назначение МОВ заключается в выявлении из одиночной горной выработки и трассировании тектонических разрывных нарушений с

амплитудой более 0,5 мощности пласта и размывов угольного пласта с глубиной эрозионного вреза также более половины мощности пласта.

В настоящее время достигнута дальность прогноза нарушений угольного пласта МОВ до 180 м. Однако, лучшие результаты фиксируются на расстояниях разведываемого нарушения от оси выработки в пределах 25-100 м.

Обязательным условием возможности применения МСП является наличие по крайней мере двух горных выработок по изучаемому угольному пласту. Одна горная выработка служит для размещения сейсмоприемников, другая – для возбуждения волн. Достигнутая дальность МСП – 800 м.

Исследования МСП осуществляются в двух основных направлениях: прослеживание и картирование нарушений, вскрытых горной выработкой; поиск, выявление, картирование и определение типа и параметров “скрытых” нарушений, не выявленных горными работами. В качестве информативных параметров используются характеристики пластовых волн поляризации Лева и Релея. На основе математического моделирования и анализа экспериментальных данных разработаны критерии и методики для выявления и описания нарушений различных типов при использовании пластовых волн в качестве основного инструмента.

Область применения МСП - определение местоположений разрывных нарушений угольного пласта, участков его размывов, а также зон повышенного (пониженного) горного давления, для пластов потенциально опасных по внезапным выбросам угля и газа.

Надежность выявления методом сейсмической локации впереди забоев на глубину 60 м разведки тектонических разрывных нарушений и размывов угольных пластов (соответственно, с амплитудой смещения или глубиной эрозионного вреза свыше половины мощности пласта), а также зон аномальных механических напряжений - составляет порядка 80-85%.

Анализ показывает, что существующие методы мониторинга состояния углепородного массива и обнаружения его нарушенности не отвечают современному состоянию угледобывающей промышленности. Характерными их недостатками являются: остановка основного технологического цикла; длительность обработки результатов; низкий уровень безопасности работ.

Это отрицательно сказывается на производительности и эффективности добычных работ. Исключить отмеченные недостатки позволит новый адаптивный метод активного вибросейсмического мониторинга. Вибросейсмоакустический мониторинг углепородного массива основан на излучении узкополосных гармонических сигналов и применении принципов сейсмической интерферометрии для обнаружения малых изменений основных информативных характеристик углепородного массива при детальном исследовании и контроле геодинамических процессов в реальном масштабе времени. Сущность метода состоит в следующем. При ведении работ по горной выработке производится непрерывное возбуждение искусственных механических колебаний с изменяющимися параметрами (амплитуда силы, частота, скважность и форма импульса) и регистрация отраженных волн с обработкой их информативных параметров (амплитуда, скорость, частота,

время) с анализом спектральных и поляризационных зависимостей. Колебания генерируются специально разрабатываемым устройством в каждой конкретной точке забоя с одновременным фиксацией отраженных колебаний и расшифровкой результатов с использованием метода интерферометрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ходжаев Р.Р. Теоретические основы прогноза и предупреждения газодинамических явлений в угольных шахтах: Автореферат. Дис. ... докт. техн. наук. – Караганда: КарГТУ, 2009. – 15 с.
2. Зыков В.С., Егоров П.В. Прогноз и предотвращения внезапных выбросов угля и газа в очистных забоях угольных шахт. – Кемерово: КузГТУ, 2003. 198с.
3. Кенжин Б.М. Вибрационно-сейсмические источники для динамического воздействия на угольный массив. – Караганда: Арко, 2009. – 297 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Семенов А.Е., инженер исследователь, Геофизическая служба РАН, г.Воронеж
Ефременко М.А., младший научный сотрудник, Геофизическая служба РАН,
г.Воронеж, тел./факс (4732)-557844, nadezhka@geophys.vsu.ru
Научный руководитель: к.г.-м.н. **Надежка Л.И.**

Оценка сейсмической активности платформенной литосферы представляет собой весьма сложную задачу. Это связано, прежде всего, с отсутствием достаточного количества данных о землетрясениях, которые происходят на платформе и небольшой их энергией.

На примере Воронежского кристаллического массива (ВКМ), являющемся крупным сегментом Восточно-Европейской платформы, показана возможность выделения геодинамически активных зон по геологическим, геофизическим и сейсмологическим данным.

В настоящее время на территории ВКМ функционирует региональная сеть сейсмических станций, состоящая из шести цифровых и одной аналоговой станции [1]. За период с 2003 г. по настоящее время зафиксировано более 200 местных землетрясений 3-10 энергетических классов [2].

Известно, что землетрясения – это разрядка напряжения. В земной коре действуют напряжения различных иерархических уровней, сформированных различными причинами. Локальная система напряжений, ответственная, в основном, за местную сейсмичность, сформирована структурно-вещественными неоднородностями земной коры и верхов мантии.

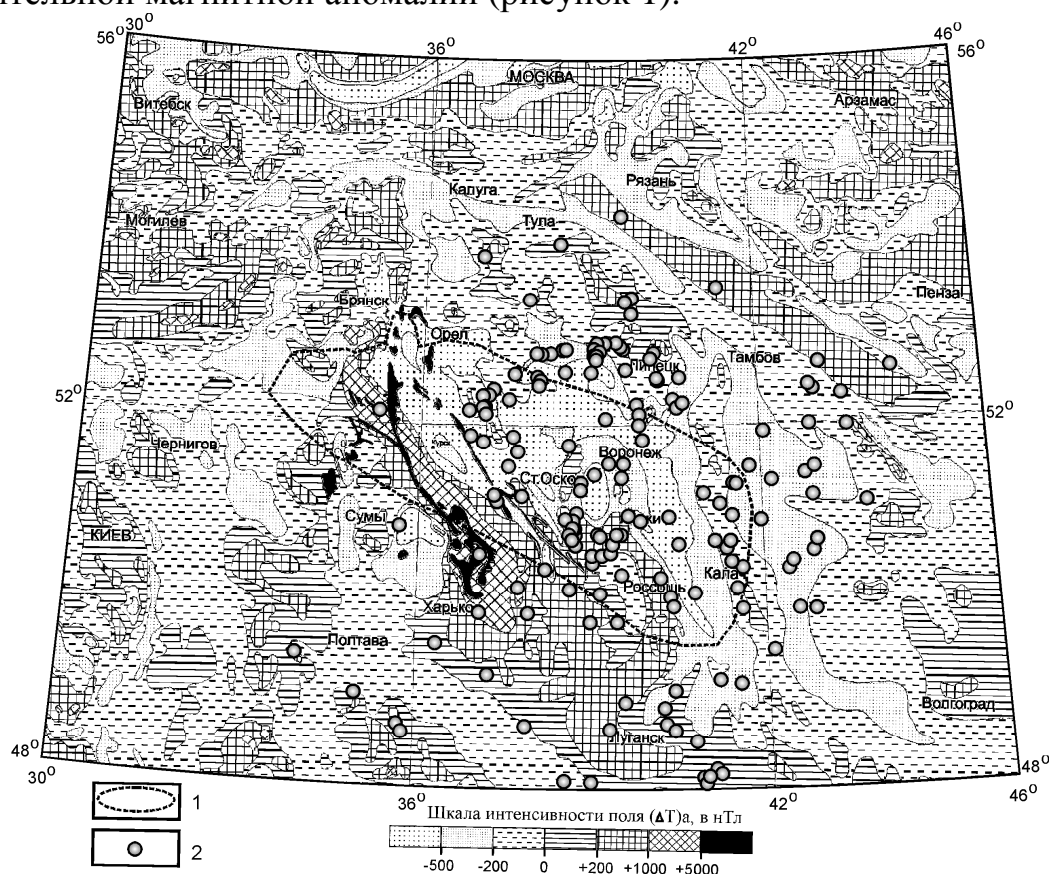
Важную информацию о строении и состоянии геологической среды содержат геофизические поля.

Региональные и локальные аномалии магнитного поля отражают латеральные различия магнитных свойств геологической среды. Некоторые из них обусловлены вещественными неоднородностями верхней части кристаллической коры, другие – особенностями более глубоких её горизонтов.

Как те, так и другие указывают на латеральную гетерогенность кристаллической коры и чёткую дискретность её свойств.

Сопоставление пространственного распределения эпицентров землетрясений и особенностей магнитного поля позволяет сделать важный вывод: положение эпицентров землетрясений пространственно соответствует особенностям магнитного поля.

Значительная часть эпицентров землетрясений приурочена к краевым частям как региональных, так и локальных магнитных аномалий. Обращает на себя внимание тот факт, что в пределах Калача и Новохоперска, характеризующихся, в целом, отрицательным магнитным полем, большинство эпицентров приурочено к региональной слабоинтенсивной аномалии субмеридионального направления, имеющей глубинную природу. Липецко-Елецкая зона повышенной активности приурочена к региональной зоне смены интенсивности магнитного поля. Следует особо отметить приуроченность большого количества эпицентров землетрясений к зоне перегиба S-образной положительной магнитной аномалии (рисунок 1).



1 – граница свода антеклизы; 2 – эпицентры землетрясений.

Рисунок 1 – Схема геомагнитного поля ВКМ и его обрамления

В целом, пространственное положение эпицентров землетрясений находит отражение в особенностях аномального магнитного поля.

Опыт работ по детальному сейсмическому районированию в сейсмически активных регионах свидетельствует об особой роли гравитационного поля при выполнении этих исследований. Это объясняется несколькими причинами. Во-первых, гравитационное поле отражает не только статические характеристики

геологической среды, но и её динамические особенности, а также современное состояние. Во-вторых, это одно из наиболее хорошо изученных геофизических полей.

Как видно на рисунке 2, аномальное поле силы тяжести ВКМ обнаруживает зональное строение, выражающееся в чередовании крупных отрицательных и положительных аномальных зон. В целом, аномальное поле ВКМ, несмотря на весьма сложную его структуру, можно в первом приближении рассматривать как сочетание четырёх региональных аномалий, осложнённых локальными элементами поля различного знака, интенсивности и простирания. Крупные региональные аномалии отражают неоднородности первого порядка в литосфере ВКМ - мегаблоки.

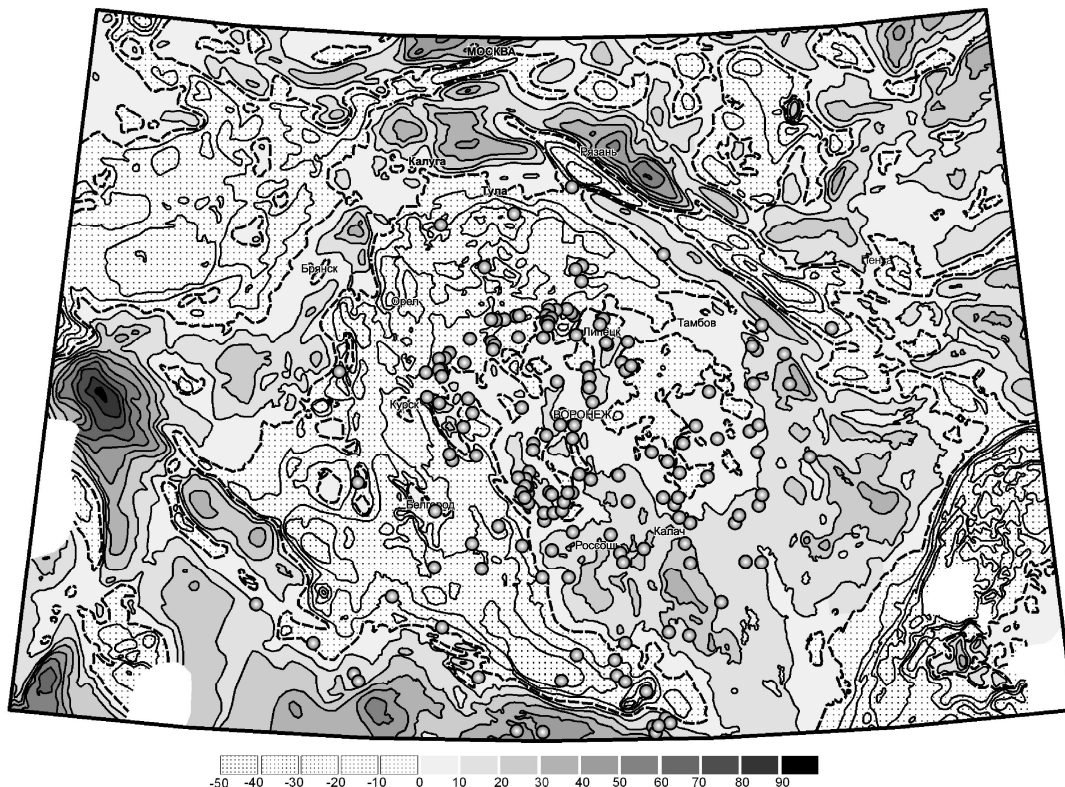


Рисунок 2 – Схема гравитационного поля ВКМ и сопредельных территорий.

Сопоставление в плане распределения эпицентров землетрясений и особенностей поля силы тяжести показывает, что значительное число землетрясений происходит в зоне сочленения крупных региональных аномалий. Крупные аномалии гравитационного поля характеризуются повышенным количеством эпицентров землетрясений, что отражает геодинамическую активность этой части территории региона. Многие эпицентры землетрясений тяготеют к краевым частям локальных аномалий.

Выполненный анализ показал, что геофизические поля, отражая структурные, вещественные и динамические характеристики геологической среды могут быть с успехом использованы для выделения динамически активных зон. В качестве признаков могут быть зоны смены напряжений полей, зоны градиентов различного ранга, упорядоченные системы локальных аномалий.

Авторы работы выражают искреннюю благодарность сотрудникам ЛСМ ВКМ и лично зав. лаб. СМ ВКМ Надежке Л.И. за помощь и консультации при проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки (проект 2.1.1./4637)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Под редакц. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Петрозаводск – 2007, с 289-305.
2. Надежка Л.И. Сейсмическая активность территории Воронежского кристаллического массива по результатам экспериментальных наблюдений / Л.И.Надежка, Е.Ю.Вторников // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: Матер. междуна. конф.- Воронеж. - 2006. – т.2. –С 4-8.

ВОЗМОЖНОСТИ ПЕРЕСМОТРА МАТЕРИАЛОВ СКВАЖИННОЙ ГЕОФИЗИКИ

Сивцев Алексей Иванович, научный сотрудник ИПНГ СО РАН
677007, г. Республика Саха (Якутия), Якутск, ул. Октябрьская, 1.

Телефон (факс): 8(4112) 33-50-14, e-mail: maraday@yandex.ru

Научный руководитель: д.г.-м.н., член-корр. РАН **Сафронов А.Ф.**

Традиционно скважинной геофизикой в нефтегазовом деле исследуются фильтрационно-емкостные, литологические и фациальные характеристики горных пород, а также совместно сейсмологией (сейсмостратиграфия) их стратиграфическая привязка.

С появлением более стройной и научно доказанной теории тектоники плит, скважинная геофизика стала одним из средств для выявления горизонтальных перемещений горных пород. Пересмотр материалов ГИС в освоенных структурах с допущением горизонтальных перемещений горных пород позволяет по-другому взглянуть на результаты предыдущих исследований, вплоть до принятия абсолютно новой модели строения структур 1 порядка.

Одним из перспективных территорий Сибирской платформы на выявление значительных скоплений нефти и газа в непосредственной близости к нефтепроводу ВС-ТО считается восточная ветвь Предпатомского регионального прогиба – Березовская впадина. Березовская впадина имеет меридиональное простирание, на западе и на северо-западе соответственно впадина граничит с Патомским нагорьем и Уринским антиклинорием. На этих границах отмечаются зоны разлома. Граница с северо-западным склоном Алданской антеклизы проходит также по зоне разломов. Северо-восточная граница прогиба проведена по юго-западным склонам Наманинского и Верхнесинского выступов. На севере граница впадины открыта в сторону

Кемпендйской впадины, а на юге она центриклинально замыкается. Строение впадины асимметрично, ось впадины смещена к западному- и северо-западному склонам.

Осадочный чехол её сложен отложениями среднего, верхнего рифея, венда и кембрия. В разрезах венда и нижнего кембрия выявлены соленосные пласты значительной мощности. Относительно узкое и крутое внутреннее крыло впадины осложнено интенсивной складчатостью и дизъюнктивами. В центральной части впадины и на её широком приплатформенном крыле, геологоразведочными работами выявлены более 60-ти положительных структур объединенных в четыре крупных, относительно пологих валообразных поднятий. В некоторых из них были пробурены глубокие поисковые скважины, в результате которых открыты Быхтахское газоконденсатное месторождение и Кэдэргинское полупромышленное газопроявление. После открытия вышеуказанных скоплений газа и газоконденсата в пределах Березовской впадины в 80-ых годах были развернуты широкомасштабные геолого-геофизические работы и пробурен ряд параметрических и поисковых глубоких скважин на выявленных положительных структурах. Проведенные работы не увенчались открытием новых скоплений углеводородов, были зафиксированы только незначительные признаки УВ и отдельные хорошо проницаемые пласты, поглощающие буровой раствор.

По всей видимости, отрицательные результаты, полученные входе проведенных нефтегазопроисковых работ обусловлены, принятием некорректной геологической модели строения Березовской впадины.

Предлагается надвиговый генезис валообразных поднятий обусловленный тангенциальными напряжениями со стороны Патомского нагорья. Основное северо-западно-западное направление горизонтального напряжения горных пород реализовалось по пластичным пластам (соленосные пласты) с образованием положительных структур в автохтоне, которые уверенно выявляются геолого-съёмочными работами и структурно-картировочным бурением. Отсутствие же скоплений УВ в основных проектных подсолевых горизонтах, можно объяснить не совпадением структурных планов подсолевых и надсолевых отложений.

Так, в разрезе скважины 284-1 в пределах Курдарарской структуры Березовской впадины нами зафиксирована опрокинутая складка в интервале глубин 419-710 м. На данном интервале глубин по каротажным диаграммам ГК и НГК фиксируется зеркальное отражение толбачанской, эльгянской, нелбинской и юрегинской свит в обратном порядке (рис. 1.). Для наглядности на рисунке отрезок каротажных кривых ГК и НГК свидетельствующий опрокинутую складку дан прямом и обратном направлении.

Как известно, низы юрегинской свиты кембрия сложены преимущественно соленосными отложениями и являются региональным флюидоупором южной части Сибирской платформы. По всей вероятности, по юрегинским соленосным пластам реализовались горизонтальные передвижения вышеупомянутых свит с образованием опрокинутой складки. Наличие

опрокинутой складки в объеме вышеуказанных свит обусловило выделение положительной структуры на Курдарарской площади. По результатам структурно-картировочного бурения ее амплитуда составляет 300 м, что по толщине сопоставимо с обратным повтором разрезов трех свит и безсолевой части юрегинской свиты. В нижезалегающих проектных интервалах нижнего кембрия и венда структура, по всей видимости, отсутствует. Данное обстоятельство, т.е. отсутствие структурной ловушки, обусловило непродуктивность нижекембрийских и вендских отложений в пределах Курдарарской площади. Незначительная разница в толщинах свит в перевернутой части разреза может быть обусловлено, либо угловым залеганием перевернутого крыла складки, либо площадной изменчивостью толщин свит.

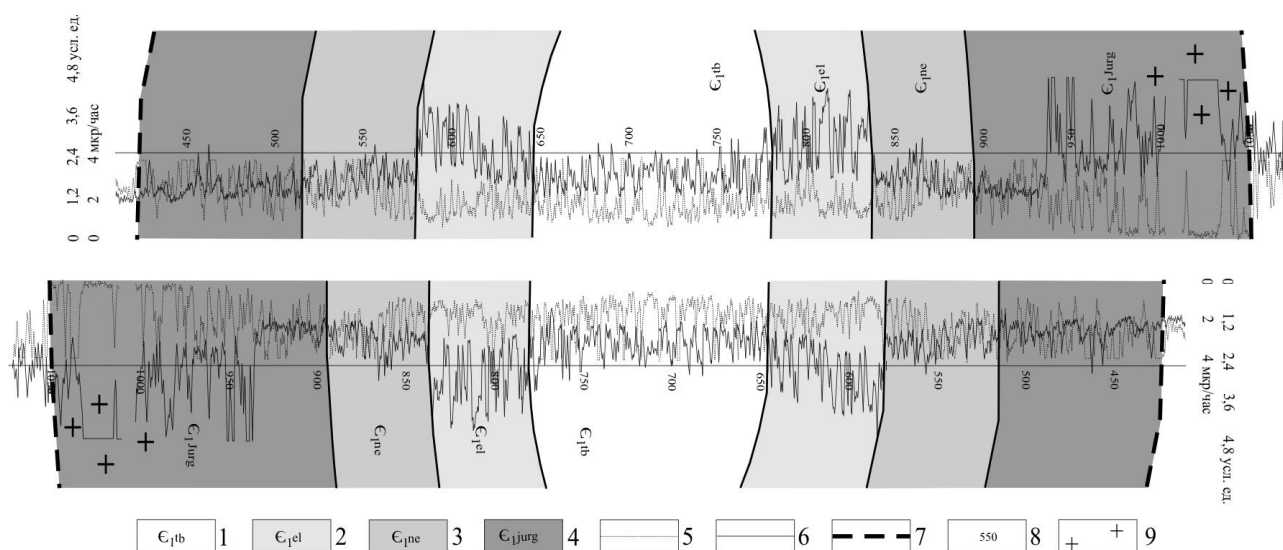


Рис.1. Опрокинутая складка на Курдарарской площади

Условные обозначения: свиты: 1- толбачанская, 2 – эльганская, 3 – нельбинская, 4 – юрегинская; 5 – кривые ГК, 6 – кривые НГК, 7 – внешняя линия складки, 8 – относительные глубины, 9 – соленосные пласты низов юрегинской свиты.

Косвенным свидетельством надвигового генезиса валлообразных поднятий являются полевые наблюдения одного из первых исследователей Березовской впадины, Боброва А.К (1964): «Характерной особенностью подавляющего большинства структур Березовской впадины являются небольшие углы падения слоев на крыльях, изменяющиеся от 1 до 5-6° и редко достигающие 10-12°. У большинства структур более крутым является юго-восточное крыло. Отмечается также увеличение амплитуд структур от платформенного (внутреннего) крыла к геосинклинальному (внешнему)».

Также в пределах Бордонской площади Березовской впадины зафиксирована складка срыва, но уже на основе каменного материала.

Вполне возможно, выявленные геологической съемкой, сейсморазведочными профилями и местами доказанные структурно-картировочным бурением валлообразные поднятия имеют надвиговую природу и выражены только в пределах аллохтона. В таком случае, неудачи при поисках нефти и газа в пределах Березовской впадины не принижают перспективы

нефтегазоносности данной территории, особенно если учесть, ее относительную слабоизученность.

Пересмотр геологической и геофизической информации на основе новой геологической парадигмы на освоенных структурах позволяет переоценить перспективы нефтегазоносности в связи принятием геологических моделей более адекватных природным.

Список использованной литературы:

1. Бобров А.К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. – М., Изд.-во «Наука» 1964.

НОВЫЙ ПОДХОД К ПРОЦЕДУРАМ ОБРАБОТКИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Симанов Алексей Аркадьевич, научный сотрудник, к.т.н.

Учреждение Российской академии наук Горный Институт УрО РАН
614007, Пермь, ул. Сибирская 78а, (342) 216-10-08, Simanov@mi-perm.ru,
научный руководитель: д.ф.-м.н. Долгаль Александр Сергеевич

Принятые процедуры обработки гравиметрических данных и вычисления аномалий Буге, описанные в учебниках по геофизике, формализовались в 1920-1930^x годах, когда происходило становление гравиразведки, использовались маятниковые гравиметры и вариометры Этвеша при нефтепоисковых исследованиях в Америке, изучении солянокупольных структур в Германии, Курской магнитной аномалии в СССР и др. Съёмки имели локальный характер, разрешая многочисленные допущения и упрощения в процедурах обработки, которые опирались на известные в то время сведения о форме Земли, абсолютном значении силы тяжести и минимизировали вычислительные требования. Несмотря на допущения и упрощения, эти процедуры с минимальным изменением продолжают использоваться и поныне для решения большого круга геолого-геофизических задач, включены в учебники по гравиразведке, Инструкции и ГОСТы. Хотя в большинстве перечисленных учебников упомянуто о наличии «косвенного эффекта», о необходимости учета эллипсоидальности Земли, но в действующей «Инструкции по гравиразведке» [4] и Государственном стандарте [3] об этом нет ни слова.

В настоящее время произошли принципиальные изменения в аппаратном оснащении гравиметрических исследований. Если ранее при работе с отечественными гравиметрами ГНУ-КВ и оптическими нивелирами среднеквадратическая погрешность определения аномалий Буге составляла $\pm 0.06-0.10$ мГал, то с современными гравиметрами, системой GPS и электронными тахеометрами погрешность составляет $\pm 0.02-0.04$ мГал при точности определения наблюдаемых значений силы тяжести $\pm 0.005-0.015$ мГал [2]. Существенным образом возросли наши знания о форме Земли, создана мировая опорная гравиметрическая сеть, в открытом доступе имеются детальные базы данных о фигуре геоида и рельефе Земли и, учитывая современные вычислительные мощности, нет никаких причин для применения

упрощенных формул при вычислении поправок и редукиций в гравиметрические наблюдения.

Если в отечественной геофизической практике, как уже упомянуто, все допущения и упрощения закреплены «Инструкцией по гравиразведке» [4] и Государственным стандартом [3], то за рубежом погрешности поправок Буге активно обсуждаются в литературе. Более того, в Северной Америке рабочая группа из 21 геофизика и геодезиста из четырех стран, представляющих правительственные агентства, научные и производственные организации, разработала новые стандарты для редуцирования гравиметрических данных и вычисления аномалий Буге [5]. На основе предлагаемых стандартов создается единая североамериканская база данных с открытым доступом на Web сайте University of Texas в El Paso. Аналогичная база данных создается в Европе.

Самое существенное изменение в Северо-Американском стандарте касается выбора вертикального датума. Традиционно, высоты гравиметрических пунктов определяются относительно геоида или уровня моря, а теоретическое значение силы тяжести вычисляется на земном эллипсоиде. Новый стандарт устраняет необходимость в вычислении косвенного эффекта, который минимизирует погрешность, обусловленную разностью высот. Кроме того, поскольку положение пунктов гравиметрических наблюдений теперь обычно получают с помощью GPS относительно эллипсоида, использование эллипсоидальных высот никаких затруднений не представляет.

Предлагаемые стандарты редуцирования изменяют, прежде всего, гравитационное поле в региональном плане, но также и относительные изменения аномалий на небольших площадях могут достигать значительных величин. На рисунке представлено сравнение аномалий силы тяжести в редукиции Буге при плотности промежуточного слоя 2.67 г/см^3 , вычисленные по стандартам, принятым в России и в Северной Америке для одного гравиметрического профиля, выполненного в центральной части Пермского края. Длина профиля составляет 270 км, перепад высот рельефа от 110 м до 260 м. Среднеквадратическая погрешность определения наблюдаемых значений силы тяжести на данной площади составила $\pm 0.035 \text{ мГал}$. Как видно из рисунка 1, разность аномалий, вычисленных различным способом, достигает $\pm 0.15 \text{ мГал}$, т.е. во много раз превосходит точность полевой съемки.

Таким образом, не вызывает сомнений, что возможности гравиразведки на современном этапе вступают в противоречие с существующими инструктивными требованиями к ее проведению. Действующая «Инструкция по гравиразведке» ни в коей мере не отражает реалии современной съемки. В настоящее время нет никаких причин для применения упрощенных формул при вычислении поправок и редукиций. Поправки, вводимые нами в наблюдаемые аномалии силы тяжести, в значительной степени заглубляют точность съемки. Обобщая вышесказанное можно сделать вывод, что необходима разработка новых стандартов гравиметрических данных в России.

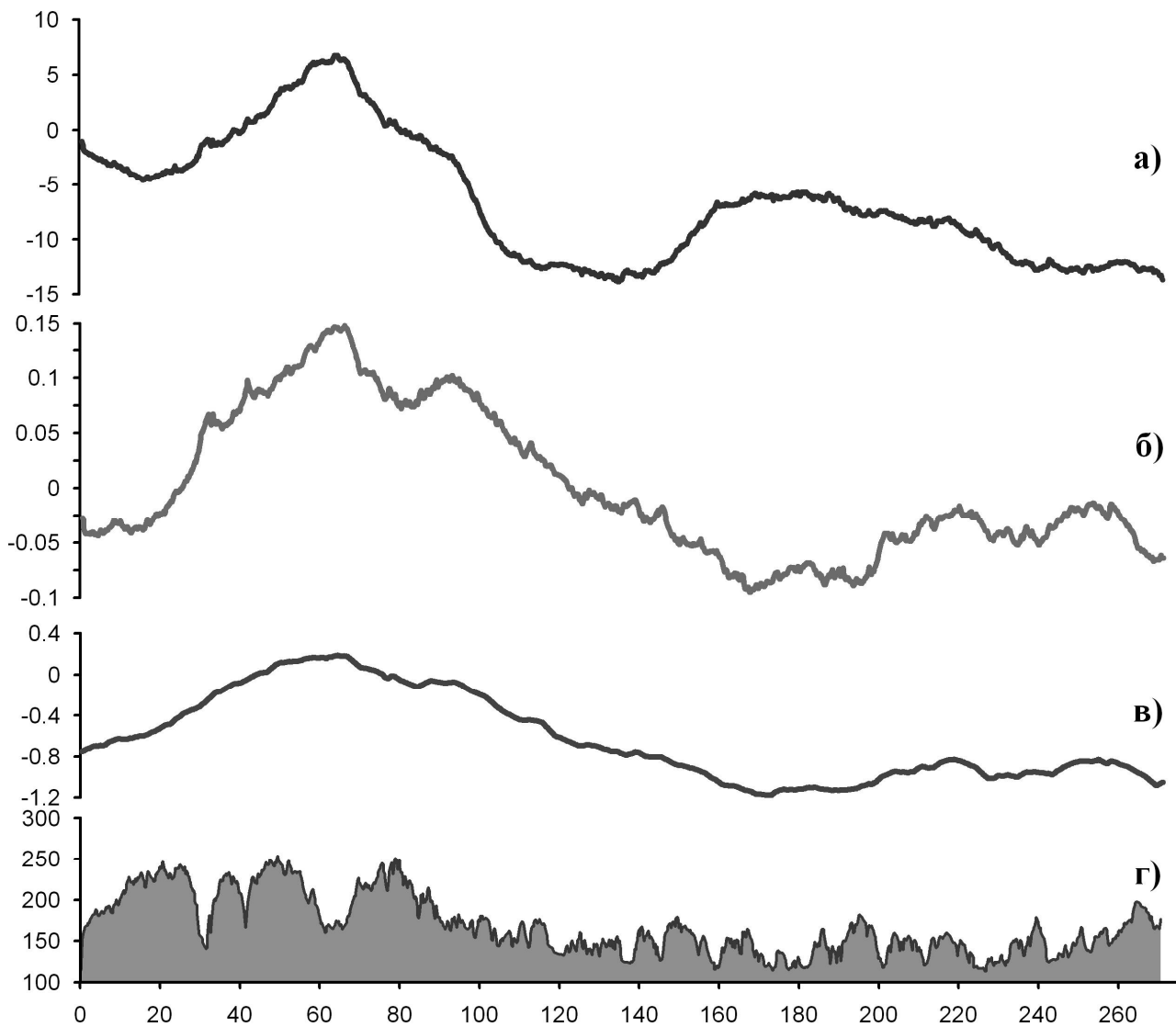


Рис.1. Сравнение аномалий Буге, вычисленных различными способами (графики: а - аномалии силы тяжести в редукции Буге; б – разность аномалий, вычисленных по стандартам, принятым в России и в Северной Америке; в – превышения геоида; г - рельеф)

Автор выражает особую благодарность за оказанную помощь доктору физико-математических наук А. С. Долгалю, кандидату геолого-минералогических наук С. Г. Бычкову.

Работа выполнена при поддержке Уральского отделения РАН (по результатам конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов 2010 г).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бычков С.Г., Симанов А.А. Новые стандарты редуцирования гравиметрических данных / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Москва: ИФЗ РАН, 2010. С. 75 – 81.
2. Бычков С.Г., Симанов А.А. Повышение точности и эффективности гравиметрических работ с использованием современного гравиметрического и

геодезического оборудования / ГЕО-Сибирь-2005. Т.2. Геология, геофизика, геодинамика и геомеханика. - Новосибирск, СГГА, 2005, с. 14-18.

3. ГОСТ Р 52334-2005. Гравиразведка. Термины и определения. М., Стандартинформ, 2005. – 22 с.

4. Инструкция по гравиразведке. М., Недра, 1980. - 80 с.

5. Hinze W.J., Aiken C., Brozena J., Coakley B., Dater D., Flanagan G., Forsberg R., Hildenbrand T., G. Keller R., Kellogg J., Kucks R., Li X., Mainville A., Morin R., Pilkington M., Plouff D., Ravat D., Roman D., Urrutia-Fucugauchi J., Veronneau M., Webring M., Winester D. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database / Geophysics, 2005, V. 70, N. 4; P. J25-J32.

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МНОГОКОМПОНЕНТНОГО ПРИЕМА ПОЛЯ ДЛЯ СНИЖЕНИЯ ЗОН ЭКВИВАЛЕНТНОСТИ ПРИ ПРОФИЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ ЗСБ

Симон Евгения Игоревна, инженер, ФГУП «СНИИГГиМС»

г. Новосибирск, ул. Потанинская 6а

(383) 222-42-03, Evgeniya-Simon@Yandex.ru

Научный руководитель: д.т.н., проф. **Ю.Г. Соловейчик**

Одним из наиболее распространённых источников при проведении электроразведочных работ является токовая незаземлённая петля (источник индукционного типа), при использовании которого измеряется производная по времени вертикальной магнитной компоненты (ЭДС) с помощью приёмных петель. Эта технология измерения электромагнитного поля является однокомпонентной и довольно часто применяется при проведении профильных измерений. В этом случае она демонстрирует достаточно хорошую разрешающую способность в средах, близких к горизонтально-слоистым, а также когда глубина исследований относительно небольшая. Но, как правило, при проведении практических работ вмещающая среда содержит множество неоднородностей в верхней части разреза, которые оказывают существенное влияние на конфигурацию измеряемого поля. В этом случае, на достоверность полученных в результате интерпретации распределений проводимости могут оказать влияние боковые приповерхностные объекты, которые в силу своей удалённости от точки измерения оказывают влияние на измеряемый сигнал в области поздних времен. Это влияние может стать практически эквивалентным влиянию глубинных поисковых объектов, расположенных под точкой измерения. Причиной возникновения подобных зон эквивалентности является невысокая площадь сети наблюдений. Однако обеспечить достаточную площадь измерений не всегда возможно по техническим причинам, поэтому часто при проведении практических исследований используют профильную съемку. В этом случае даже целевой объект, расположенный рядом с профилем, может быть идентифицирован под профилем, хотя и не находится под ним. Еще одной причиной, оказывающей влияние на результаты геофизического прогноза, является недостаточная плотность измерений. Примером может служить наличие в исследуемой среде вытянутых, субвертикальных объектов,

влияние которых может быть эквивалентно влиянию ложного изометричного объекта.

Одним из способов решения данной проблемы является использование технологий многокомпонентного приёма поля, т.е. с одновременным приёмом трёх составляющих магнитного поля и двух составляющих электрического. Учитывая, что неоднородности среды по-разному влияют на разные компоненты поля, при проведении 3D-интерпретации возможно исключить существующие зоны эквивалентности, более точно определить границы целевых объектов, оценить влияние боковых неоднородностей, повысив тем самым достоверность восстановленной электрической проводимости.

Рассмотрим пример, где субвертикальный объект, если выполнять съемку по редкой сети наблюдений, при однокомпонентной съемке может быть подобран с использованием изометричных в плане плоских объектов.

Исследования проводились в программном комплексе GeoEM [1], позволяющем моделировать трехмерные электромагнитные поля в сложных средах.

На рисунке 1 приведены эквивалентные модели, полученные по профильным измерениям вертикальной составляющей производной магнитной индукции. На рисунке 1,а приведена исходная модель, а на рисунке 1,б – подобранная к ней при редком шаге съемки.

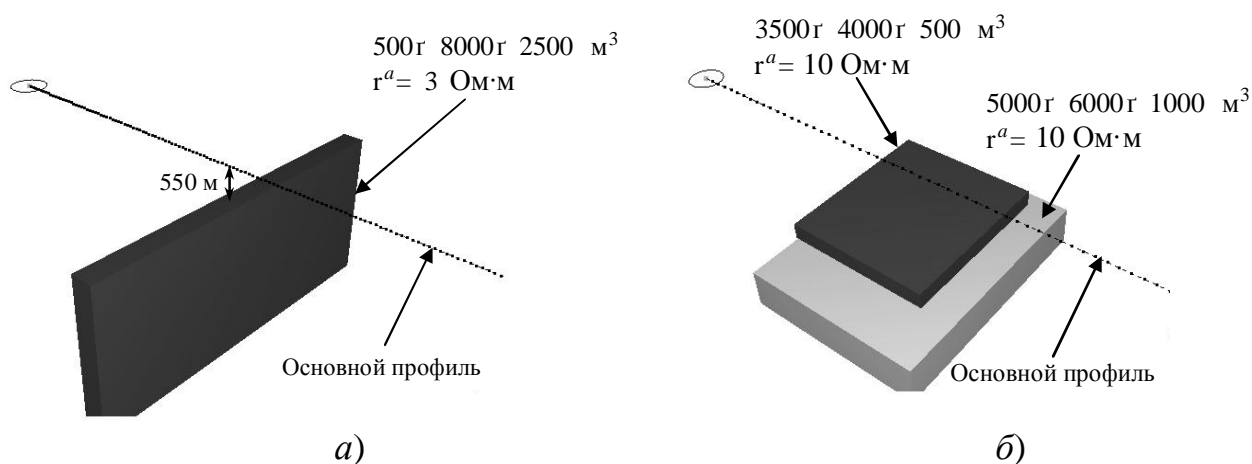


Рисунок 1- Эквивалентные геоэлектрические модели, полученные по профильным измерениям вертикальной составляющей производной магнитной индукции: а – исходная модель с субвертикальным объектом, б – подобранная к ней при редком шаге съемки эквивалентная модель с плоскими изометричными в плане объектами

Выполним профилирование с использованием горизонтальной составляющей производной магнитной индукции. Соответствующие графики профилирования в сравнении с графиками профилирования с использованием вертикальной составляющей производной магнитной индукции приведены на рисунках 2–3 в моменты времени 100 мс и 300 мс соответственно. Из полученных результатов видно, что если над центром объекта отсутствуют точки измерений, то по вертикальной компоненте возможен подбор эквивалентной модели в виде изометричных в плане объектов. В случае же рассмотрения горизонтальной компоненты, даже если над центром объекта

отсутствуют точки измерений, подбор этой эквивалентной модели невозможен, поскольку из-за несимметрии в ней отклики от субвертикальных объектов принципиально отличаются от откликов от изометричных в плане плоских объектов. В случае субвертикальных объектов x -компонента меняет знак аномального поля при пересечении субвертикального объекта, а в случае изометричных в плане плоских объектов характеризуется небольшой однознаковой аномалией.

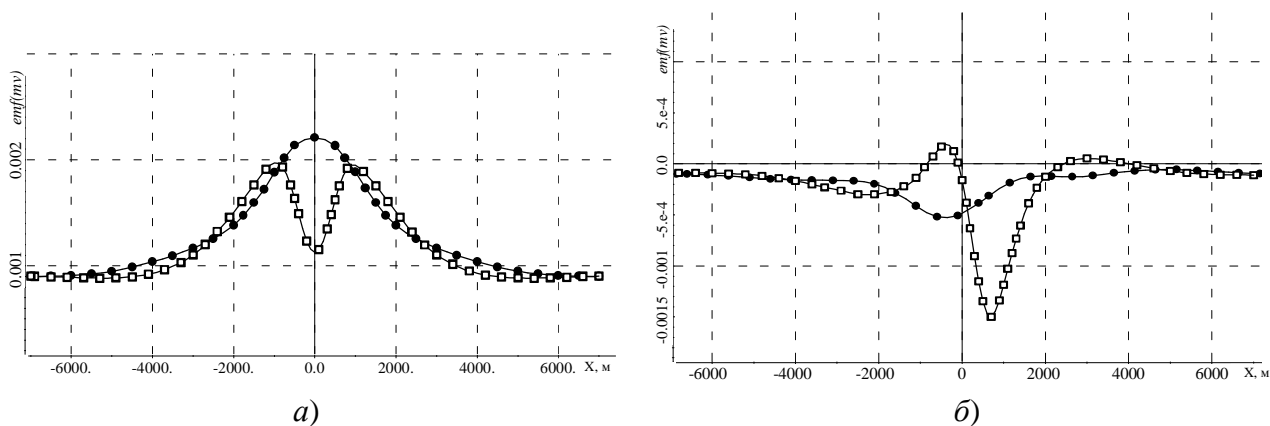


Рисунок 2 - Графики профилирования (незакрашенные значки) через субвертикальный объект (модель на рисунке 1,а) в сравнении с графиками профилирования (закрашенные значки) для модели с плоскими изометричными в плане объектами (модель на рисунке 1,б) в момент времени 100 мс: *a* – вертикальная составляющая производной магнитной индукции; *б* – горизонтальная составляющая производной магнитной индукции

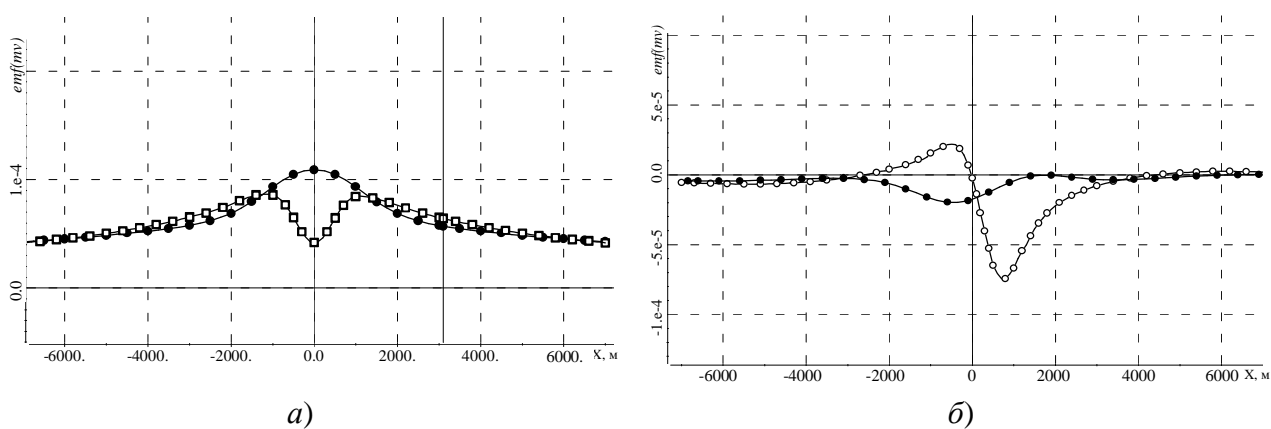


Рисунок 3 - Графики профилирования (незакрашенные значки) через субвертикальный объект (модель на рисунке 1,а) в сравнении с графиками профилирования (закрашенные значки) для модели с плоскими изометричными в плане объектами (модель на рисунке 1,б) в момент времени 300 мс: *a* – вертикальная составляющая производной магнитной индукции; *б* – горизонтальная составляющая производной магнитной индукции

Видно, что при измерении горизонтальной компоненты уровень сигнала довольно существенно снижается (на графиках абсолютные значения сигнала приведены при условии, что ток равен 20 А, а момент измерительной петли $8 \cdot 10^3 \text{ м}^2$). Тем не менее, увеличение момента будет приводить к тому, что горизонтальная компонента станет измеримой и существенно снизит область возможных эквивалентных моделей и тем самым повысит качество геофизического прогноза.

Таким образом, как показывает этот пример, многокомпонентный прием поля позволяет существенно снизить область эквивалентности, возникающей при однокомпонентном приеме поля, в случае, когда плотность проведенных измерений является недостаточной.

Выражаю благодарность своему научному руководителю Соловейчику Ю.Г. за помощь в проведении исследований и ценные советы.

Список литературы

1. Тригубович Г.М., Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г. 3D-электроразведка становлением поля. Новосибирск: Наука. 2009. 225 с.

**ПЕТРОМАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ КАК ФАКТОР
НЕОДНОРОДНОСТИ СТРУКТУР МАГНИТНОГО ПОЛЯ
ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЁРТОВО КОРЫТО
(ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)**

Соколов Степан Витальевич, аспирант, ассистент кафедры ГЕОФ ТПУ
634050, г. Томск, пр. Ленина, д. 2/5, 8 (3822) 42-61-65, potechina@sibmail.com
научный руководитель: к. г.-м. н., доцент **Ю.В. Колмаков**

Золоторудное месторождение Чёртово Корыто расположено на севере Патомского нагорья. В металлогенической иерархии оно относится к Артемьевскому рудному полю Кевактинского рудного узла.

В пределах Артемьевского рудного поля геофизические исследования не возобновлялись с конца 70-х годов прошлого столетия. Причиной этого стало мнение о несостоятельности геофизических методов в картировании пологозалегающих структур (Мартыненко, 1983ф, 2001ф), одна из которых вмещает месторождение. По всей видимости, формированию такого мнения, в большой мере, способствовало невыразительное проявление минерализованной зоны месторождения Чёртово Корыто в аномалиях вертикальной компоненты (Z) (съёмка 1978-1980гг.) полного вектора магнитной индукции (T). Однако выясняется, что в аномалиях вектора T (съёмка 2006г.) месторождение проявляет себя более выразительно и просто, чем в Z аномалиях. Вероятной причиной, обусловившей такое несоответствие, стала существенно превалирующая над индуктивной, - остаточная намагниченность (J_n), вектор которой имеет различное наклонение в крутопадающих и пологозалегающих структурах минерализованной зоны [1], определяя их намагничение.

Таким образом, изучение распределения вектора J_n в минерализованной зоне месторождения, а так же условий, его предопределивших, будет способствовать раскрытию природы аномалий магнитного поля Z и T , что, в конечном итоге, позволит по-новому взглянуть на возможности магниторазведки в Артемьевском рудном и других регионах с похожим геологическим строением.

Вмещающие месторождение породы представлены нижнепротерозойскими терригенно-осадочными углеродсодержащими отложениями Михайловской свиты, смятыми в синклиналию складку субширотного простираения [2].

Золото-сульфидно-кварцевая минерализация развита в интенсивно дислоцированной структуре, которая имеет субсогласные со слоистостью и сланцеватостью углы падения ($10-20^{\circ}$). Данная структура оперяет сместитель взбросо-сдвига в его висячем крыле. Угол падения сместителя составляет около 60° и имеет, так же как и рудовмещающая структура, азимут простирания 350° [2].

Сульфидная минерализация представлена пирротинном, пиритом и арсенопиритом, так же встречаются, галенит, сфалерит и халькопирит.

Основная роль в распределении прожилково-вкрапленной рудной минерализации на месторождении принадлежит трещинной тектонике. Особенно ярко выражена система пологих трещин, однако так же имеются и трещины с углами падения $35-45^{\circ}$ и азимутами падения $240-260^{\circ}$ и $130-200^{\circ}$ (Мартыненко, 2001ф). Вмещаемая такими структурами сульфидная минерализация унаследовала их морфологию, образовав тонкие прожилки и микропрожилки (от 0.03 до 1.5 мм, редко до 4.5 мм (Мартыненко, 2001ф)), имеющие двумерный облик.

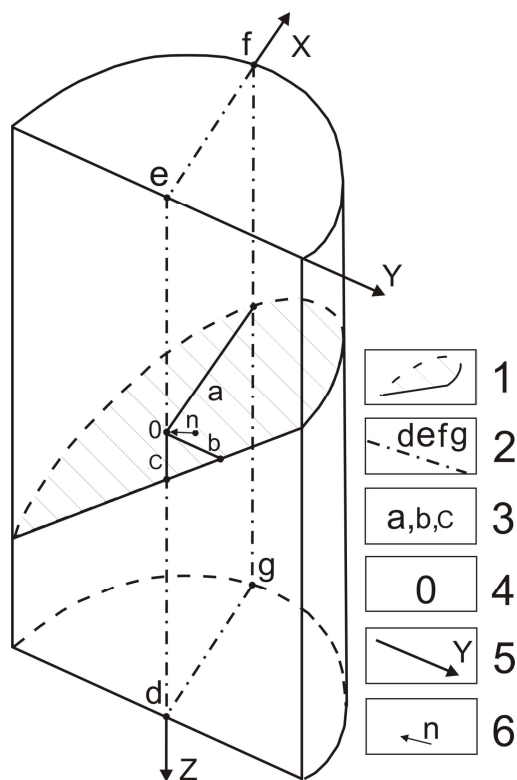


Рис.1 Определение положения плоскости минерализации в системе координат образца. 1-плоскость сульфидной минерализации; 2-плоскость, разделяющая образец на две равные части; 3-отрезки для вычисления направляющих косинусов; 4- начало координат; 5-название осей координат и их направление; 6-единичный вектор нормали к плоскости минерализации.

Измерение модуля вектора T проводилось протонным магнитометром ММП – 203МС по сети 100×10 м. Изучение палеомагнитных характеристик всех образцов пород и руд месторождения осуществлялось на астатическом лабораторном магнитометре МАЛ-036 по стандартной методике. Материалом для измерений стал керновый материал разведочных скважин. Ориентирована у керна только продольная ось согласно вертикальному положению всех скважин на месторождении, поэтому из угловых характеристик вектора J_n удалось определить только наклонение.

Исследовалась связь между направлением остаточной намагниченности в образцах пород с морфологическими особенностями, проявленной в них сульфидной минерализации по следующей методике. 1) Выбиралось начало

координат (0) на плоской стороне керна таким образом, чтобы ось 0X была ортогональна отрезкам de и fg, лежала в плоскости defg, разделяющей образец на две равные части, и проходила через точку пересечения линии fg с плоскостью сульфидной минерализации. 2) Измерялись отрезки a, b, c. 3) Определялись направляющие косинусы нормали (n) к плоскости минерализации: $\cos \alpha = \frac{1/a}{\sqrt{(1/a)^2 + (1/b)^2 + (1/c)^2}}$; $\cos \beta = \frac{1/b}{\sqrt{(1/a)^2 + (1/b)^2 + (1/c)^2}}$; $\cos \gamma = \frac{1/c}{\sqrt{(1/a)^2 + (1/b)^2 + (1/c)^2}}$ (α, β, γ - углы между единичным вектором n и осью 0X, 0Y, 0Z соответственно). 4) Известные проекции вектора Jn на оси координат, и направляющие косинусы, позволили задать два вектора: $n = (\cos \alpha)i + (\cos \beta)j + (\cos \gamma)k$ и $Jn = (Jnx)i + (Jny)j + (Jnz)k$. 5) Вычислялся угол между n и Jn как арккосинус отношения скалярного произведения векторов n и Jn к произведению их модулей.

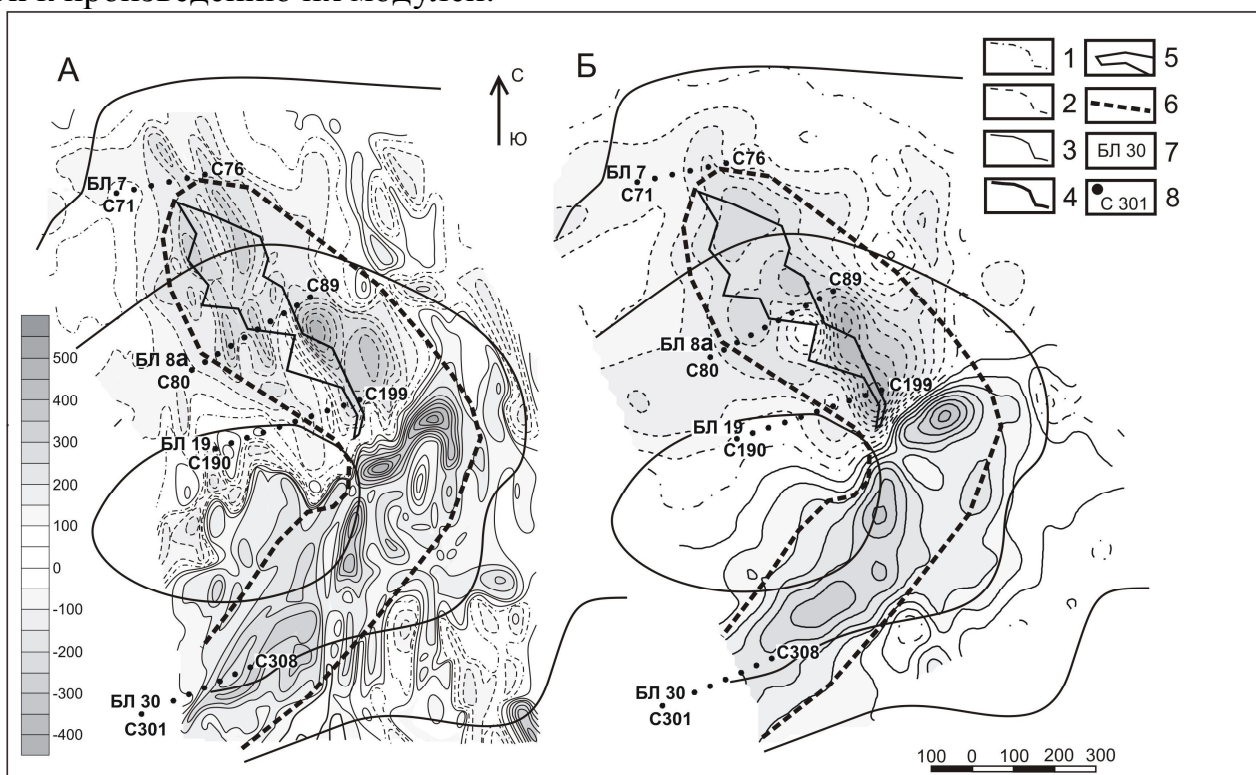


Рис. 2. Карты изодинам месторождения Чёртово Корыто, нТл: А – ΔZ , Б – ΔT : 1 – 3 – изолинии: нулевые (1), отрицательные (2), положительные (3); 4 – горизонтали; 5 – 6 – границы: рудного тела (5), минерализованной зоны (6); 7 – буровые линии; 8 – скважины.

Важной особенностью месторождения является дипольная магнитная аномалия. Она фиксируется в приращениях вертикального компонента (ΔZ) и модуля вектора магнитной индукции (ΔT) (рис.2).

В интервале значений от 0 до $\pm(150-200)$ нТл поле ΔZ имеет схожие очертания с ΔT , но на участках с большей интенсивностью в поле ΔZ появляется серия локальных вытянутых аномалий, существенно осложняющих и, в определённой степени, «затушевывающих» выделяемый в ΔZ диполь.

№ образца Количество $n^{\wedge}Jn$

Полученные фактические результаты (таблица) свидетельствуют о том, что вектор J_n ориентирован согласно сульфидным прожилкам развитым по трещиноватости и плоскостям сланцеватости. Такая связь сохраняется вне зависимости от углов падения прожилков.

Система	Систем (направлений) сульфидной минерализации в образце	Значение
C199-36,8	1	88,65383
C83-152,0	1	86,52393
C75-99,8	1	99,10937
C199-66,0	1	81,56779
C76-14,5	1	99,48346
C198-32,1	2 (№1)	145,1487
	(№2)	34,9563

Указанная закономерность отчётливо просматривается в образцах с одним генеральным направлением (системой) сульфидной минерализации, а в образцах, где присутствует несколько таких направлений, вектор J_n является результирующим и может быть направлен не по прожилкам. Так, в образце C198-32,1 имеются две системы сульфидизации. Если просуммировать векторы n к каждой из систем, а потом определить угол между результирующим вектором ($n_{\text{среднее}}$) и вектором J_n , то $n_{\text{среднее}} \wedge J_n = 89,87^\circ$, что свидетельствует о тензорном характере J_n и подтверждает установленную закономерность.

Таким образом, на месторождении Чёртово Корято, имеется мощная магнитная анизотропия, связанная с морфологией рудной минерализации. В ΔZ крутопадающие рудные структуры, намагниченные согласно установленной закономерности, создают интенсивные аномалии, почти не проявляя себя в ΔT . Это обусловило сложную структуру ΔZ поля и его отличие от ΔT . Превалирующая на месторождении субгоризонтальная минерализация привела к дипольному аномальному эффекту, отлично проявляющимся в поле ΔT , что является важным поисковым признаком.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колмаков Ю.В., Соколов С.В. О влиянии геодинамических условий образования месторождений золота на их проявление в магнитном поле. «Пятое научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург. 2009. С. 247-251.
2. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Структурно-динамическая модель золоторудных месторождений, образованных в несланцевом и черносланцевом субстрате. Ч.2. Месторождение Чёртово Корято (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. 2009. Т. 314. № 1. С. 23-38.

МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ПОСТРОЕНИЮ ЭЛЕКТРОПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ НА ПРИМЕРЕ СВЕРДЛОВСКОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ (СРЕДНЕЕ ЗАУРАЛЬЕ)

Сурина Олеся Викторовна, м.н.с., Институт геофизики УрО РАН

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100

т.:(343) 267-88-80, ф.:(343) 267-88-72 sur2004@inbox.ru

научный руководитель: гл. научн. сотр. д.г.-м.н. Дьяконова А.Г.

В процессе многолетнего изучения структурно-тектонического строения Урала обнаружена пространственная связь аномалий гравитационного поля с особенностями расслоенности коры по электрическим параметрам. Это послужило основанием для разработки нетрадиционного подхода – использования результатов геоэлектрики при построении электроплотностной модели. Как правило, плотностные разрезы строят с использованием скоростных параметров упругих волн по данным сейсморазведки. Как показала практика работ, часто плотностные и сейсмические разрезы не согласуются между собой.

Методический подход, разработанный нами включал следующие составляющие:

- анализ физических свойств пород (удельного электрического сопротивления и плотности) и установление возможных связей между ними;
- выполнение масштабных полевых исследований с применением методов индукционной электроразведки;
- интерпретация наблюдаемых данных и построение геоэлектрической и согласованной электроплотностной модели;
- увязка полученных результатов с особенностями структурно-тектонического строения рассматриваемой территории.

Полный геоэлектрический разрез по Свердловскому геотраверсу протяженностью порядка 1000 км до глубины 600 км опубликован в работе [1]. Там же приводится методика исследований, включая комплексирование методов геоэлектрики, обработку экспериментального материала и интерпретацию данных с построением геоэлектрических моделей. В настоящей работе рассматривается отрезок разреза, пересекающий Среднее Зауралье.

Интерпретация поля силы тяжести выполнена в двумерном варианте с помощью специальной программы Н.П. Кострова, встроенной в ГИС ArcView. Ее расчетный блок позволяет вычислять аномальные значения силы тяжести и магнитной индукции для тел произвольного сечения в виде примыкающих многоугольников постоянной плотности и намагниченности с неограниченным числом вершин. Осуществлен подбор параметров модели поля силы тяжести в редукции Буге (сплошная линия на рис. 1, б – практическая кривая, пунктир – расчетное поле силы тяжести). Уточнены положения основных границ между структурно-вещественными комплексами в соответствии с геоэлектрической моделью (рис. 1, в). Кривая аномалии магнитного поля (ΔT) использовалась нами в качестве дополнительной информации при интерпретации.

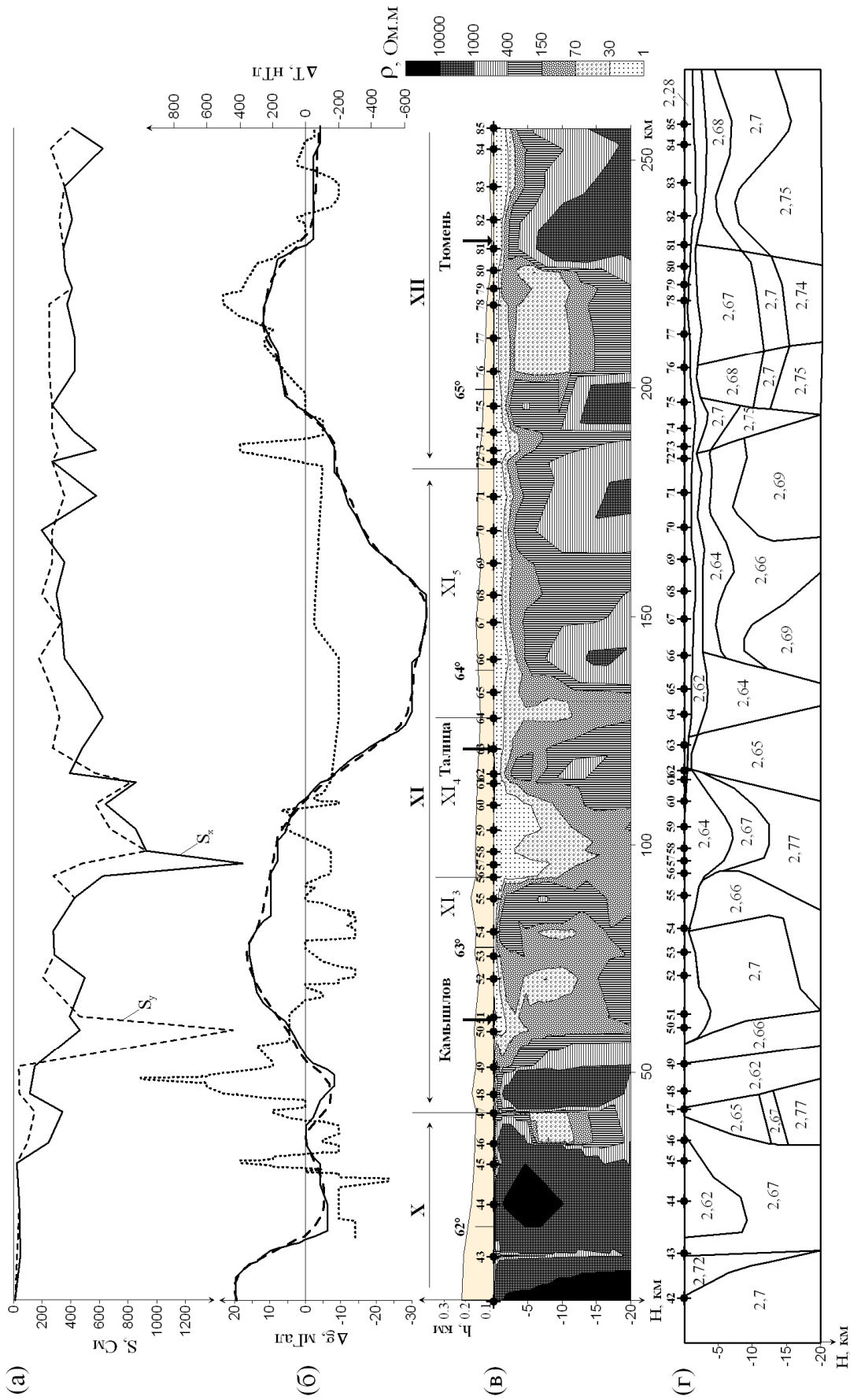


Рис. 1. Результаты геофизических исследований Среднего Зауралья на отрезке Свердловского пересечения.

(а) – суммарная продольная проводимость литосферы для меридионального (S_x) и широтного (S_y) направлений; (б) – кривые аномалии силы тяжести (Δg) и магнитного поля (ΔT); (в) – геоэлектрический разрез верхней части коры по данным комплексных электромагнитных зондирований. Римские цифры – номера тектонических структур: X – Восточно-Уральский прогиб, XI – Зауральское поднятие (XI₃ – Камышловский мегантиклинорий XI₄ – Талицкий мегасинклинорий; XI₅ – Ницинско-Шадринский мегантиклинорий), XII – Тюменско-Кустанайский прогиб; (г) – согласованная электроплотностная модель.

В представленной электрогравитационной модели (рис. 1, г) наряду с вещественным составом горных пород, степенью их обводненности и минерализации пластовых вод, что существенным образом отражается на физических параметрах разреза также прослеживается большое количество горстов, грабенов, уступов, образовавшихся в результате опусканий, воздыманий и смещений его отдельных блоков. Выделяются границы структур 1 и 2 порядка, глубинные разломы с проявлением траппового вулканизма на границе зон X и XI. Граница Зауральского поднятия (XI) и Тюменско-Кустанайского прогиба (XII) сопровождается цепочкой ультраосновных пород (серпентинитов), что свидетельствует о наличии разломной зоны глубинного заложения. В рассматриваемой модели прослеживаются следующие особенности:

- верхним структурным этажом являются более молодые осадки Западно-Сибирской платформы (пески, глины, опоки), плотность которых составляет $2,28 \text{ г/см}^3$, что согласуется с данными работы [2], их мощность увеличивается в восточном направлении;

- породы фундамента на изученной территории представлены сильнодислоцированными и метаморфизованными толщами осадочных и вулканогенных пород палеозойского Урала. Их плотность оценивается в пределах $2,62 - 2,77 \text{ г/см}^3$ в зависимости от химического состава интрузивных и эффузивных пород, метаморфических процессов, пористости и др;

- вблизи границы с открытым Уралом выделяется мощная пограничная структура – Далматовский грабен (пп. 47-56), заполненный эффузивно-осадочными породами с проявлением базальтового вулканизма (по Н.Б. Малютину), к восточному борту грабена примыкает Талицкий магасинклинорий (пп. 56-64), сложенный терригенно-карбонатными породами со средней плотностью $2,64 \text{ г/см}^3$.

В процессе выполненных исследований получены новые геолого-геофизические данные, которые в дальнейшем будут уточняться с привлечением результатов, полученных по Шадринскому и Тюменскому профилям.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (09-Т-5-1024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В. и др. Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным. // ДАН, 2008, т. 423, №5, С. 685-688.

2. Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С. и др. О плотностях пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2008, 114 с.

АППАРАТУРА ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО И ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА РУД В ТОО «КОРПОРАЦИЯ КАЗАХМЫС»

Сыздыков Нияз Ерболатович, начальник геофизической службы ПО «Жезказганцветмет», **Ефименко С.А.**, **Абдикенов О.Б.**, 101310, Республика Казахстан, Карагандинская обл., г. Сатпаев-10, ул. Абая 42/60, 8(71063)22276, 8(71063)22704ф, serg_yef@mail.ru

научный руководитель: **Портнов В.С.**, проф.. Карагандинский ГТУ, д.т.н.

ТОО «Корпорация Казахмыс» (Kazakhmys LLC), входящая в первую десятку крупнейших медных компаний мира, обрабатывает медьсодержащие полиметаллические месторождения Казахстана. В состав корпорации входят четыре филиала: ПО «Жезказганцветмет», ПО «Балхашцветмет», ПО «Карагандацветмет» и ПО «Востокцветмет», 12 рудников подземной разработки, 5 рудников открытой разработки, 9 обогатительных фабрик, 2 медеплавильных завода.

Основной объем добычи руды обеспечивают шахты рудничной промышленной площадки ПО «Жезказганцветмет», разрабатывающих месторождение медистых песчаников Жезказган. Месторождение характеризуется: полиметаллическим типом оруденения (основные промышленные компоненты: Cu, Pb, Zn; сопутствующие промышленные компоненты: Ag, Re, Cd, S, Os; второстепенные компоненты: Co, Ni, Mo, Sn, Bi, As, Sb, Te, Se, Ga, In, Tl, Ge, Pd, Pt, Hg) и четырьмя технологическими сортами руд: медные сульфидные, комплексные (Cu – Pb, Cu – Pb – Zn), свинцовые (Pb, Pb – Zn, Zn) и смешанные (сульфидно – окисленные). Разрабатываются также другие полиметаллические месторождения: золото-медно-порфировое месторождение Нурказган (Cu, Au, Ag, Mo, Se, S), колчеданно–медно–свинцово–цинковые месторождения Кусмурын (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, Te, S) и Акбастау (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, S, Te), золото–колчеданно–медно–свинцово–цинковое месторождение Абыз (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, S, Se, Te, Cd, In, Hg), Саякская группа медно–скарновых месторождений (Cu, Mo, Fe, Au, Ag, Bi, Te, Se, Re), медно-порфировое месторождение Шатырколь (Cu, Mo, Au, Ag, Te, Se, U) и другие

На таких сложных по вещественному и валовому составу руд месторождениях, стратегическое значение приобретают технологии ведения горнодобычных работ, максимально ограничивающие попадание свинец- и цинксодержащих комплексных и свинцовых руд в товарную руду сорта «медная сульфидная». Последствия такого попадания выливаются в непоправимый экологический и существенный производственный ущерб.

Для ПО «Жезказганцветмет», например, факторы прямого производственного ущерба таковы: а) снижение марки и цены Cu концентрата, отгружаемого обогатительными фабриками (в марке КМ-0 содержание Pb не должно превышать 2,5%, Zn – 2,0%); б) снижение (в несколько раз) срока службы выпускных шпуров печи из-за осаждения Pb на футеровке шпуров; в) снижение срока службы настывки печи (в процессе плавки Pb осаждается на подине печи, образуя легкоплавкие эвтектические соединения с другими

металлами, которые в свою очередь осаждаются на настывле печи, плавятся при каждом перегреве печи и разрушают защитный слой на настывли); г) внеплановые чистки фильтров на уловителях отходных газов металлургического производства из-за забивки последних свинцовой пылью. Факторы неблагоприятного экологического влияния на среду обитания: а) запыление атмосферы и окружающих территорий соединениями Pb, Zn и Cd, находящимися в виде пыли в составе отходящих газов металлургического производства (примерный состав оборотной пыли: Cu-12÷55%, Pb-6÷39%, Zn-1÷5%, Fe-2÷4%); б) запыление атмосферы и окружающих территорий соединениями Pb, Zn и Cd с зеркал хвостохранилищ (Pb, Zn и Cd, поступающие на обогатительные фабрики в составе исходной медной руды в количествах, превышающих регламент расхода реагентов, частично переходят в хвосты и накапливаются в хвостохранилищах); в) вдыхание обслуживающим персоналом соединений Pb, Zn и Cd вместе с пылью и газами на рабочих местах (комплексы крупного дробления шахт и обогатительных фабрик, основные цеха металлургического производства); г) загрязнение почв и вод соединениями Pb, Zn и Cd, смываемыми с хранилищ отвальных шлаков металлургического производства (примерный вещественный состав отвальных шлаков жезказганского медьзавода: Cu-0,45%, Pb-2%, Zn-3%, Fe-14%).

Геолого-экологический мониторинг в ПО «Жезказганцветмет» осуществляется по двум направлениям: рентгенорадиометрическое опробование забоев, уступов, руды в навале отбитой горной массы, буровых шламов из шпуров - РРО; рентгенорадиометрический анализ истертых вагонных, забойных, керновых проб, проб бурового шлама скважин – РРА.

Контроль за добычей свинец- и цинксодержащих комплексных и свинцовых руд на шахтах посредством РРО выполняется с 1977 года, но по настоящему эффективным он стал с 1998 года с переходом на спектрометры РПП-12 (РРО на Cu, Pb, Zn, Fe).

Контроль за добычей посредством РРА выполняется с 1987 года. Более полную информацию об элементном составе руд обеспечили дисперсионные рентгенофлуоресцентные лабораторные спектрометры РАЛ-М1М (1990г; 8 элементов), РЛП-21 (1998г; 13 элементов), РЛП-21 (2000г; 21 элемент); РЛП-21 (2006г; 34 элемента: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, In, Sn, Sb, Ta, Bi, W, U, Th).

Портативный полевой энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр РПП-12 (ТОО «Физик». г. Алма-Ата, Казахстан) позволяет определять содержание в рудах четырех (Cu, Pb, Zn, Fe) элементов. Конструктивно, РПП - 12 состоит из датчика, устройства регистрации и обработки (УРО) и комплекта подъемных штанг. Масса датчика 1,0 кг, УРО – 0,5 кг. В датчике размещаются источники ионизирующего излучения (1 или 2 источника Pu-238), пропорциональный детектор излучений СИ-13Р, предварительный усилитель. УРО включает: микропроцессор, анализатор импульсов на 1024 канала, жидкокристаллический индикатор, клавиатуру. Емкость буфера памяти -1000 спектров. Штанги обеспечивают подъем датчика

на высоту до 8м. Прибор РПП-12 включен в Государственный реестр средств измерений Республики Казахстан.

Лабораторный энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр РЛП-21 (ТОО «Физик», г. Алма-Ата, Казахстан) позволяет определять содержание в порошковых пробах руд 34 элементов. РЛП – 21 комплектуется Si-Li полупроводниковым детектором (ППД), охлаждаемым жидким азотом, радионуклидами америций – 241, промежуточной мишенью (цезий), компьютером и принтером; уникальным по сложности и возможностям программным обеспечением.

Отличительные особенности спектрометра РЛП-21:

1. Универсальная методика, позволяющая проведение ПРА по принципу «объекты анализа разные – градуировка одна».

2. Высокоэффективный идентификатор аналитических линий элементов (идентификация линий идет по 14 параметрам). РЛП-21 без проблем справляется с тестом на государственном стандартном образце руды ГСО-3597, содержащем As (3,96%) и не содержащем Pb (линии AsK α и PbL α . имеют одинаковую энергию 10,5 кэВ): «ложной» аномалии Pb от As нет ($C_{As} = 3,92\%$; $C_{Pb} = 0,009\%$).

3. III категория точности ПРАП (точность рядового химического анализа) по ОСТ 41 – 08 – 205 – 04 для: Ag (достигнута в девятнадцати ГСО); Zn (17); Pb (16); Cu и Fe (13); Cd (11); Ba (10); Sr (7); Se (6); Mn (5); As, In и Mo (4); Ni и Sb (3); Bi, Ga, Y, Rb, Nb, Th, U (1). Спектрометр обеспечивает IV категорию ПРАП на Ag в ГСО 4822 ДВГ (0,40 ppm) и ГСО 8076 (0,67 ppm).

4. Низкие пределы обнаружения элементов (рассчитаны по критерию 3σ): Ag 1,2 ppm (ГСО-3029; $C_{Ag} = 2,1$ ppm), Cd – 1,35 ppm (ГСО-4822 ДВГ; $C_{Cd} = 5,0$ ppm); Zn 0,0058% (ГСО-2887; $C_{Zn} = 0,011\%$), Pb 0,0084% (ГСО-2887; $C_{Pb} = 0,037\%$). РЛП-21 отлично работает на рудах месторождения Нурказган, содержащих в среднем 2,8 ppm Ag и 40,0 ppm Mo. Ни один EDXRF спектрометр на столь бедных рудах работать не может.

В настоящее время запущен в производство спектрометр РЛП – 21Т (PIN-детектор, рентгеновская трубка, электроохлаждение детектора).

Спектрометры РПП-12 (ТОО «Физик», г. Алма-Ата) обеспечили вынесение на геологические разрезы всех нарезных и горно-подготовительных выработок, очистных забоев, уступов и камер содержаний Cu, Pb и Zn. Частота РРО резко возросла (на руднике Жомарт, например, забои опробуются после каждого очистного цикла). Оперативно поступающие данные РРОЗ, позволили исключить попадание Pb, Zn и Cd в руду сорта «медная сульфидная».

Спектрометры РЛП-21 (ТОО «Физик») позволили организовать: контроль за добычей Ag и Cd (с составлением ежесуточного баланса по линии ОТК); мониторинг вещественного состава руд разрабатываемых и разведываемых месторождений, промпродуктов обогатительного (Балхашская, Карагайлинская, Нурказганская и Сатпаевская ОФ) и металлургического (Жезказганский и Балхашский МЗ) производств.

Всего в корпорации задействовано 31 РПП-12 и 17 РЛП-21 (РЛП-21Т).

**ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА
ТЕРРИТОРИИ УЧЕБНО-НАУЧНОЙ БАЗЫ «ПРЕДУРАЛЬЕ»**
Сыстерова Анна Владимировна, студентка ПГУ, г.Пермь ул. Букирева 15
89082708086, systerova_anna@mail.ru
научный руководитель: **Герасимова Ирина Юрьевна**

Грунтовыми водами называется первый от поверхности земли постоянно существующий регионально распространенный водоносный горизонт со свободным уровнем. Существование последнего обычно обусловлено наличием регионально распространенного пласта слабопроницаемых пород.

Водоносный слой представляет собой одну толщу значительной мощности или систему гидравлически связанных водоносных слоев с определенным площадным распространением и едиными условиями залегания подземных вод. Единство условий залегания подземных вод предусматривает положение водоносного горизонта в определенном интервале разреза, а также наличие четко выраженных слабопроницаемых кровли и подошвы (свободной поверхности грунтовых вод и слабопроницаемой подошвы), изолирующих рассматриваемый горизонт от смежных водоносных горизонтов (водоносных слоев) разреза. Верхней границей грунтового водоносного горизонта и является свободный уровень подземных вод [2].

Рассмотрим для территории учебно-научной базы (УНБ) «Предуралье» динамику изменения положения уровня подземных вод. Необходимо отметить, что на уровень режим подземных вод значительное влияние оказывает своеобразный микроклимат территории УНБ, создаваемый каньонообразной долиной р.Сылва, обуславливающий несколько иные погодные условия по сравнению с прилегающими районами.

В стратиграфическом отношении верхняя часть разреза изучаемой территории представлена в основном породами нижнего отдела пермской системы (отложениями артинского и кунгурского ярусов). Артинский ярус легко определяется по камайской свите, представленной переслаивающимися известняками сильно доломитизированными и окремненными и доломитами известковистыми, окремненными, переходящими в спонголит. В приповерхностной части окремненные породы вследствие развития процессов выветривания, суффозии и карстообразования разбиты многочисленными трещинами, заполненными песчано-глинистыми осадками четвертичного возраста [4].

Для изучения закономерностей положения уровня грунтовых вод (УГВ) использовались данные сейсмических исследований методом преломленных волн, полученных в период 2000 - 2009 гг. Изыскания на территории УНБ проводятся ежегодно, в первой половине июня, что дает возможность говорить о регулярности наблюдений и судить о динамике изменения УГВ.

На первом этапе обработки и интерпретации данных производилась корреляция осей синфазности первых вступлений в программе CORR пакета SPS-PC. Затем, с использованием программы HeadWave рассчитывались средние и интервальные скорости, а также глубины залегания преломляющих

границ. В результате, с использованием данных, полученных при регистрации продольных и поперечных волн формировались сейсмогеологические разрезы (рис. 1).

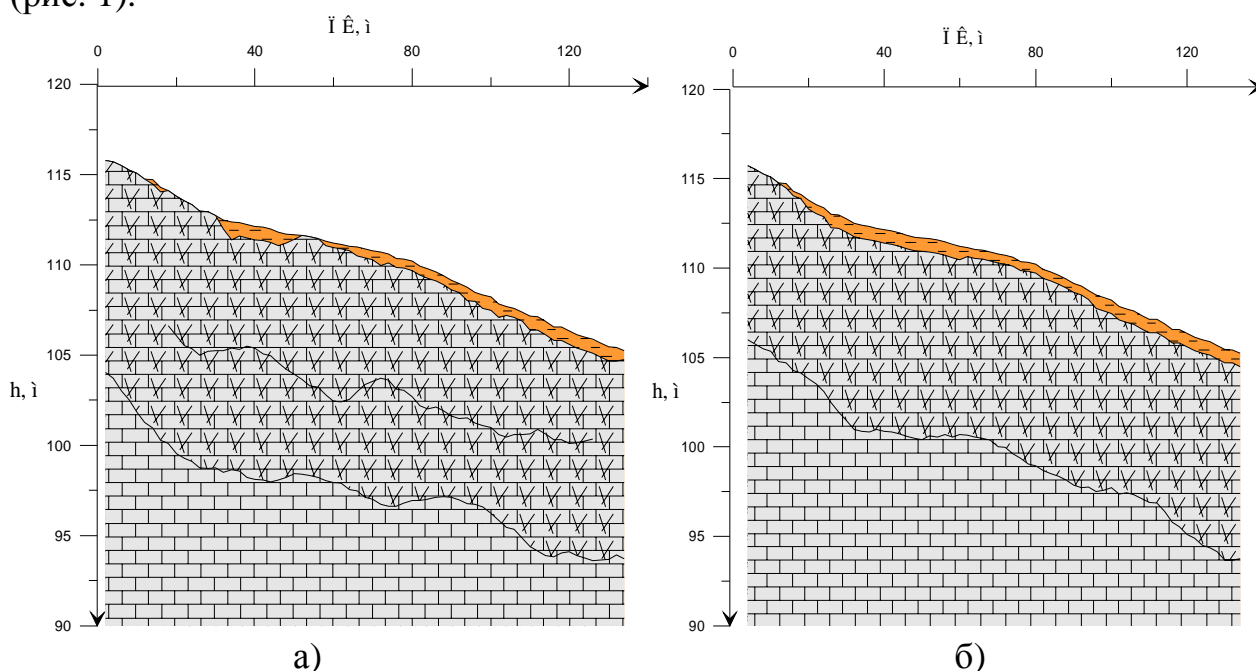


Рис. 1. Сейсмогеологические разрезы, сформированные с использованием продольных (а) и поперечных (б) волн

Полученные по данным сейсморазведки разрезы можно аппроксимировать горизонтально - пластовой моделью среды, с пологим залеганием преломляющих границ, в целом повторяющих рельеф поверхности наблюдения. Выделяются три толщи, представленные маломощными четвертичными осадками, трещиноватые известняками камайской свиты и кремнистыми карбонатными отложениями того же времени осадкообразования. При сопоставлении разрезов, построенных по данным поперечных и продольных волн, с большой степенью уверенности можно предположить, что залегающая на глубинах 5,5 - 8,75 м от поверхности наблюдения граница (в разрезе, построенном по Р-волнам), определяет положение уровня грунтовых вод на исследуемом участке. Данное предположение базируется на том факте, что на разрезах, полученных по данным S-волн, изучаемая граница не прослеживается, а как известно, деформация сдвига в водо- и газонасыщенных средах не возникает [1]. При сопоставлении сейсмической информации с данными резистивиметрии, проведенной в расположенной вблизи профильной линии скважине, отмечаются расхождения между положениями УГВ, определенными разными геофизическими методами. Наличие несогласия, составляющего около 1 м, объясняется тем, что в результате сейсмических исследований регистрируется граница, связанная с развитием в разрезе капиллярной каймы [3].

В целом, положение исследуемой границы в различные годы (рис.2) повторяет рельеф земной поверхности. Изучаемая сейсмическая граница варьирует по глубине, при этом наименьшая глубина залегания зарегистрирована в 2003 г. и составляет 103 м. Максимальный диапазон

колебаний положения подошвы водоносной толщи по данным сейсморазведки за 10 лет достигает, на отдельных участках, 4 м.

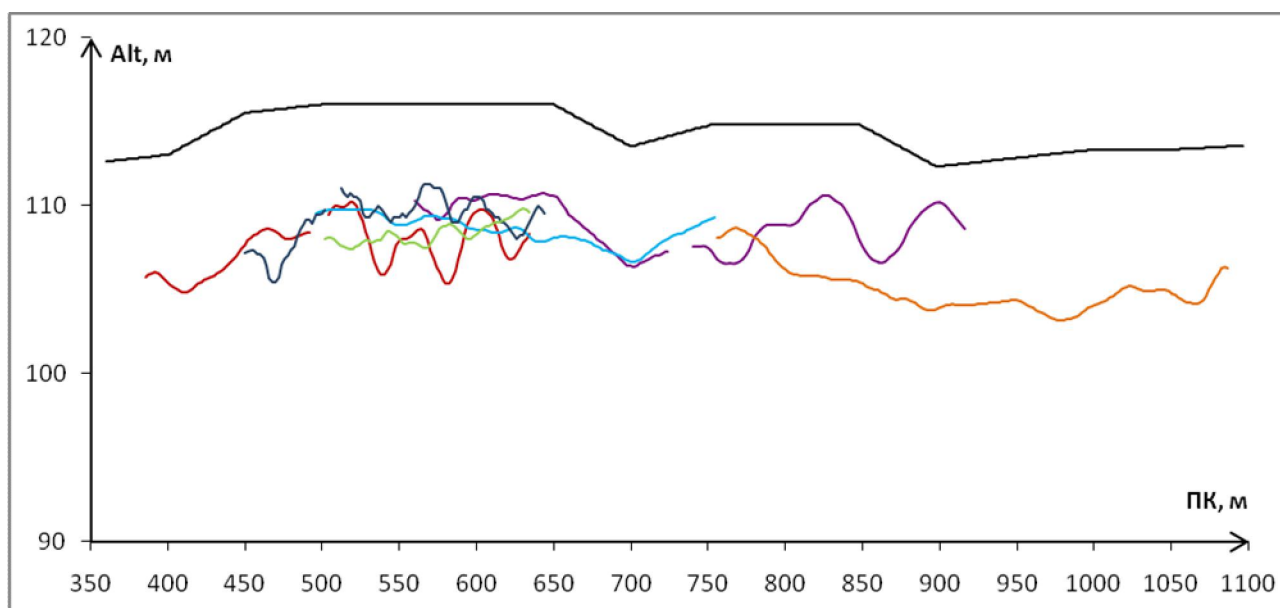


Рис.2. Положение подошвы водоносной толщи по результатам сейсмических наблюдений: 2000 г. (красная линия), 2001 г. (фиолетовая), 2002 г. (голубая), 2003 г. (оранжевая), 2008 г. (синяя) и 2009 г. (зеленая).

Периодические наблюдения дают возможность анализировать динамику изменения положения капиллярной каймы, обусловленную инфильтрационными явлениями и выделить наиболее потенциально опасные зоны. Базисом эрозии на данном участке является уровень реки Сылва (+100м), и значительное увеличение мощности зоны аэрации может привести к активизации процессов выщелачивания и растворения коренных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. Тверь, Изд-во АИС, 2006 г.
2. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. - М., Изд-во МГУ, 1991 г.
3. Никитин В. Н. Основы инженерной сейсмологии. - М., Изд-во МГУ, 1981 г.
4. Ожгибесов В.П. Геология «Предуралья» // Вестник Пермского университета. 2000. Вып.3. С.73-74.

ОЦЕНКА ДОБРОТНОСТИ ПО ДАННЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Сычев И.В., Алтай-Саянский филиал Геофизической Службы СО РАН
г. Новосибирск

Начиная с 2001 года, Алтай-Саянская сейсмологическая сеть станций начала переоснащаться на цифровые сейсмические станции. На сегодняшний день в регионе работает более 30 цифровых станций, которые ведут

непрерывную запись. Цифровые данные, получаемые станциями, существенно упрощают обработку событий.

Увеличение качества и надежности данных позволяет уточнять характеристики излучения и распространения сейсмических волн, такие как: поглощение, параметр напряжений, очаговые спектры, геометрическое расхождение, усиление в коре, параметр ослабления высокочастотных компонент (каппа). Также, ввиду роста темпов строительства за последнее время, необходима более достоверная оценка сейсмической опасности в регионе. Как отмечалось в обзорной работе ([4]): «сообщество карт сейсмического районирования разнообразно, и требуемые параметры сильных движений также разнообразны. Непрактично готовить многоцелевые карты районирования для удовлетворения всех их нужд. Нам представляется следующая процедура в будущем. Поскольку любой параметр может быть получен из акселерограмм, мы должны рассчитывать акселерограммы для заданных пар источник-приемник с использованием современных методов на основе современных знаний об очагах землетрясений, параметрах пути распространения и локальных условиях в точке приема».

Акселерограммы рассчитываются на основе предварительно определенных региональных характеристик излучения и распространения сейсмических волн. Как правило, изучение этих характеристик начинается с оценивания регионального частотно-зависимого поглощения, т.е. добротности среды $Q(f)$, по записям слабых движений. Оценив характеристики поглощения, можно, методами обратных задач по записям сильных землетрясений, попытаться определить или уточнить другие характеристики излучения и распространения сейсмических волн.

В данной работе проведена оценка поглощения по двум станциям Алтае-Саянской сейсмологической сети:

1. Ельцовка (ELT)
2. Усть-Кан (UKR)

Для оценки использовался так называемый метод «нормализации по коде», который был разработан в работах ([2],[3],[6]). Суть метода основывается на подавлении в спектрах S-волн эффектов источника и локальных эффектов с помощью кода-волн, измеренных на фиксированном времени от первого вступления.

Для оценивания характеристик поглощения сейсмических волн необходимо выбрать станцию, расположенную на твердых породах. Отобрать зарегистрированные этой станцией землетрясения с очагами, расположенными на определенных удалениях от нее, с такими магнитудами, что пиковые значения были бы записаны без насыщения, а кода волны имели амплитуды, значительно превышающие уровень фонового шума. По выбранным событиям проводится расчет логарифма отношения спектральных амплитуд S-волн и коды с учетом геометрического расхождения, усредненного по расстоянию ([3]):

$$\langle \ln \left(\frac{A_i(f)}{A_i^c(f) \cdot Z(D)} \right) \rangle_{D \pm \Delta D} = a - bD \quad (1)$$

где $A_i(f)$ – спектральная амплитуда S-волны, $A_i^c(f)$ - спектральная амплитуда коды, $Z(D)$ - геометрическое расхождение, D – эпицентрального расстояние, $\langle X \rangle_{D \pm \Delta D}$ - усреднение по всем событиям в диапазоне расстояний от $D - \Delta D$, до $D + \Delta D$. a, b – коэффициенты независимые от расстояния, такие что:

$$b = \frac{\pi f}{Qv} \quad (2)$$

где Q – добротность, f - частота, v – скорость распространения сейсмических волн

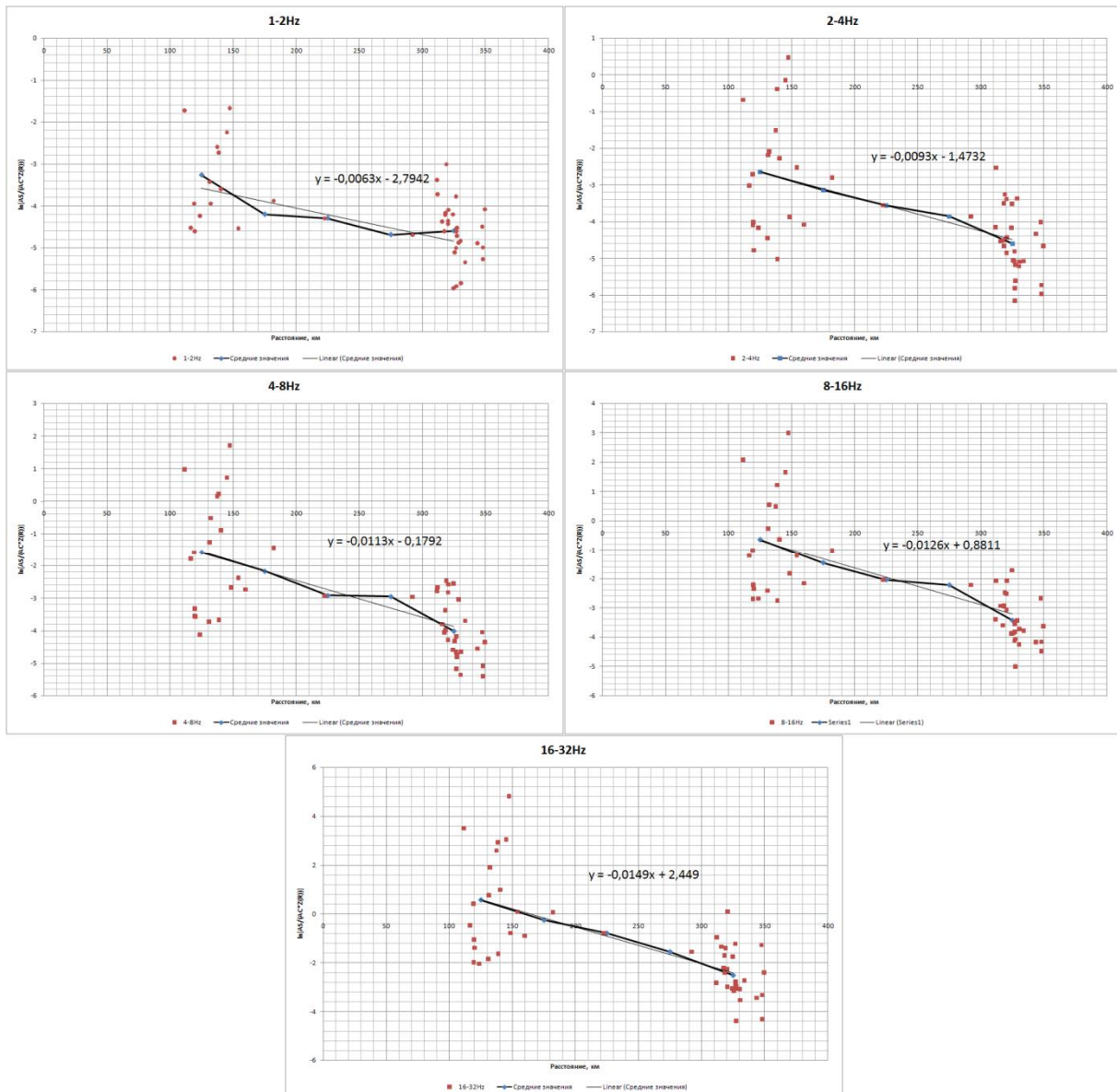


Рисунок 1 Расчет логарифмов отношений амплитуд S-волн, деленных на функцию геометрического расхождения, к амплитудам коды-волн в зависимости от эпицентрального расстояния (станция ELT)

В формуле (1) используется геометрическое расхождение ([5]), которое задается кусочно-непрерывной функцией:

$$Z(D) = \begin{cases} \frac{D0}{D}, & D \leq D1 \\ Z(D1) \left(\frac{D1}{D}\right)^{p1}, & D1 \leq D \leq D2 \\ \dots \\ Z(Rn) \left(\frac{Dn}{D}\right)^{pn}, & Dn \leq D \end{cases} \quad (3)$$

для многих районов земного шара принимают трехсегментную функцию со следующими параметрами: $D0 = 1$ км, $D1 = 50-70$ км, $D2 = 130-150$ км, $p1 = 0$, $p2 = 0.5$.

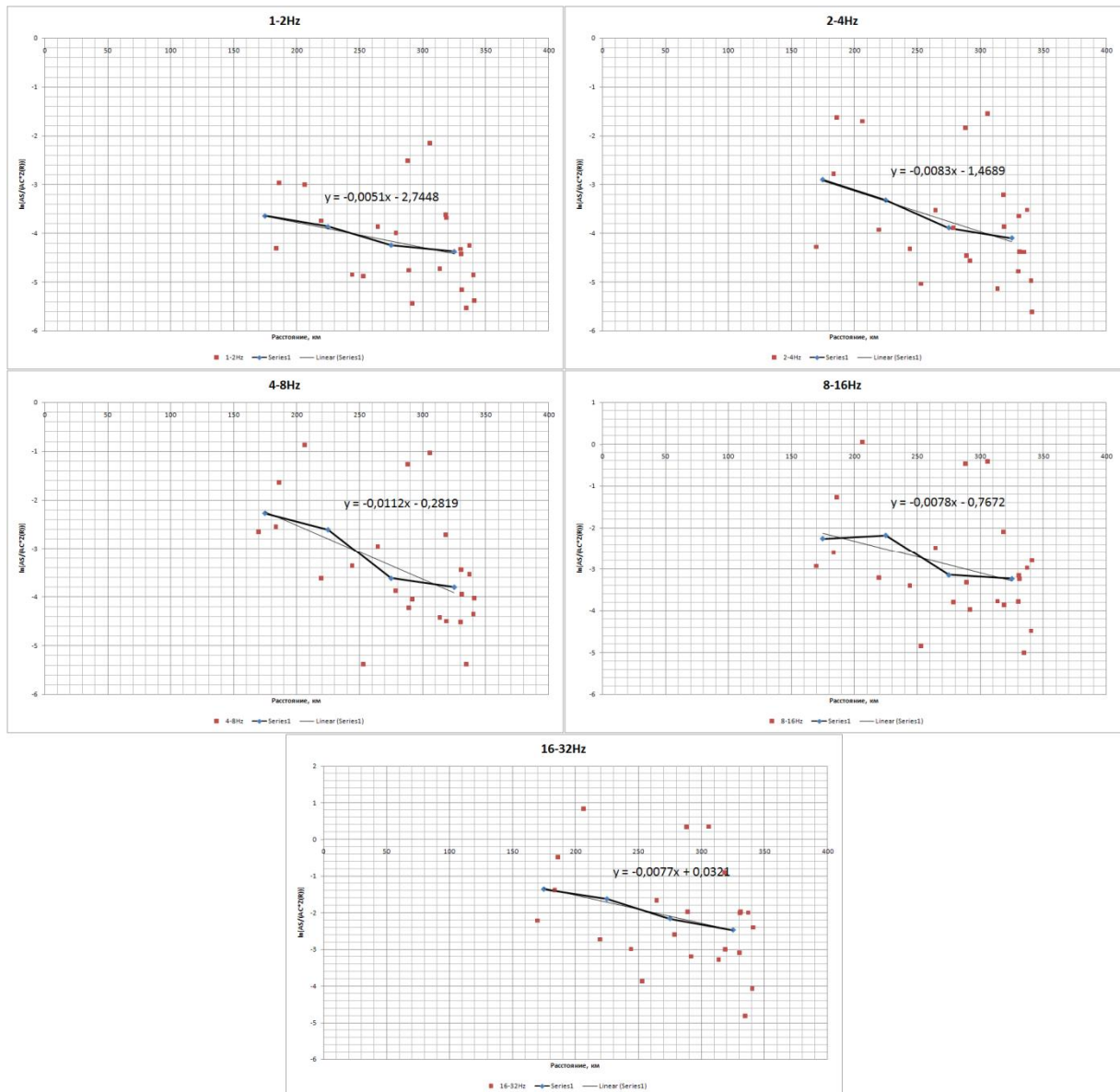


Рисунок 2 Расчет логарифмов отношений амплитуд S-волн, деленных на функцию геометрического расхождения, к амплитудам кода-волн в зависимости от эпицентрального расстояния (станция UKR)

Для станции ELT было выбрано 50 событий за 2002 год с энергетическим классом от 8.5 до 10.6, с эпицентрными расстояниями до 350 км. Для каждого события рассчитывались спектральные амплитуды S-волн и коды для конкретно выбранной частоты. Амплитуды кода-волн рассчитывались на

удвоенном времени пробега S-волны, затем приводились к времени $t_0 \sim 400$ с, используя предварительно полученную кривую для огибающей коды. В соответствии с формулой (1) точки наносились на график, затем аппроксимировались линией, тангенс угла которой, равен коэффициенту b . Результат расчета представлен на рисунке 1.

Аналогичным образом были обработаны события станции UKR. Для которой, было выбрано 23 события за 2001-2003 год, с энергетическим классом от 8.6 до 12.4, эпицентральные расстояния которых, не превышают 350 км. Результат расчета представлен на рисунке 2.

В основе метода используется фундаментальное свойство коды: стабильность форм огибающих. Которое заключается в том, что форма асимптоты огибающей коды (для данного частотного интервала и в пределах определенного региона) оказывается одинаковой для землетрясений разных магнитуд, разной локализации источника и станции, а уровень огибающей данного землетрясения – одинаковым на записях разными станциями независимо от расстояния ([1]). Огибающая была построена по данным с двух станций. Результат расчета представлен на рисунке 3.

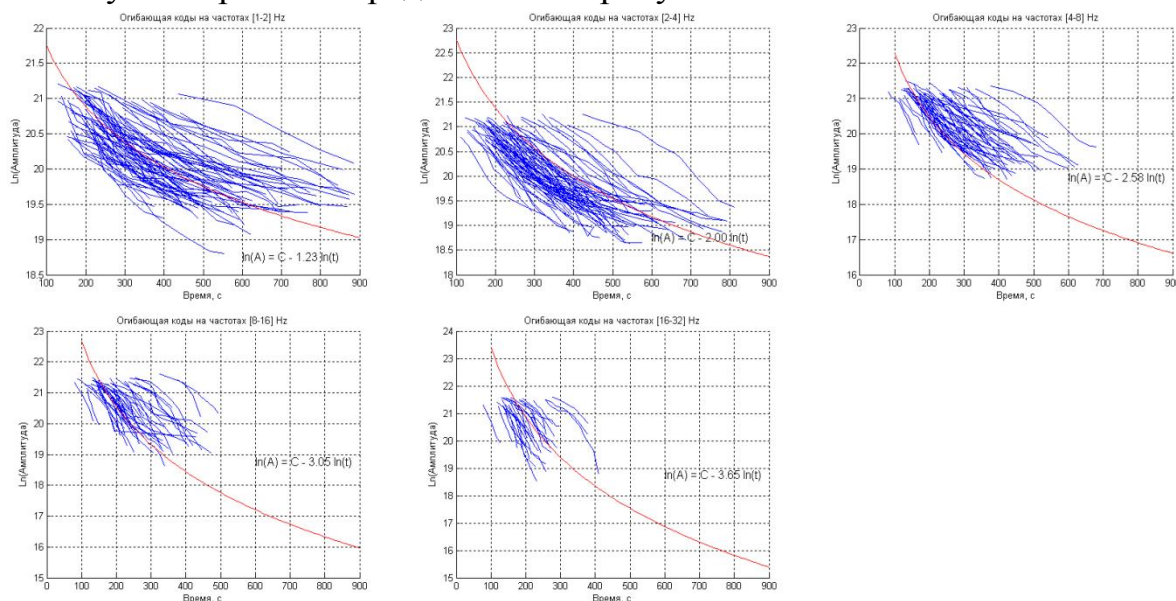


Рисунок 3 Огибающая коды для частот 1.5, 3, 6, 12, 24 Гц

В таблице 1 представлен результат расчета добротности, полученный по обеим станциям:

Таблица 1 Рассчитанные значения добротности для станций ELT, UKR

Центральная частота	b (ELT)	Q (ELT)	b (UKR)	Q (UKR)
1.5	0.0063	213.71	0.0051	264.00
3	0.0093	289.55	0.0083	324.43
6	0.0113	476.60	0.0112	480.86
12	0.0126	854.86	0.0078	1380.92
24	0.0149	1445.80	0.0077	2797.71

Добротности обычно представляют в виде $Q(f) \sim cf^n$:

-для станции ELT: $Q(f) = 145f^{0.7}$, на удалениях 70-350 км.

-для станции UKR: $Q(f) = 90f^{1.1}$, на удалениях 170-350 км.

В настоящей работе были получены предварительные оценки частотно-зависимого поглощения S-волн в коре и верхней мантии на частотах 1.5-24 Гц, для участков в радиусе 70-350 км от станции ELT и 170-350 км от станции UKR. Данный результат требует еще дополнительных проверок и уточнений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Раутиан Т.Г., Халтурин М.С, Закиров М.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды // М. Наука:, 1981. – 146 с.
2. Aki K, Chouet B. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects // Journ. Geophys. Res., 1975. 80. 1. – P. 3322-3342.
3. Aki K. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz // Phys. Earth Planet. Interiors, 1980. 21. 1. – P. 50-60
4. Aki K, Irikura K. Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation // Proc 4th Int. Conf. on Seismic Zonation. 1991. Aug. 25-29, Stanford, California. 1. – P.61-110.
5. Boore D.M. Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method // Pure Appl. Geoph. 2003. 160. P. 635-675.
6. Rautian T.G., Khalturin V.I., Martynov V.G., Molnar P. Preliminary analysis of the spectral content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tajikistan region // Bull. Seism. Soc. Am., 1978. 68. 4. – P. 949-971.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНОГО ГИПСА

Тайницкий Александр Александрович, студент 5 курса ПГУ,

тел. 89504799621, e-mail: pantira86@mail.ru

Научный руководитель: к.г.-м.н. Степанов Юрий Иванович

В связи с разработкой в Кунгурском районе месторождения строительного гипса возникла задача прослеживания границы залегания сульфатных пород, а так же расчленения перекрывающих рыхлых отложений. Для решения этой задачи было предложено вертикальное электрическое зондирование на постоянном токе (ВЭЗ). Это обусловлено тем, что породы слагающие разрез рыхлых отложений представлены глинами, суглинками и мергелями, т.е. породы с низкими и средними значениями удельного электрического сопротивления (УЭС), коренные же породы – переслаиванием карбонатных и сульфатных пород, т.е. высокими УЭС.

Наблюдения проведены по двум профилям 1 и 2. Профиль 1 простирается в субширотном, а профиль 2 – соответственно в субмеридиональном направлениях.

При «компьютерной» интерпретации (автоматическом или интерактивном решении обратной задачи ВЭЗ) успех в значительной мере определяется выбором модели начального приближения. Основным способом задания модели начального приближения при массовой интерпретации кривых ВЭЗ в ходе решения практических задач является использование априорной информации, т. е. данных бурения. Число слоев и глубины границ

определяются по буровым колонкам, сопротивления слоев задаются исходя из литологической информации. Некоторые геологические слои могут объединяться в единые геоэлектрические слои в соответствии с электрическими свойствами слагающих пород и, следовательно, их проявленностью на кривой ВЭЗ.

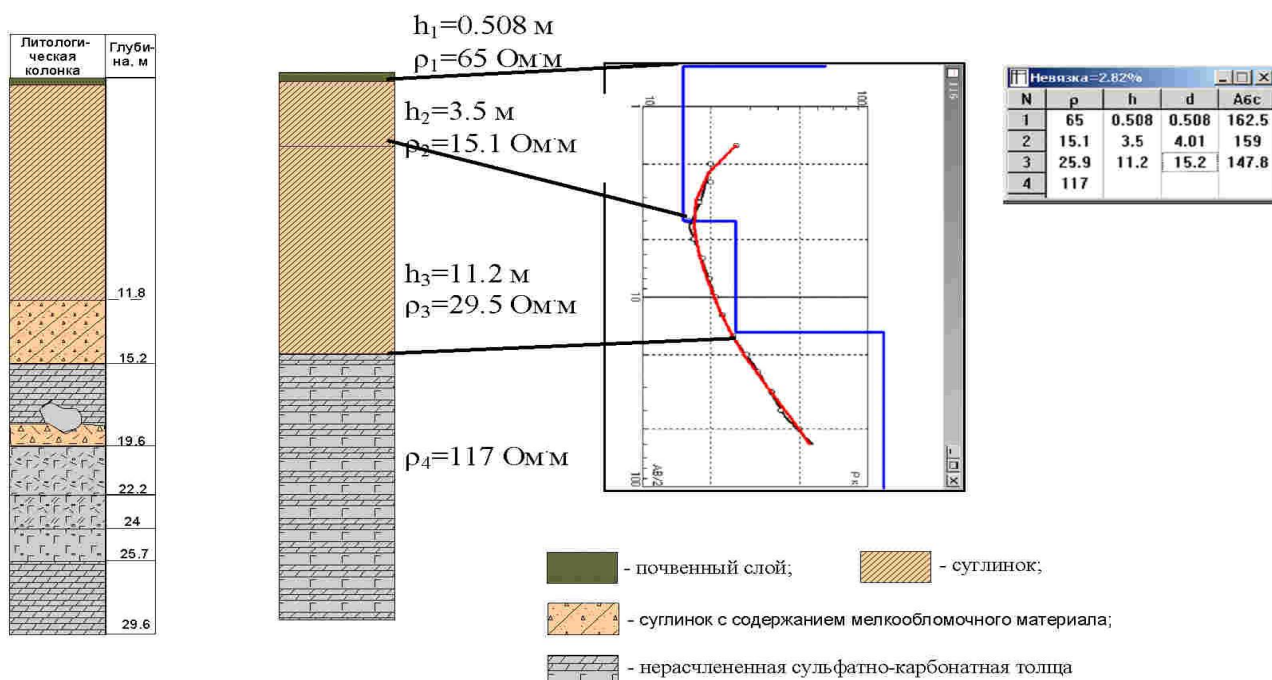


Рис. 1. Сопоставление данных бурения с результатами количественной интерпретации ВЭЗ (СКВ 48III - ВЭЗ пр.1 пк 15).

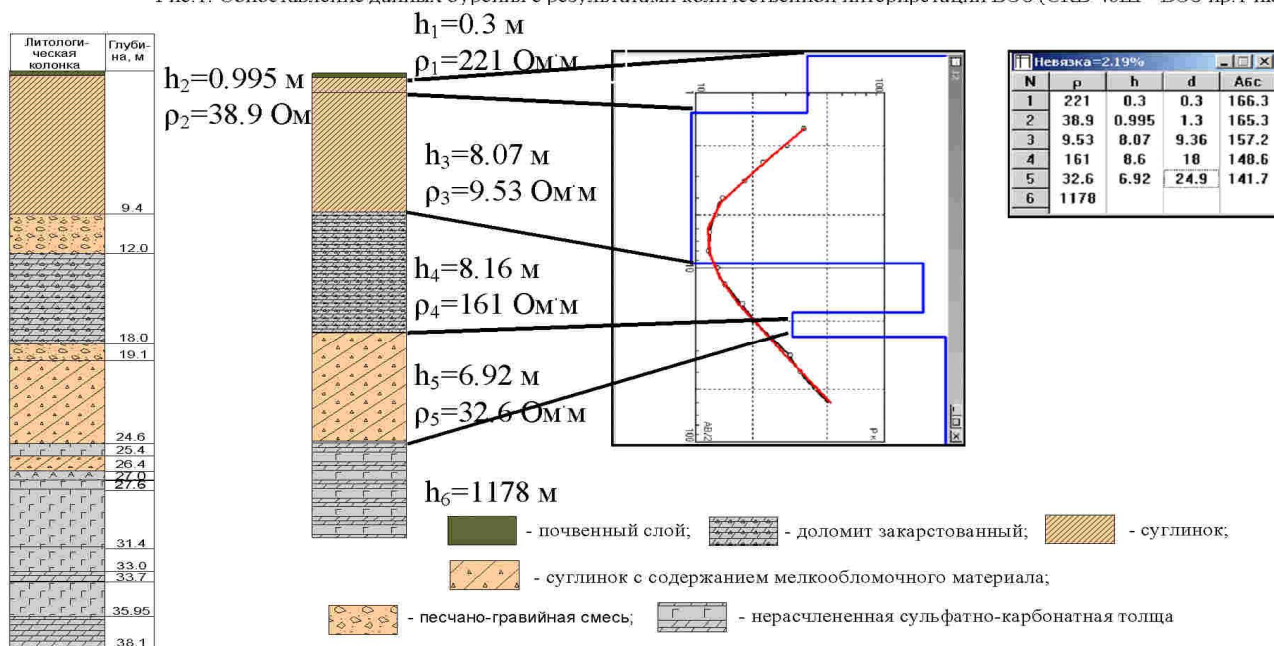


Рис. 2. Сопоставление данных бурения с результатами количественной интерпретации ВЭЗ (СКВ 32III - ВЭЗ пр.2 пк 12).

На рисунке 1 и 2 приведены результаты сопоставления данных бурения и количественной интерпретации ВЭЗ в двух параметрических точках. Таким образом, при геологическом истолковании результатов ВЭЗ следует исходить из двух вариантов физико-геологической модели разреза (ФГМ). В первом, непосредственно под покровными отложениями, представленными глинистым отложениями с включением мелкообломочного материала залегает нерасчлененная по данным ВЭЗ сульфатно-карбонатная толща, являющаяся опорным электрическим горизонтом. Во втором случае, в разрезе имеется

промежуточный слой повышенных сопротивлений, представленный сильно разрушенными доломитами. В первом случае кривые интерпретируются как четырёхслойные типа НА, во втором случае, как шестислойные типа НКН.

В целом, основные отождествляемые границы по данным бурения и ВЭЗ совпадают между собой. Отклонение находится в пределах принципа эквивалентности и не превышает 20%, для большинства ВЭЗ отклонение составляет 7 - 10%.

Таким образом, при анализе и истолковании геоэлектрических разрезов, построенных по результатам количественной интерпретации ВЭЗ, следует учитывать анализ параметрических зондирований.

На рисунке 3 для профиля 1 представлен разрез кажущихся сопротивлений, который на качественном уровне показывает распределение рыхлых (синий цвет) отложений с низким сопротивлением и коренных - с высоким (красный). Кроме того, на рисунке отображены результаты количественной интерпретации - геоэлектрический разрез.

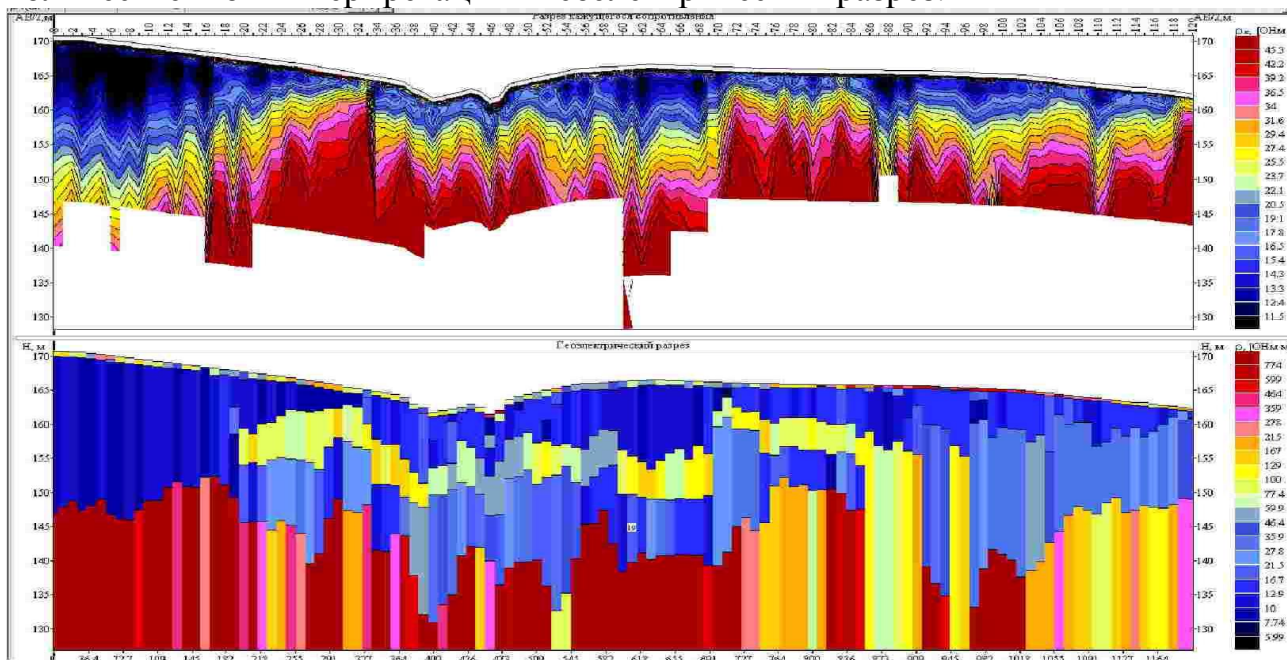


Рис.3. Разрез кажущихся сопротивлений (сверху) и геоэлектрический разрез (снизу)

Опираясь на данные количественной интерпретации ВЭЗ, геологические разрезы по скважинам 48 Ш, 32Ш и модельное представление строения участка (две модели), построены сводный геологический разрез по профилю 1 (рис. 4). На данном разрезе нанесены основные геологические элементы с указанием их средних удельных электрических сопротивлений. Как видно из разреза, строение исследуемого участка сложное.

Кровля коренных пород сильно изрезана, имеются локальные западины и выступы, которые очевидно связаны с карстовыми процессами. Мощность покровных отложений до продуктивной толщи изменяется от 12 до 20 метров, достигая на отдельных участках 30м. На разрезах выделены участки сильно разрушенных пород по кровле сульфатно-карбонатной толщи. На разрезах они отождествлены с переотложенным материалом. В виду сильной изменчивости разреза по латерали и недостаточной априорной информации (2 скважины) мощности выделяемых на сводных разрезах слоев могут отличаться от

реальных. Корректировку геоэлектрических разрезов следует провести в соответствии с разрезами по скважинам, имеющимися в пределах изучаемых профилей.

ОБНАРУЖЕНИЕ НАРУШЕНИЙ В СОЛЯНОЙ ТОЛЩЕ ПО МАТЕРИАЛАМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА

Тарантин Михаил Викторович, н.с., Учреждение Российской академии наук
Горный институт Уральского отделения РАН
614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78-А
Факс (342) 216-75-02, тел. (342) 244-55-81, gptmv@mi-perm.ru

При добыче полезных ископаемых особое внимание уделяется вопросам безопасности эксплуатации месторождений. Эти требования ужесточаются, когда имеет место пространственная близость разнотипных месторождений, как, например, на Верхнекамском месторождении калийных солей [1], имеющем под толщей солей большое количество разрабатываемых месторождений углеводородов.

Соляные породы пластичны, и потому обнаружение в них различного рода нарушений – задача не тривиальная. Настоящая работа содержит описание ряда подходов к анализу состояния соляной толщи на основании результатов обработки данных волнового акустического каротажа, входящего в комплекс обязательных геофизических исследований скважин.

АМПЛИТУДНО-СКОРОСТНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

Исследуемая соляная толща, при всей своей возможной однородности в плане сплошности, существенно неоднородна в плане литологического состава – она слоиста. Значительный интервал каменных солей осложнен большим количеством тонких глинистых пропластков. Это отражается как в динамике регистрируемых акустических волн, так и в их скоростных параметрах. Искомые нарушения также приводят к своеобразной слоистости среды и по своим свойствам, возможно, обеспечивают такое же влияние на волновые сигналы. Возникает вопрос, возможно ли в этом случае отличить слоистость от нарушения. Было предложено анализировать степень дифференциации кривых амплитуды и интервального времени продольных волн [2]. Поперечные волны в имеющихся материалах записаны с амплитудными искажениями и потому не могут быть использованы для анализа.

Оказалось, что в ряде скважин соотношения значений дисперсии амплитуд и интервальных времен, выраженные кросс-плотом, имеют характерный вид. Причем в нескольких кустах скважин наблюдаются переходы от одного вида поля к другому. Кроме того, в тех кустах, где поле точек имеет характерный вид, между скважинами имеется значительный разброс значений мощности толщи подстилающей каменной соли. То есть, в пределах одного куста (первых десятков метров по горизонтали) мощность соляной толщи и абсолютная отметка ее подошвы варьируются на несколько (до 10) метров.

По совокупности признаков в таких скважинах были предположены малоамплитудные разрывные нарушения соляной толщи, заключающиеся в ее

слабом расслоении. Предположения частично подтверждаются результатами других исследований.

НОРМИРОВАННЫЕ АМПЛИТУДНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

В предыдущем подходе аномальными интервалами считались те, в которых амплитуды продольных волн колеблются в среднем сильнее, чем интервальные времена. Интервальное время упругих волн в каменной соли есть вполне определенная величина. Амплитуда же сигнала часто определяется системой измерения, а кроме того, может существенно зависеть от свойств самой соли.

Детальный анализ амплитуды сигналов продольных волн в интервалах, выявленных как нарушенные по предыдущему методу, показал, что повышение вычисляемой дисперсии связано с повышением самой амплитуды на некотором протяженном интервале. При этом увеличение амплитуды может достигать нескольких раз и не сопровождается существенным изменением скорости. Скоростные характеристики поперечных волн также не претерпевают заметных изменений, а их амплитуда не может быть интерпретирована в силу искажения сигнала, о чем говорилось выше.

В соответствии с типом нарушенности массива представляется, что на выделенных интервалах усиливается «обводненность» породы, а жидкость является препятствием для распространения поперечных волн. Учитывая закон сохранения энергии, можно заключить, что из-за затрудненности распространения поперечной волны увеличивается доля энергии, переносимая продольными волнами, что и влечет увеличение амплитуды этих волн. Кроме увеличения амплитуды, наблюдалось также понижение видимой частоты сигналов и локальное изменение волновых форм.

Моделирование процесса распространения волн в среде с повышенным эффективным затуханием поперечных волн показало принципиальную возможность усиления сигнала продольных, причем коэффициент усиления оказался близок к обнаруженному на реальных материалах.

СООТНОШЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Данный подход перенесен нами с карбонатных пород, в которых с хорошей точностью выполняется уравнение среднего времени. Собственно вычислительная часть метода сводится к нахождению коэффициента пористости породы по значениям скоростей распространения упругих волн. Для продольных волн используется обычное уравнение среднего времени, для поперечных – уравнение, полученное в [3], которое слегка отличается по виду от стандартного (для продольных волн). В качестве значения обратной скорости, необходимой в расчетах, нами использовано фазовое интервальное время, определенное по фазовым спектрам исследуемых сигналов.

Критерием аномальности интервала исследуемой толщи предполагалось расхождение значений пористости, вычисленной для продольных и поперечных волн. Оказалось, что в скважинах, где было выявлено расслоение, значения пористости по поперечным волнам в целом выше, чем по продольным. Детальный анализ показал также, что в аномальных по другим признакам

интервалах наблюдается локальное понижение коэффициента пористости по продольным волнам и локальное ее повышение по поперечным. Повышение пористости означает понижение скорости, поэтому поведение пористости, вычисленной для поперечных волн, вполне понятно, поведение продольных волн пока остается без объяснения.

ОБЩЕЕ УМЕНЬШЕНИЕ АМПЛИТУДЫ СИГНАЛА

Данный подход также перенесен нами с карбонатных пород, где его результаты хорошо совпадают с заключениями по другому методу выделения вторичных коллекторов углеводородов [4], успешно применяемому на территории Пермского края в течение ряда лет. Суть его заключается в поиске интервалов, где горная порода обеспечивает регистрацию динамически слабых сигналов по сравнению с остальной толщей.

Для выделения динамически слабых трасс используются сигналы, регистрируемые после типовых волн. Эти сигналы существенно меньше максимальных на трассе и потому не подвержены возможному искажению в приемном тракте; их длительность варьируется в соответствии с типом прибора и способом записи и составляет примерно 2 мс. Все трассы аппроксимируются спадающей во времени по показательному закону кривой, аналитический вид которой используется в дальнейшем.

В качестве численного параметра используется отклонение dA соотношения логарифма начальной амплитуды и показателя спада функции на данной глубине от наиболее вероятного по разрезу. В карбонатных отложениях параметр dA хорошо коррелирует с глинистостью пород, поэтому необходимо его рассматривать вместе с результатами гамма-каротажа. Так как в соляных отложениях основными включениями являются как раз пропластки глин, этот параметр пока является малоинформативным.

* * *

Представлено четыре похода к анализу состояния соляной толщи по данным волновых скважинных исследований. Заключение по трем из предложенных методов взаимно подтверждается. Хотя наиболее показательны первые два метода, сопоставление с остальными желательно, так как совместный анализ динамических и кинематических параметров оказывается более информативным, чем рассмотрение параметров одного типа.

Автор благодарит с.н.с. лаборатории геопотенциальных полей Горного института Сидорова В.К. за помощь в проведении исследований.

Библиография

1. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей / А.И. Кудряшов – Пермь: ГИ УрО РАН, 2001.
2. Воеводкин В.Л. Способы обнаружения малоамплитудных разрывных нарушений / В.Л. Воеводкин, В.К. Сидоров, М.В. Тарантин // Геофизика. 2008. – №4. – с. 63-68.
3. Сидоров В. К. Взаимосвязь параметров продольных и поперечных волн в пористых средах / В. К. Сидоров // Стратегия и процессы освоения георесурсов: материалы Всерос. науч. конф. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2008. – С.

4. Белов С. В. Опыт использования методики выделения приточных зон на месторождениях Пермской области / С. В. Белов и др. // НТВ Каротажник, 1999. – Вып. 67.– С. 54-58. (Тверь)

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ НАЗЕМНОЙ ЭМ-МИШЕНИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЕРТОЛЕТНОЙ РАЗВЕДОЧНОЙ ПЛАТФОРМЫ

Трояченко Александра Вячеславовна, инженер ФГУП СНИИГГиМС; 630099, Новосибирск, ул. Потанинская, 6а; 8(383)222 4203, tav@sniiggims.ru
научный руководитель: зам. ген. директора по науке в области геофизики ФГУП СНИИГГиМС, д. т. н., профессор **Тригубович Георгий Михайлович**

Введение

Точность привязки аэрогеофизических данных к местности при проведении поисково-оценочных работ имеет большое значение для последующих заверочных работ, поэтому оценка достоверности определения координат комплекса геофизических параметров является важным показателем проведенных исследований наряду с выполняемыми регламентными контрольными замерами. В электромагнитной разведке исследования могут выполняться в двух основных вариантах: зондирования от закрепленного на земле источника (система наблюдений «земля-воздух»); зондирования с фиксированной приемно-генераторной конструкцией (система наблюдений «воздух-воздух») [1, 2].

Система наблюдений «земля-воздух»

Оценка точности привязки данных ЭМ-зондирований в системе наблюдений «земля-воздух» заключается в установлении местоположения фиксированного на поверхности земли активного источника нестационарного поля – ЭМ-мишени. Ее местоположение может быть установлено по пространственному распределению переходного процесса, зарегистрированному при пролете измерительной системы над проекцией генераторного контура. Отклик активного источника зависит от параметров приема-передающей системы, времени регистрации спада вихревого поля и геоэлектрических параметров среды. С целью количественного определения параметров распределения сигналов становления в программной среде ЭРИАН [3] было рассчитано пространственно-временное распределение вторичных ЭМ-полей $dB_z/dt(x)$ и $dB_r/dt(x)$ при профилировании через середину контура активной ЭМ-мишени на линейном фронте выключения (рис. 1) и активной ЭМ-мишени в режиме становления поля, когда ток выключается мгновенно (рис. 2).

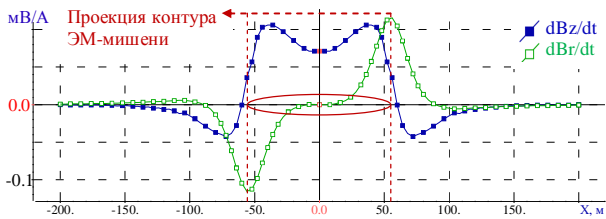


Рисунок 1. Графики профилирования над активной ЭМ-мишенью на линейном фронте выключения ($\tau_{\phi}=50$ мкс) для $\rho_{cp}=100$ Ом·м, $R_{EM-мишени}=56$ м и $h_{прием}=20$ м, $t=1$ мкс

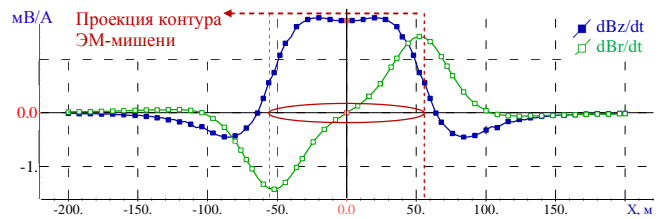
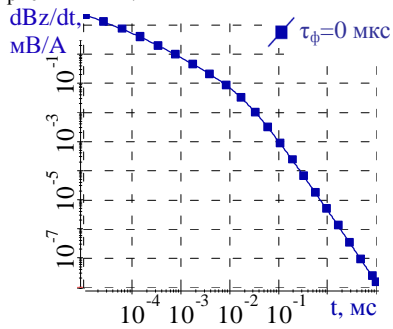
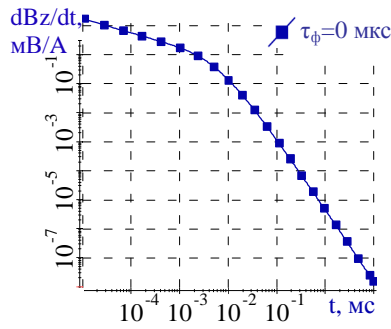


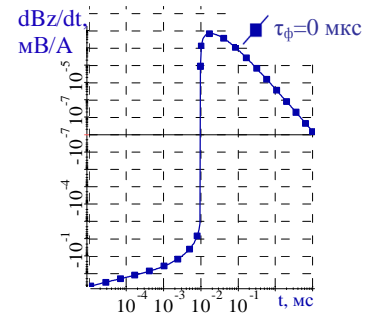
Рисунок 2. Графики профилирования над активной ЭМ-мишенью в режиме становления поля ($\tau_{\phi}=0$ мкс) для $\rho_{cp}=100$ Ом·м, $R_{EM-мишени}=56$ м и $h_{прием}=20$ м, $t=1$ мкс



а) ($\pm 56;0$)



б) (0;0)



в) ($\pm 100;0$)

Рисунок 3. Кривые становления в характерных точках профиля для активной ЭМ-мишени в режиме становления ($\tau_{\phi}=0$ мкс) для $\rho_{cp}=100$ Ом·м, $R_{EM-мишени}=56$ м и $h_{прием}=20$ м, $t=1$ мкс

Локализация активной ЭМ-мишени может быть осуществлена как при измерении $dB_z/dt(x)$, так и при измерении $dB_r/dt(x)$. При этом r-компонента более предпочтительна по сравнению с z-компонентой ввиду того, что локализация ЭМ-мишени с помощью r-компоненты может быть однозначно осуществлена по экстремумам регистрируемого сигнала – они совпадают с проекцией генераторного контура на поверхность земли. При использовании $dB_z/dt(x)$ необходимо решать обратную задачу поиска ЭМ-мишени по регистрируемому сигналу. По этим же причинам более эффективно измерять отклик ЭМ-мишени на линейном фронте выключения.

Система наблюдений «воздух-воздух»

С целью локализации пассивной ЭМ-мишени в виде короткозамкнутой медной петли на поверхности однородного полупространства аналогично с активной ЭМ-мишенью были проведены расчеты.

Максимум сигнала от пассивной ЭМ-мишени фиксируется на более поздних временах становления по сравнению с активной. Это упрощает реализацию процесса измерений, однако точность локализации пассивной ЭМ-мишени существенно зависит от высоты полета, что также влечет необходимость решения обратной задачи поиска ЭМ-мишени. Из сравнения графиков на рис. 4 и 5 видно, что с ростом времени отклик от ЭМ-мишени падает, и за пределами ЭМ-мишени сигналы на разных высотах почти совпадают.

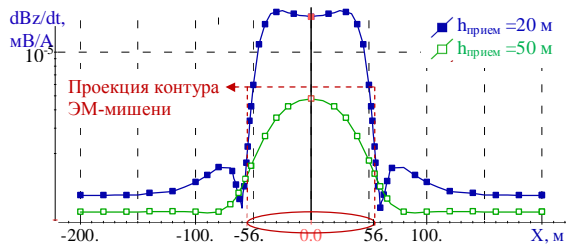


Рисунок 4. Графики профилирования над пассивной ЭМ-мишенью для изменяющегося расстояния от приемной антенны до поверхности земли $h_{\text{прием}}$, $\rho_{\text{ср}}=100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $R_{\text{ЭМ-мишени}}=56 \text{ м}$, $t=0,3 \text{ мс}$

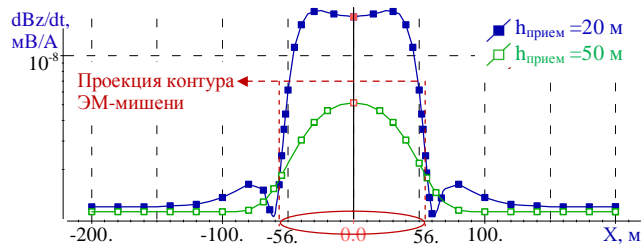


Рисунок 5. Графики профилирования над пассивной ЭМ-мишенью для изменяющегося расстояния от приемной антенны до поверхности земли $h_{\text{прием}}$, $\rho_{\text{ср}}=100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $R_{\text{ЭМ-мишени}}=56 \text{ м}$, $t=5 \text{ мс}$

На рис. 6 представлены аномальные поля от пассивной ЭМ-мишени для разных высот полета приемно-генераторной конструкции. Эти значения можно использовать в качестве эталона при проверке метрологических характеристик ЭМ-системы.

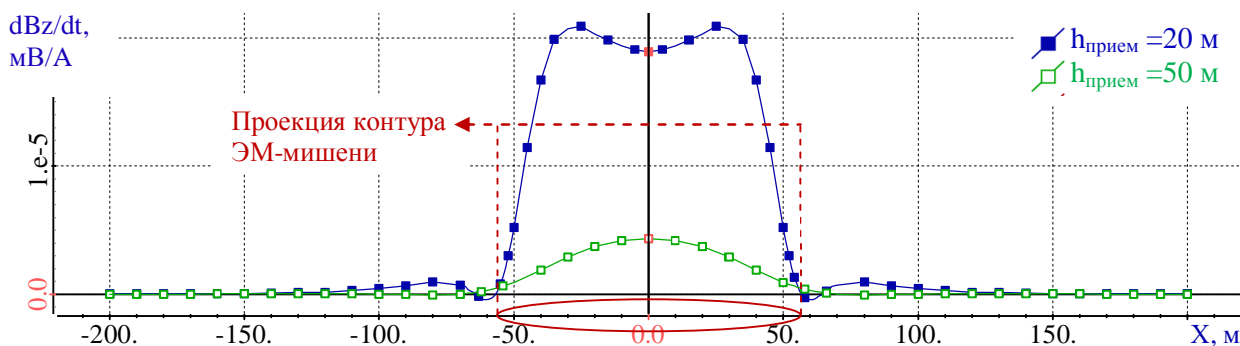


Рисунок 6. Графики профилирования над пассивной ЭМ-мишенью для изменяющегося расстояния от приемной антенны до поверхности земли $h_{\text{прием}}$, $\rho_{\text{ср}}=100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $R_{\text{ЭМ-мишени}}=56 \text{ м}$, $t=0,1 \text{ мс}$

Из сравнения графиков на рис. 6 видно, что измерения целесообразно проводить на минимально возможной высоте.

Заключение

Для контроля точности привязки аэроэлектроразведочных данных наиболее выгодно использовать активную мишень с линейным спадом тока. При этом наиболее точно определить положение ЭМ-мишени можно, рассматривая $dB_r/dt(x)$. Точность локализации ЭМ-мишени при таком способе практически не зависит от сопротивления среды и высоты полета. Максимум аномалии от ЭМ-мишени фиксируется на ранних временах становления. Смоделированное аномальное поле от пассивной ЭМ-мишени может быть использовано в качестве эталона для проверки метрологических характеристик ЭМ-системы путем сопоставления эталонных данных с практическими.

Благодарности

Выражаю благодарность научному руководителю Г.М. Тригубовичу, А.В. Чернышеву (СНИИГГиМС), М.Г. Персовой (Техпроект) за высокопрофессиональное консультирование и помощь в проведении исследований.

Литература

1. Тригубович Г.М. Инновационные поисково-оценочные технологии электроразведки становлением поля воздушного и наземного базирования // Разведка и охрана недр – 2007. – № 8 – С. 80-87.
2. Тригубович Г.М., Персова М.Г., Саленко С.Д. Аэрогеофизические вертолетные платформы серии «Импульс» для поисково-оценочных исследований (статья) // Приборы и системы разведочной геофизики – 2006. – № 2(16) – С. 18-21.
3. Абрамов М.В. Графический препроцессор для решения трехмерных задач геоэлектрики // Сборник научных трудов НГТУ. – Новосибирск: НГТУ, 2005 – № 4(42). – С. 39-44.

СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ШУМА ТЕХНОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Тягунов Д.С., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
tds-07@mail.ru

Известно, что население современных крупных городов живет в условиях повышенного электромагнитного шума, поскольку именно там расположены многочисленные производственные и перерабатывающие предприятия и организации, сосредоточен городской и пригородный электротранспорт, проходят железнодорожные линии с электрической тягой [1].

Амплитуда электромагнитного поля вблизи сетевой частоты 50 Гц, линий электропередач действительно велика и может достигать сотен и даже тысяч нТл. Но, измерения электромагнитного шума в области низких частот (0,05 Гц – 20 Гц) показали, что электромагнитный шум в крупном промышленном центре превышает естественный геомагнитный шум в тысячи раз [1].

Цель данной статьи – рассмотреть суточные вариации источников техногенного электромагнитного шума низких частот в пределах города Екатеринбурга, вызванных автотранспортом, и оценить их вклад в общий электромагнитный шум города.

Вклад в общий техногенный электромагнитный шум города вносят все источники: линии электропередач, движение и вращение ферромагнитных масс, все эффекты электромагнитной индукции и самоиндукции в металлических проводниках, движение и вращение металлических немагнитных проводников во внешнем магнитном поле. Но большая величина амплитуды вариаций магнитного поля в общем городском электромагнитном шуме, создается автомобильным транспортом. Тем более шум транспорта дает существенный вклад в общий шум города в «часы пик», когда значительная часть городского транспорта приходит в движение в относительно небольшой промежуток времени. Для миллионного города количество источников транспортного шума в «час пик» может достигать $0,5 \cdot 10^6$, не учитывая муниципальный транспорт (данные взяты из статьи «Екатеринбург» размещенной в электронной энциклопедии «Википедия»). Кроме того, имеется

некоторая согласованность в движении транспортных источников шума, создаваемая системой регулировки уличного движения (управление потоками движения с помощью светофоров) [1].

Изменения магнитного поля на низких частотах, возникающих в области троллейбусных электропроводов, движения ферромагнитных масс в данной точке измерения рассмотрим на примере регистрации сигнала магнитного поля от проезжающих автомобилей, в том числе троллейбусов. На рис. 1 представлены суточные измерения вариаций амплитуды магнитного поля, вызванные проезжающим автотранспортом. Измерения трех компонент в течении суток проводились через каждый час, каждая компонента измерялась пять минут с интервалом между компонентами две минуты.

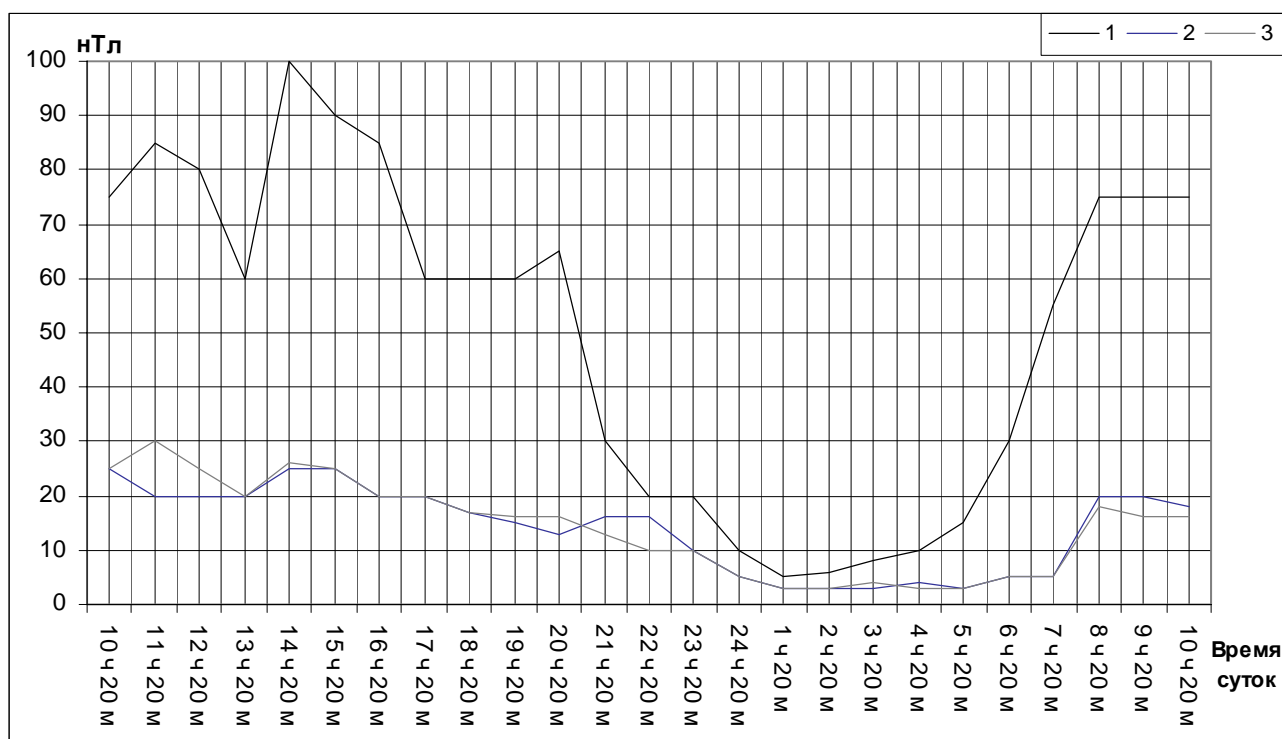


Рис. 1. Суточные измерения вариаций электромагнитного поля, полученные в 15 м от проезжей части на ул. Амундсена

Как видно из рисунка, вблизи проезжей части (датчик располагался в 15 м от проезжей части) существенное различие между горизонтальными составляющими индукции магнитного поля (рис.1, 2, 3) не наблюдается. Максимальная амплитуда вариаций вертикальной составляющей индукции магнитного поля (рис.1, 1) достигает величины 100 нТл и соответствует временному интервалу 14 ч 20 м, минимальная величина амплитуды достигает 5 нТл и соответствует временному интервалу 1 ч 20 м. Можно сказать, что максимальный техногенный электромагнитный шум по ул. Амундсена в данной точке измерения в течении суток приходится на вторую половину дня – 14 ч 20 м, тогда как минимальный уровень шума приходится только лишь в ночное время в интервале от 1 ч 20 м до 2 ч.

Проведенная работа позволяет сделать следующий вывод: основная часть вариаций техногенного электромагнитного поля в диапазоне частот 0,05 – 20 Гц

связана с постоянным движением автомобильного транспорта, который является своеобразным генератором изменения геомагнитного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сокол-Кутыловский О.Л., Тягунов Д.С. Об источниках городского низкочастотного электромагнитного шума. //Уральский геофизический вестник, 2009, № 1(14), С. 59-64.
2. Тягунов Д.С. Изучение электромагнитного шума на Среднем Урале. XVI Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». Москва: МГУ им. М.В. Ломоносова. http://www.lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2009/06_4.pdf.

ОЦЕНКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ КОНТРАСТНОСТИ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Урбан Анастасия Викторовна, аспирант

ГОУ ВПО «Ухтинский государственный технический университет»
ул. Первомайская, 13, г. Ухта, Республика Коми, 8(82147)3-34-24,
aurban@ugtu.net

Научный руководитель: **Кобрунов Александр Иванович**, д.ф.-м.н., профессор

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция является одним из крупных нефтегазоперспективных регионов с развитой нефтегазодобывающей отраслью на территории РФ. Разведанные запасы газа района за период с 1970 до 2000 г. сократились более чем втрое.

В связи с этим в провинции актуальным является вопрос о разведке и открытии новых месторождений, что является сложной задачей, методов решения которой существует множество. Задача обнаружения геологических объектов состоит в принятии решения о возможном наличии, либо отсутствии объекта. С этой целью осуществляется выделение в наблюдаемой компоненте потенциального поля составляющей, связанной с этим объектом, последующий ее анализ и принятие соответствующего решения. Обнаружение геологических объектов в соответствии с классификацией, введенной В. Н. Страховым, является одной из четырех типов задач, решение которых последовательно становилось доступным гравиметрическим методом и которые оказывались приоритетными в развитии интерпретационного обеспечения гравиметрии, роль которой, несомненно, будет только возрастать.

Методика оценки гравиметрической контрастности нефтяных месторождений заключается в следующем. На первом этапе создаются непосредственно модели месторождений: строится геометрия модели и формируются плотностные параметры. Следует заметить, что параметры плотности задаются в соответствии заполнения тех или иных пород различным углеводородным флюидом. Значения плотности для пород, насыщенной флюидом рассчитываются по следующей формуле:

$$\sigma_n = \sigma_{ск} (1 - K_n) + \sigma_\phi \cdot K_n,$$

где $\sigma_{ск}$ – плотность коллектора, заполненного флюидом, $\sigma_{ск}$ – плотность скелета, $\sigma_{ф}$ – плотность флюида.

На втором этапе методики производится расчет гравитационного эффекта (решение прямой задачи гравиразведки) для модели месторождения при условии заполнения коллекторов пластовой водой.

Затем на третьем этапе происходит «насыщение» коллекторов УВ флюидом, и вновь производится вычисление гравитационного эффекта для этой же модели месторождения. Гравитационные эффекты, полученные в предположении заполнения коллекторов водой и УВ флюидом, сравниваются, вычисляется невязка гравитационных полей, а также атрибуты невязки.

Приведем пример по исследованию эффективных параметров на основе методики гравиметрической контрастности на модели нефтяного месторождения.

Рассчитываем плотностные параметры для пласта коллектора при условии заполнения его пластовой водой и производим расчет прямой задачи гравиразведки. Результат расчета представлен на рис. 1.

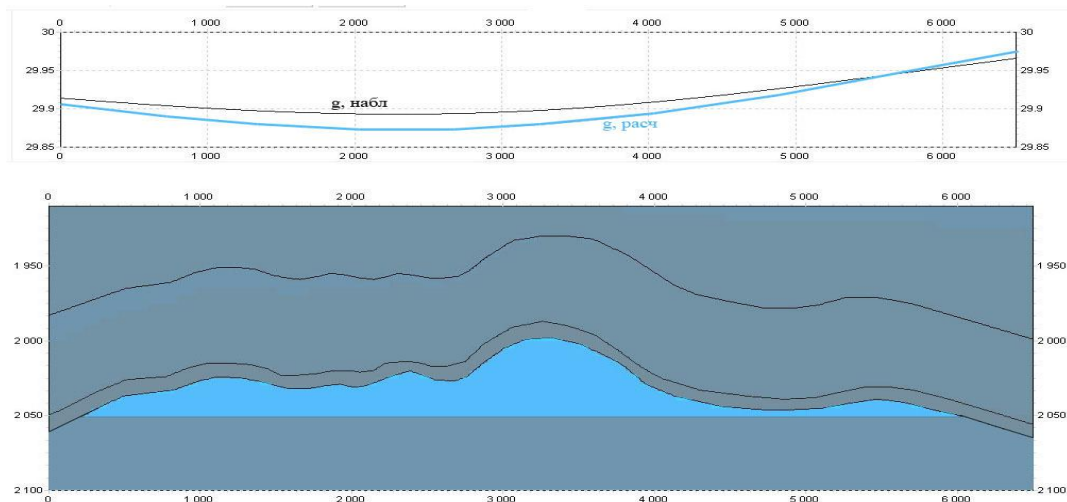


Рис. 1. Результат расчета прямой задачи гравиразведки в условиях заполнения пород пластовой водой

Насыщаем пласт нефтью, т.е. рассчитываем плотность пород в пласте с заполнением пор углеводородным флюидом – нефтью и вновь решаем прямую задачу гравиразведки (рис. 2).

Полученные гравитационные поля (рис. 3) сравниваем и делаем вывод, о наличии в гравитационном поле контрастности в случае, когда мы имеем дело с нефтяными залежами. Расчет невязки и ее градиента представлен на рисунке 4.

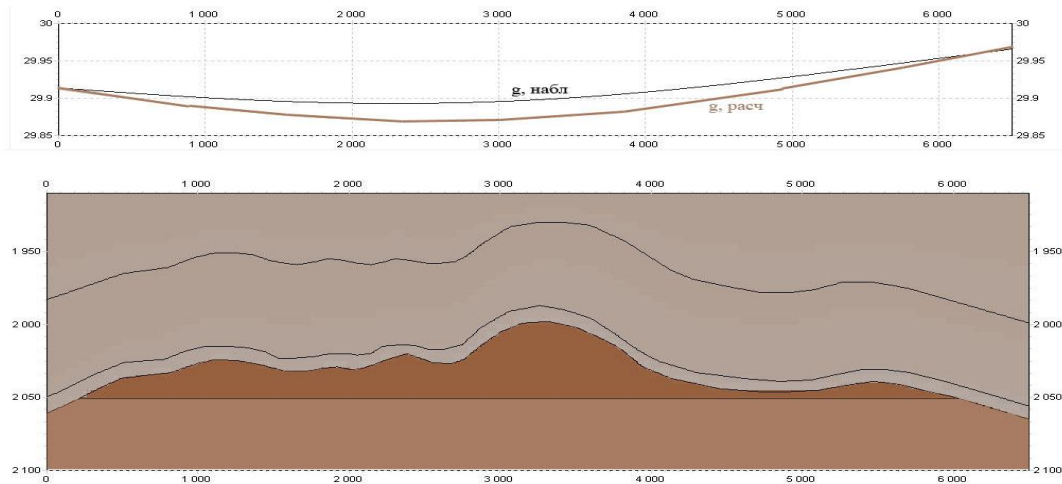


Рис. 2. Результат расчета прямой задачи гравиразведки в условиях заполнения пород нефтью

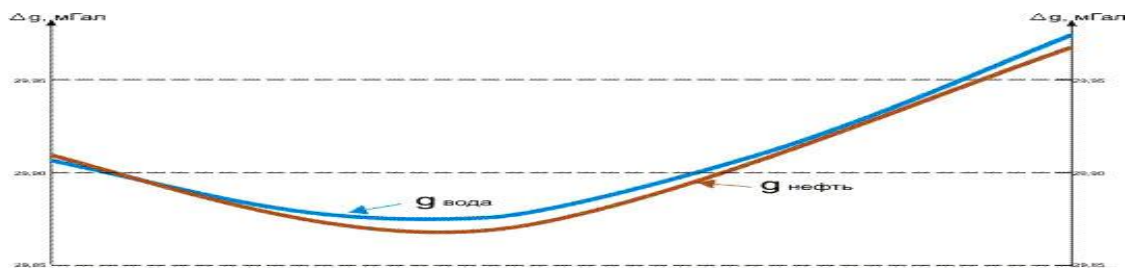


Рис. 3. Рассчитанные гравитационные поля при условии заполнения пород водой и нефтью

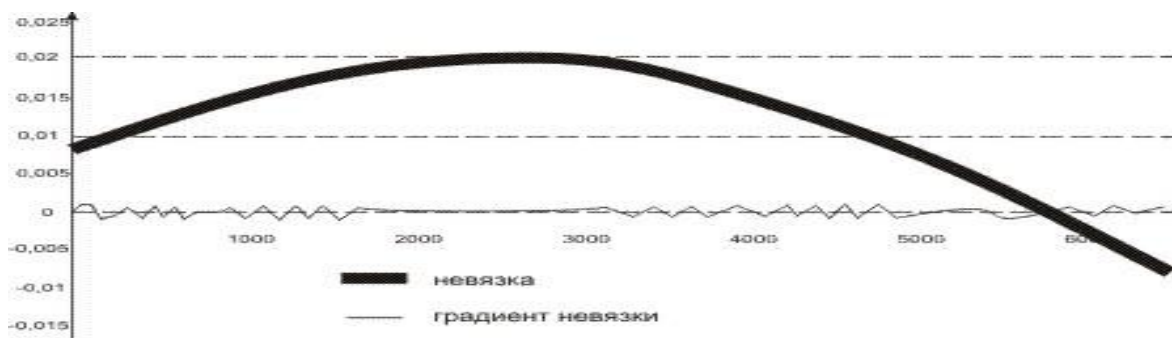


Рис. 4. Невязка гравитационных полей и ее градиент

Подобные исследования были проведены для ряда нефтяных месторождений, расположенных в пределах Тимано-Печорской нефтегазодобывающей провинции на основе методики гравиметрической контрастности. Полученные данные о невязках и расчет ее атрибутов по ряду нефтяных месторождений представлены в таблице 1. Предполагаются исследования эффективных параметров для газоконденсатных, газовых, нефтегазовых месторождений.

Полученные данные потребуют статистической обработки, которая позволит оценить контрастность нефтяных и других месторождений в

гравитационном поле. Такой подход может быть полезен с точки зрения приблизительной оценки по гравитационному полю областей с возможными залежами нефти и газа и в дальнейшем, в случае успешного использования, позволит снизить затраты на поиск новых месторождений и повысить уровень геологоразведочных работ.

Таблица 1. Расчет невязок и их атрибутов по нефтяным месторождениям Тимано-Печорской провинции

Месторождение	Средне-кв. откл. (вода)	Средне-кв. откл. (нефть)	Средне-кв. откл. вода-нефть	δ ср.кв. р. отклонение	δ_{\max} максимум невязки	δ_{\min} минимум невязки	δ_{\max} максимум модуля градиента
Южно-Низевое	0,0441	0,0520	0,0079	0,001	0,053	0,004	0,000
Ю-Терехевейское	0,0690	0,0680	0,0010	0,006	0,015	0,020	0,003
Северо-Аресское	0,0249	0,0153	0,0095	0,009	0,018	0,001	0,200
Щельяюрское	0,0142	0,0173	0,0030	0,001	0,005	0,001	0,002
Низевое	0,0043	0,0049	0,0006	0,000	0,001	0,000	0,000

Работа подготовлена при поддержке Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг., проект 0120090.950.

МОДЕЛЬНАЯ ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ В ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ ГРАВИМЕТРИИ.

Фадеева Наталья Викторовна, магистрант, инженер

Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург, natalyvfadeeva@gmail.com

Муравьев Лев Анатольевич, м.н.с.

Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург, mlev@mail.ru, +7 90498-51375

научный руководитель: д.ф.-м.н., проф., член-корр. РАН

Мартышко Петр Сергеевич

Рассматривается двумерная обратная задача гравиметрии, в которой по заданным на земной поверхности значениям гравитационного поля восстанавливается распределение плотности на глубине. Исходными данными являются скоростные границы, известные из сейсмических исследований. За начальное приближение набора плотностей принимаются значения, полученные на основе корреляционной связи между скоростью продольных волн и плотностью пород. Уточнение плотностей заданного скоростного каркаса ведется в рамках решения линейной обратной задачи гравиметрии.

Алгоритм вычисления. Пусть $u(z)$ (где $z = x + iy$) - комплексная напряженность логарифмического потенциала области D с единичной плотностью [1]:

$$u(z) = \frac{1}{\pi} (-V_x + iV_y) = \frac{2f}{\pi} \iint_D \frac{d\xi d\eta}{z - \zeta} \quad (1)$$

где V_y , V_x - вертикальная и горизонтальная составляющие гравитационного поля.

Для функции $u(z)$ в области ее аналитичности ($z \in \overline{CD}$) имеет место формула Римана-Грина:

$$u(z) = \frac{2f}{2\pi i} \int_L \ln(z - \zeta) d\bar{\zeta} \quad (2)$$

Для вычисления вторых производных логарифмического потенциала используется производная $u'(z)$:

$$u'(z) = \frac{1}{\pi} (-V_{xx} + iV_{yx}) = \frac{2f}{2\pi i} \int_L \frac{d\bar{\zeta}}{z - \zeta} \quad (3)$$

Если контур L представляет собой многоугольник с комплексными вершинами ζ_l , $l=1..n$, тогда интегралы (2) и (3) могут быть вычислены в явном виде:

$$u(z) = \frac{2f}{2\pi i} \sum_{l=1}^n \frac{\bar{\zeta}_{l+1} - \bar{\zeta}_l}{\zeta_l - \zeta_{l+1}} [(z - \zeta_{l+1}) \ln(z - \zeta_{l+1}) - (z - \zeta_l) \ln(z - \zeta_l)] \quad (4a)$$

$$u'(z) = \frac{2f}{2\pi i} \sum_{l=1}^n \frac{\bar{\zeta}_{l+1} - \bar{\zeta}_l}{\zeta_l - \zeta_{l+1}} \left[\ln \left(\frac{z - \zeta_{l+1}}{z - \zeta_l} \right) \right] \quad (4b)$$

Отсюда следует выражение для вертикальной составляющей гравитационного поля и ее производной вдоль профиля:

$$V_y = \pi \operatorname{Im}(u(z)) = \Delta g, \quad V_{yx} = \pi \operatorname{Im}(u'(z)) = \Delta g'_x \quad (5)$$

Параметризация слоистой среды. Пусть D_k - слой с плотностью σ_k ($k=1, \dots, M$), который ограничен сверху кривой $y_{k-1}(x)$, а снизу - кривой $y_k(x)$. За $y_0 = 0$ - уровень, на который рассчитывается поле, принимается плоская земная поверхность. Суммарное гравитационное поле от M криволинейных слоев с избыточными плотностями $(\sigma_k - \sigma_F)$ равно:

$$\Delta g = \sum_{k=1}^M \Delta g_k = \sum_{k=1}^M (\sigma_k - \sigma_F) \cdot S(y_k, y_{k-1}) \quad (6)$$

где $S(y_k, y_{k-1})$ - поле k -го слоя с единичной плотностью.

В задачах гравитационного моделирования фоновая плотность является произвольным параметром. Принято брать средневзвешенную плотность по слоям модели. Но может быть взята любая другая константа, в частности, равная нулю.

Модель криволинейных пластов может быть преобразована к виду, где в вычислениях используются только скачки плотностей $\Delta\sigma_k = \sigma_{k+1} - \sigma_k$. Массы криволинейного пласта сводятся к существенно меньшим аномальным массам, заключенным между криволинейной границей $y_k(x)$ и ее средним значением по глубине H_k . При этом, в расчетах участвуют меньшие горизонтальные выравнивающие пласты, выходящие за пределы профиля (рис 1).

Поле преобразованной модели можно записать в следующем виде [2]:

$$\Delta g = 2\pi f \sum_{k=1}^M (\sigma_k - \sigma_F)(H_k - H_{k-1}) + \sum_{k=1}^{M-1} [(\sigma_{k+1} - \sigma_k) S(H_k, y_k)] + (\sigma_F - \sigma_M) S(H_M, y_M) \quad (7)$$

Выбором σ_F в формуле (7) можно занулить постоянную составляющую «нормального» поля для горизонтально-слоистой модели.

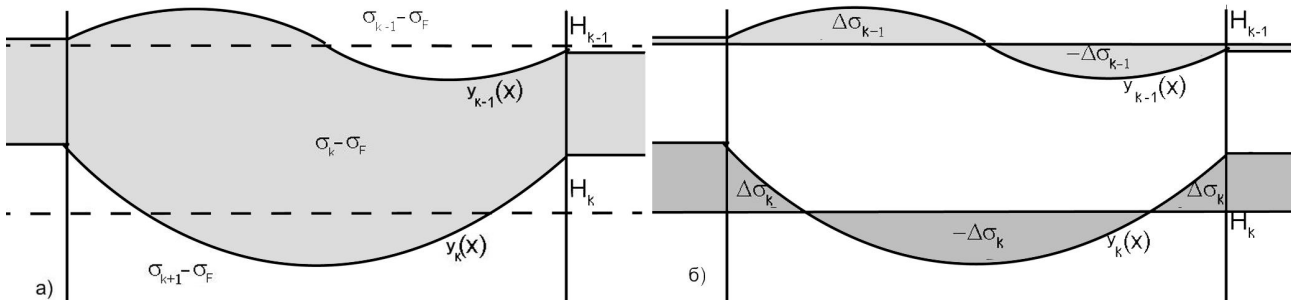


Рис.1. Представление криволинейного слоя: а) исходный слой; б) совокупность границ.

Выражение для суммарного поля можно привести к однотипному виду, если в качестве σ_F принять плотность подстилающего для нашей модели слоя σ_{M+1} , что также уменьшает параметрическую неоднозначность прямой задачи:

$$\Delta g = \sum_{k=1}^M \Delta\sigma_k \cdot S(H_k, y_k) \quad (8).$$

Решение обратной задачи. Задача определения плотностей модели сводится к нахождению $\min \|\Delta g^{TEOR} - \Delta g^{IZM}\|_E$, где Δg^{TEOR} - поле, вычисленное по формуле (8), Δg^{IZM} - измеренное поле. Дискретизация формулы (8) на сетке задания поля приводит к матричному уравнению:

$$\Delta g = A \Delta\sigma \quad (9)$$

где $\Delta\sigma$ - вектор скачков плотности размерности $[M \times 1]$; Δg - вектор $[N \times 1]$ значений поля в наборе точек x_i , $i \in [1, N]$; матрица $A [M \times N]$, где каждый элемент отражает вклад k -го слоя, $k \in [1, M]$, с единичной плотностью в точке x_i :

$$A_{ik} = S(H_k, y_k(x_i)) \quad (10)$$

Система (9) является переопределенной: число уравнений, равное количеству точек наблюдения, существенно больше числа неизвестных плотностей слоев. Как правило, возникают ограничения на решение: для нормального плотностного распределения все $\Delta\sigma_k \geq 0$. Такая система решается методом наименьших квадратов с ограничениями на значения переменных [4].

Модельный пример. Расчеты проведены на примере профиля «Агат». Сейсмический разрез земной коры, опубликованный в [5], построен под руководством Егоркина А.В. в виде слоисто-блоковой модели. Колмогоровой В.В. по данному разрезу построен разрез земной коры в виде изолиний скоростей продольных волн (V_p). Авторами в качестве исходных плотностей принимаются значения, определенные из корреляционной связи «скорость-плотность» для уральского региона [3]. На рис.2 приведены наиболее представительные выборки, характеризующие кривую начального приближения.

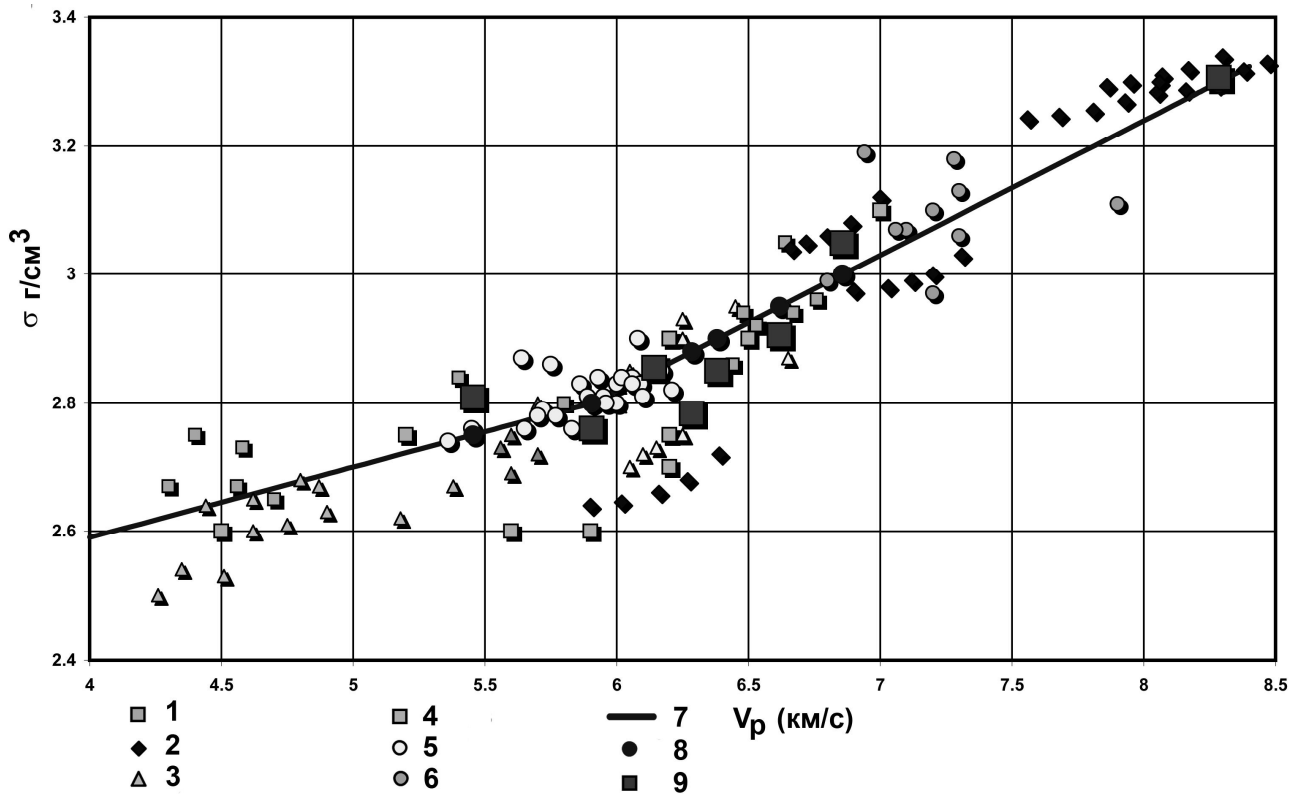


Рис.2. Сводные данные о плотности и скорости для различных выборок горных пород и корреляционная зависимость «скорость – плотность» по данным:

1 – (Алейников, 1982); 2 – (Галдин, 1977); 3 – (Рабинович, 1978); 4 – (Халевин, 1986); 5 – (Juhlin С., 1997) , 6 – (Афанасьев, 1976),

7 – Использованная в расчетах корреляционная зависимость (Дружинин, Кашубин, 1982),

8 – исходные значения плотностей модели, 9 – уточненные значения плотностей модели.

На рис. 3 над изображением разреза приведены графики наблюдаемого и вычисленного гравитационного поля модели с оптимизированными плотностями. Их значения отражены на разрезе. Данные величины будут использоваться на следующем этапе интерпретации – уточнении трехмерных плотностных границ методом локальных поправок [2].

Авторы выражают признательность руководителю Ладовскому И.В. и Мартышко П.С. за поддержку и постоянное внимание к работе.

Работа выполнена в рамках проекта ОНЗ РАН по УрО (09-Т-5-1018).

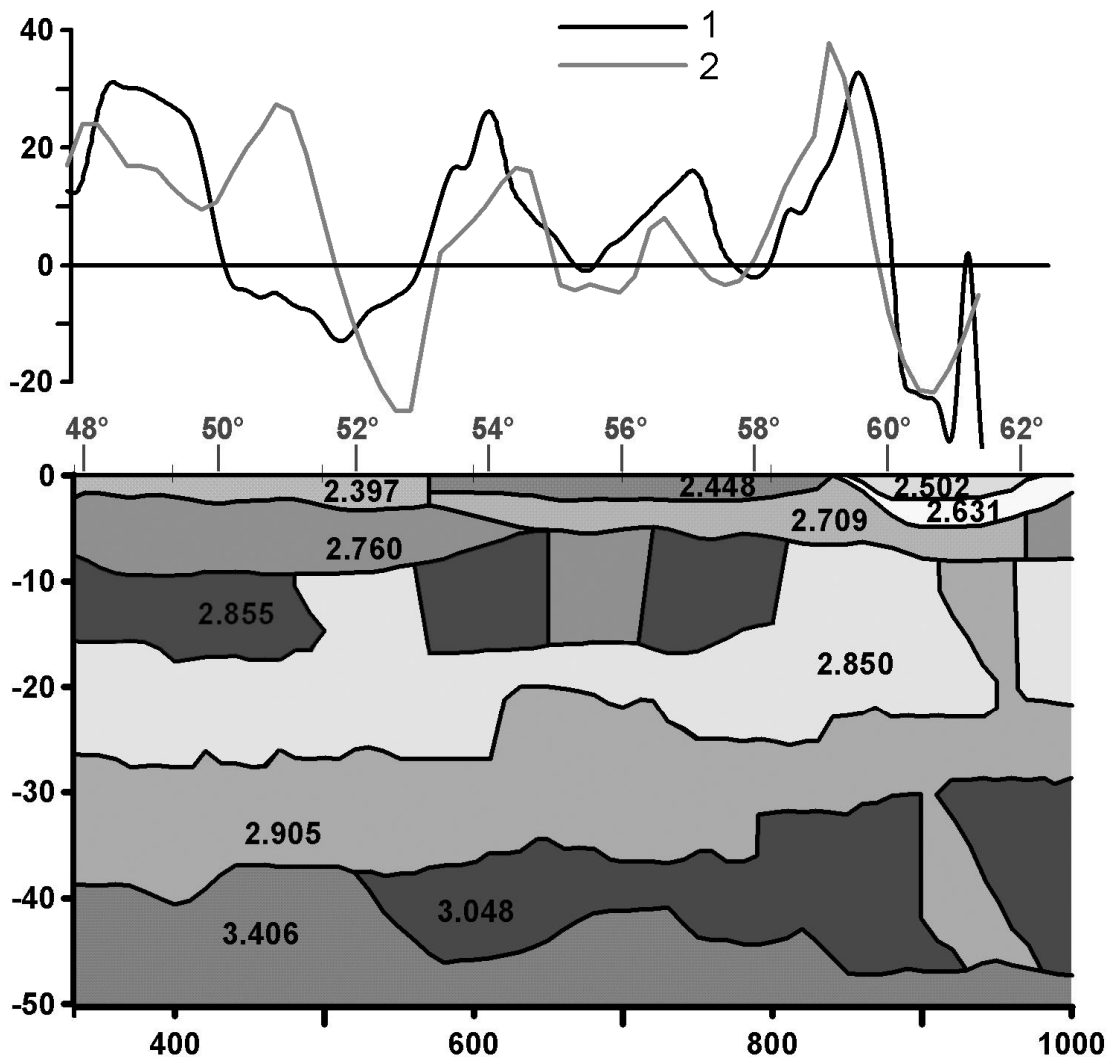


Рис.3. Разрез по сейсмическому профилю «Агат», наблюдаемое (1) и подобранное (2) гравитационное поле. Указаны значения подобранных плотностей слоев.

Литература:

1. Цирульский А.В. О некоторых свойствах комплексного логарифмического потенциала однородной области // Известия академии наук СССР, 1963. №7. С. 1072-1075.
2. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных. // Уральский геофизический вестник, 2009. №1. с.37-43
3. Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Сивкова Л.В., Вальчак В.И., Кашубина Т.В. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. Свердловск, НТО Горное, 1982. 72с.
4. Coleman, T.F. and Y. Li, A Reflective Newton Method for Minimizing a Quadratic Function Subject to Bounds on Some of the Variables, SIAM Journal on Optimization, Vol. 6, Number 4, pp. 1040-1058, 1996.
5. С.Л.Костюченко, Д.Джи, А.В.Егоркин, Р.Б.Сапожников. Структура и геодинамика земной коры северо-востока Европейской части России // Строение и динамика литосферы восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE, ГЕОС. 2006. С. 540-554.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ ЗОНЫ КАРЖАНТАУСКОЙ ФЛЕКСУРЫ ЗАПАДНО ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ОРОГЕНА.

Фахриддинов Ж.Ф., аспирант, Институт сейсмологии АН РУз
10128, Узбекистан, Ташкент, ул.Зулфияханум 3, hamidov_1@mail.ru
Научный руководитель: зав.лаб. математического моделирования,
докт.физ.мат.наук **Хамидов Л.А.**

Каржантауский флексурно-разрывная зона (ФРЗ) один из наиболее протяженных разрывных нарушений северо-восточного направления западно-Тянь-Шанского орогена и в этой зоне расположены крупные промышленные центры как г.Ташкент, г.Чирчик, Чарвакское водохранилище, пос.Чарвак, Газалкент, Хумсан и др. с более чем четырех миллионным населением (рис 1). К этой зоне приурочены очаги Буручмуллинского- 1959г., Ташкентского-1886, 1924, 1966 и 2008г., Таваксайского-1977г. и Назарбекского-1980г. землетрясений (с $M > 4,5$). Севернее с.Хумсан Каржантауская ФРЗ пересекается с системой Кумбель-Угамских разломов. Поверхность смесителя наклонена на северо-запад под углом от 40° до 70° . Максимальная вертикальная амплитуда перемещения по разлому за определенные период превышала 3000м. Подвижки по нему продолжались и в четвертичное время, что фиксируется перемещением отложений Каржантауской террасы до 100м. [1]. Это соответствует относительным деформациям в пределах до $2,2 \times 10^{-7} / год$. Обвалы, оползни и землетрясения, приуроченные к зоне разлома служат подтверждением его современной активности. Общая суммарная величина вертикальных неотектонических движений Каржантауского сводово-блокового поднятия подчеркивается значениями средних градиентов скоростей $0,2-0,4 мм/год$.

По данным [1] к зоне флексуры примыкают Кумбельский, Арашанский, Кенкольский и Угамские разломы. Основные разломы сопровождаются многочисленными мелкими опирающими и сопутствующими разрывами. В новейшее время по нему происходили сдвиговые перемещения с амплитудой до 5 км. [1]. По всему протяжению разлома значения модуля сдвига и коэффициента Пуассона относительно низки. Максимальная ширина Кумбель-зоны достигает 25 км. По экспериментальным данным при высоких термобарических условиях кернов от отдельных участков зоны устойчивость на разрушения пород по глубине экспериментально оценивается в пределах от $1,3 \times 10^2 МПа$ до $2,5 \times 10^3 МПа$ [1]. Уровень общей деформаций за новейшее время по соотношению вертикальных движений к усредненному значению мощности коры для данного района лежат в пределах от $1,2 \times 10^{-7} / год$ до $6,67 \times 10^{-7} / год$. [2]. Средне годовые вертикальные перемещения составляют от $0,2-0,3 мм/год$ до $1,5-4,0 мм/год$. Морфологически выражена сбросом, величина вертикального перемещения которого по его простирацию неодинакова [1]

Детальные сейсмогеологические исследования свидетельствуют о современных тектонических движениях этой зоны. В восточной части зоны выявлены поперечные палеосейсмоструктуры “Алмашах”, “Кальтакол” и “Карабузук”- остаточные деформации земной поверхности, генетически

связанные с сильнейшими землетрясениями интенсивностью 9 баллов, возможно и более [2]. Используя палеосейсмологические данные из [1,2] получены более точные сведения о плейстосейстовых, возможно и о эпицентральных, зонах сильных землетрясений и выявлены наивысший девятибалльный уровень сейсмической опасности зоны разрывных нарушений.

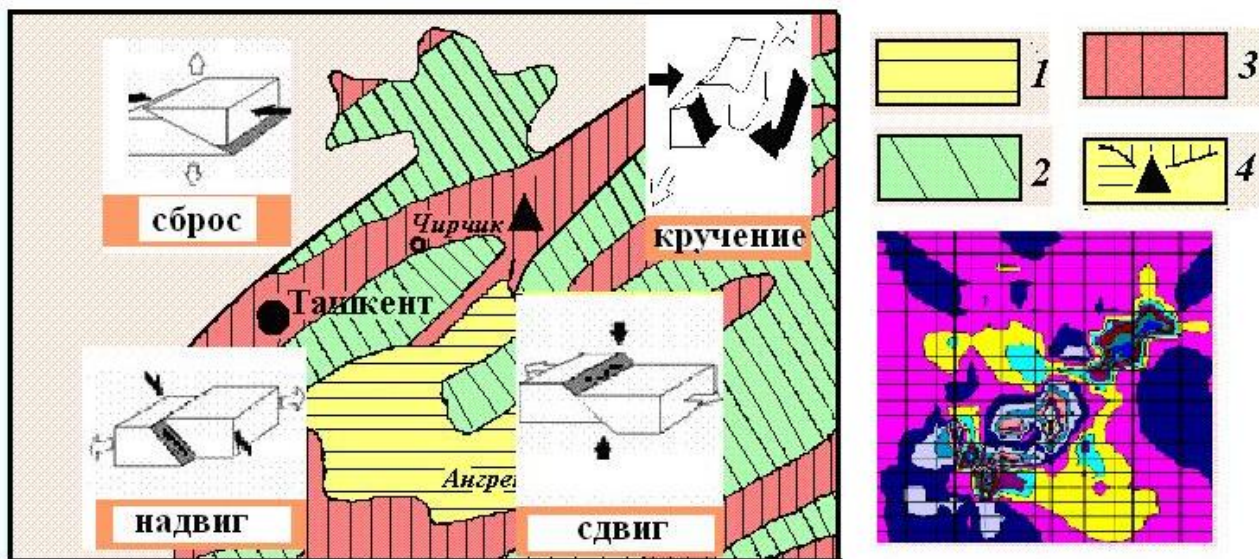


Рис. 1. Схема касательных напряжений в Каржантауской флекуре и примыкающей территории (Западный Тянь-Шань).

1: $0 \leq |\tau_{\max}| \leq 5$ МПа; 2: $5 \leq |\tau_{\max}| \leq 10$. 3: $10 \leq \tau_{\max} \leq 15$.

Нами рассчитаны, по результатам измерения зеркал скольжения (34 площадок) средние вариации изменения коэффициента трения с северо-восточной части Каражанауской флексуры и Угамского разлома в сторону юго-западной его части. Вариация этих значений находилось в пределах от 0,4 до 0,75. Основным из характерных величин этих изменений силового поля активного разлома является падение напряжений или сброс напряжений в очаге землетрясения, т.е. в зоне разгрузки она является статически избытком напряжений, а в зоне нагрузки стоком дополнительных внутренних усилий. Как указано в работе [2] приращение напряжений в среде при подготовке разрушения составляет единицы процентов от фоновых напряжений. Согласно [2] в пределах $3 \leq M \leq 6$ оценка падения напряжений по сейсмологическим данным варьируется в пределах $0,1 \div 110 \text{ кг/см}^2$. С другой стороны согласно [1] дается оценка максимальных касательных напряжений на глубинах 15-30 км. в пределах $828 \div 1320 \text{ кг/см}^2$, это совпадает с данными [3], в которых вариация составляет $1100 \div 2200 \text{ кг/см}^2$.

В обширных районах вне зоны примыкающих разломов и, в частности, в больших участках к востоку от Кумбельского и Угамского разлома доминирующая ориентация напряжений северо-западная. Зоны разломов вдоль северо-западного простираения характеризуются перемещением с левым сдвигом, а зоны разломов северо-восточного простираения перемещением с левым сдвигово-сбросом. На пример механизмы очагов Ташкентского-1966г., Таваксайского-1977г. и Назарбекского-1980г. землетрясений (с $M > 5$), очаги которых расположены вблизи почти горизонтально простирающегося одной

флексуры, согласно [4] определены как надвиговые (близко к правостороннему сдвигу) (рис.1).

Ориентации максимального касательного напряжения в зоне Каржантауского ФРЗ и Западно-Чаткальской группы разломов почти северное, в районе к западу от Угамского разлома северо-западное и даже частично почти западное. В районах с различными значениями напряжения сдвига среднее значение вариации измеренного напряжения сдвига составляет не более 5 МПа (от -0,5 МПа до 0,5 МПа), а деформации $0,2 \times 10^{-5} \leq \epsilon \leq 1,9 \times 10^{-5}$. Почти все очаги тектонических землетрясений приурочены в ту или иную сеймонапряженную зону Чаткал-Кураминской горной системы. При изменении ориентации внешней силы в одном и том же районе также наблюдается существенное изменение напряжений сдвига (рис.1).

Пока мы проводили исследование 22 августа 2008 года в 13 часов 28 минут 58 сек. по местному времени в г.Ташкенте произошло сильное землетрясение. Координаты очага по инструментальным данным находится $\varphi=41,30$; $\lambda=69,45$. Магнитуда около $M=4,7$, глубина очага $H=8-10$ км., величина $J=6 \div 6,5$ баллов по шкале MSK. В северо-западном направлении от центра г.Ташкента и находится на стыке сброса и надвига Каржантауской флексуры (Рис.1). Кроме того по концентрации τ_{\max} согласно рис.1. очаг расположен в Приташкентской сейсмогенной зоне, в участке, где согласно построенным механизмам в [4], по межочаговым афтершокам землетрясений 26 апреля Ташкентского-1966г. ($M=5,3$) и 11 декабря Назарбекского-1980 г. ($M=5,2$) землетрясений, движение имеет надвиговую форму. Видимо в северной части данной сейсмогенной зоны преобладает надвиговая нанаморфокинетическая форма движений именно на переходных участках. Это хорошо согласуется с полученными Ибрагимов Р.Н. [5], о возможности проявления новых очагов в межочаговых зонах Каржантауской флексуры.

Литература:

1. Зубович А.В., Ярмухамедов А.Р., Кузиков С.И., Моисенко О.И., Раджабов Ш.С., Щелочков Г.Г. Современные деформационные процессы в западном Тянь-Шане // Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений.- Ташкент, 2004, С. 238-240.
2. Хамидов Л.А. Расчет напряжений и деформаций очаговых областей сильных землетрясений.// ДАН РУз. Ташкент, №6, 2004. С.33-37.
3. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли.- М., ОИФЗ РАН, 1997, 324с.
4. Безродный Е.М., Туйчиев Х.А. Механизмы очагов сильных землетрясений Узбекистана.-Ташкент, Фан, 1987, 143с.
5. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.А., Ибрагимов О.Р. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане.// Ташкент, Гидроингео, 2002, С.43-75.

МИКРОСЕЙСМЫ И ЛОКАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ ЧАРВАКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Хамидов Х.Л., магистр Ташкентского Государственного технического
университета,

10128, Узбекистан, Ташкент, ул.Зулфияханум 3

Институт сейсмологии АН РУз, hamidov_1@mail.ru

научный руководитель: зав.лаб. техногенной сейсмичности,

докт. физ.мат.наук **Зияудинов Ф.Ф.**

Проблема выявления связей микросейсмичности с внутренними геосиловыми полями в объектах интенсивно эксплуатируемых водохранилищ на наш взгляд осложнена тем, что необходимо определить в районе деформационного влияния водохранилищ уровень естественной тектонической активности. Определить произошедшие в этих районах землетрясения, которые зафиксированы до начала эксплуатации водохранилищ. Если анализировать каталог землетрясений Узбекистана, каталог сильных землетрясений Евразии, карту общего сейсмического районирования Узбекистана, то ответ на этот вопрос будет отрицательным вследствие того, что специальные исследования сейсмичности инструментальными средствами в районах водохранилищ проводились достаточно редко. Наиболее глубокие и характерные исследования по данной части можно видеть в работах [1,2,4]. В районах эксплуатации водохранилищ Узбекистана уже более 40 лет работали ряд сейсмических станций (с/с Чарвак – вдх.Чарвак, с/с Кампиррават – вдх.Андижан, с/с Шабада – вдх.Гиссарак и др.). Первые сведения о том, что в районе некоторых водохранилищ Узбекистана происходят землетрясения, были получены в 1979 году, когда детальный анализ записей сейсмического события специалистами по оценке устойчивости плотин позволил надежно показать то, что ряд микросейсмических событий в районах Чарвакского и Андижанского водохранилищ на самом деле являются микротектоническими естественными землетрясениями [3]. Факт регистрации таких событий позволяет рассчитывать, что в зоне деформационного влияния водохранилищ могут иметь место локальные землетрясения зависящие в основном от изменения объема воды в водохранилище и состояния геологических структур.

Ряд исследователи считают, что эксплуатация водохранилищ может спровоцировать усиление сейсмической активности даже на большом удалении от зон их деформационного влияния [2,4]. Есть мнение отвергающие такую вероятность. Однако точных данных для ответа на этот вопрос пока не существует. Оценить влияние Чарвакского водохранилища на сейсмичность Приташкентского района возможно сопоставляя среднесрочные параметры сейсмического режима и их вариации за отдельные периоды времени. Здесь же использованы расчеты отражающие особенности сейсмичности за отдельные периоды наблюдений - карты эпицентров, карты сейсмической активности, а также параметры графика повторяемости землетрясений. Пространственная картина проявления сейсмичности достаточно хорошо видна при анализе карт эпицентров.

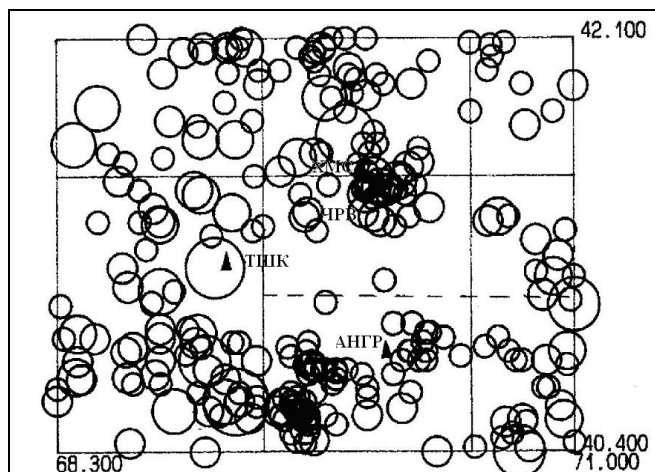


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений до эксплуатационные период Чарвакского водохранилища за 1960-1972 гг.

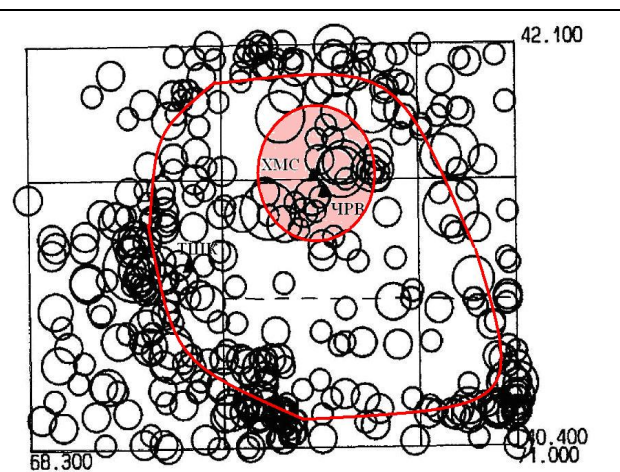


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений за период эксплуатации 1973-2007 гг. с выделением зоны влияния Чарвакского водохранилища.

В Приташкентском районе за период от начала детальных сейсмологических наблюдений до начала эксплуатации гидросооружения в рабочем режиме (1960-1972гг.) выделяются несколько зон концентрации эпицентров (рис.1): в северо-восточной части района, где непосредственно расположено Чарвакское водохранилище. Сюда приурочен очаг Буручмуллинского землетрясения (1959, $M=5.0$); к в 58 км. востоку от г. Ташкента; в восточной части района. Заметим, что здесь проводились взрывные работы и возможно высокая концентрация толчков связана с тем, что в каталог занесена часть взрывов. На картах эпицентров других интервалов времени практически выделяются те же зоны. Карта эпицентров землетрясений ($K \geq 8$) непосредственно Чарвакского района за 1973-2007 г.г. отражает распределение эпицентров за период после строительства и введения в эксплуатацию водохранилища (рис.2).

На ней наблюдается увеличение плотности эпицентров в северо-восточной части Чарвакского района. Здесь в 1977 г. произошло два землетрясения средней силы $K=11,3$ и $K=11,7$. и на юго-востоке от п.Чарвак в этом же году произошло Таваксайское землетрясение. Спустя десять лет землетрясение с $K=12$ произошло в 30 км. северо-западнее Чарвака. На карте эпицентров, за последующие 10 лет (рис.2) отмечены 3 эпицентра землетрясений в 15- 25 км от водохранилища. В 1993 г. произошло землетрясение с $K = 10,3$. Через полгода в 1994г. восточнее, произошло землетрясение с $K = 11,9$. В 1995 г. севернее, землетрясение с $K = 12,4$. В 2008 году в Ташкенте с $K=12,8$. Все сильные землетрясения Чарвакского района, произошли в этой же зоне, включая и Буручмуллинское землетрясение 1959г. ($K=14$). Параметром, характеризующим изменение сейсмичности во времени, является угол наклона графика повторяемости и уровень активности по графику повторяемости. В табл.1 представлены значения угла наклона графика по данным В.И.Махмудовой [3] и повторяемости для периодов, по которым строились карты эпицентров.

Таблица 1

Значения угла наклона графика повторяемости и сейсмической активности в различные периоды наблюдений района Чарвакского водохранилища

Интервалы, годы	Классы К	Угол наклона $\gamma \pm \sigma$	A10
1960-1972гг	8-11	0.49 ± 0.02	0.04
1973-1999гг	8-11	0.48 ± 0.06	0.03
1989-2007гг	8-11	0.49 ± 0.09	0.02

За различные периоды времени наклон графика повторяемости практически меняется незначительно, но ошибка определения $\gamma \pm \sigma$ увеличилась значительно. Это видимо, связано с понижением уровня представительности землетрясений за последние годы.

В конце отметим, что совместный анализ результатов сейсмического мониторинга по нескольким объектам может прояснить, является ли какая-либо конкретная известная геологическая структура локально сейсмически активной или нет. Если очаги большого числа локальных сейсмических событий расположены на самой структуре пересекающую зону объектов или вблизи нее, тогда вероятно, что по данной структуре происходит проскальзывание. Определенные по сейсмическим событиям плоскости ослабления могут также указывать на ранее неизвестные геологические структуры. Положение очагов микросейсмических событий и их деформационные характеристики в будущем могут позволять оценить чисто сейсмическую составляющую смещения структур в ближних зонах водохранилищ.

Литература

1. Плотникова Л.М. Оценка пространственного напряженно-деформированного состояния земной коры в результате заполнения крупных резервуаров.//Геология и минеральные ресурсы – №4, 2008-С.50-57.
2. Зияудинов Ф.Ф., Махмудова В.И., Умурзаков Р.А., Ахмедов А.Б. О сейсмичности и характере сейсмических воздействий района Чарвакского водохранилища.// Изв. Узб.Географ.Общ. – 1999, №20 - С.105-107.
3. Плотникова Л.М., Матасова Л.М., Суров В.П., Махмудова В.И. Особенности проявления землетрясений в районе Чарвакского водохранилища в период максимального заполнения.// Сейсмические исследования в Узбекистане- Ташкент:Фан, 1979-С.92-105.
4. Тимбеков И.Х., Джураев Н.М., Туйчиева М.А. О достижениях комплексных инженерно-сейсмологических исследований, проведенных в районе предстоящего строительства гидротехнических сооружений в сейсмоактивных зонах Узбекистана.// Проблемы сейсмологии в Узбекистане, - Ташкент: «Янги авлод» - №3, 2006- С.54-63.

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ МОДИФИКАЦИЯ МЕТОДА ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВОК ДЛЯ НЕСКОЛЬКИХ ГРАНИЦ РАЗДЕЛА

Цидаев Александр Григорьевич, м.н.с., ИГФ УрО РАН

620016, Амундсена, 100, к.305, +79222146465, a.tsidaev@gmail.com.

научный руководитель: чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н. **Мартышко П.С.**

Рассмотрим постановку обратной задачи гравиметрии для одной контактной поверхности и исследуем итерационную схему ее решения [1]. По определению, гравитационный эффект плотностного контакта равен полю объемных масс внутри незамкнутых областей, примыкающих к асимптотической плоскости $z = h$.

Введем понятие структурного интеграла $S(z_2, z_1)$ как аномального поля от криволинейного пласта единичной плотности, заключенного между криволинейными границами $z_1(x, y)$ и $z_2(x, y)$.

$$S(z_2, z_1) = \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{dx dy}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2}} \Bigg|_{z_1(x', y')}^{z_2(x', y')} =$$

$$= -f \iint_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z_2^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z_1^2}} \right) dx dy. \quad (1)$$

На земной поверхности $z = 0$ аномальное поле структурной границы вычисляется по формуле прямой задачи:

$$\Delta g(x', y', 0) = \Delta \sigma \cdot S(h, z(x', y')) =$$

$$= -\Delta \sigma f \iint_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x, y)}} \right) dx dy, \quad (2)$$

где $\Delta \sigma$ - избыточная плотность слоя, f - гравитационная постоянная.

При известном значении поля $\Delta g(x', y', 0)$, формулу (2) можно рассматривать как интегральное уравнение относительно скачка плотностей $\Delta \sigma$ и глубин $z = z(x', y')$ контактной поверхности. Если к тому же избыточная плотность известна, то мы приходим к классическому интегральному уравнению Фредгольма I-го рода относительно функции координат $z = z(x', y')$. Эффективный алгоритм решения такого уравнения, не использующий нелинейную минимизацию, был реализован в методе локальных поправок [1].

Зададим поле на земной поверхности на сетке $(x', y') = \{x_{i_0}, y_{j_0}\}$

$$U_{i_0 j_0} = \Delta g(x_{i_0}, y_{j_0}, 0).$$

Основная итерационная схема метода локальных поправок основана на том, что приращение обратных глубин контактной поверхности пропорционально приращению поля в эпицентральной точке. Сама итерационная схема метода задается формулой:

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^n} = \frac{U_{ij} - U_{ij}^n}{f c \Delta \sigma}, \quad (3)$$

где z^n — приближение структурной границы на n-том шаге итерации,

U^n — гравитационный эффект от z^n , c — коэффициент кубатурной формулы.

На практике мы предлагаем использовать более устойчивую в вычислительном отношении итерационную формулу:

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + \alpha \text{Sign}(\Delta\sigma) \cdot z_{ij}^n (U_{ij} - U_{ij}^n)}; \quad (4)$$

С ростом глубины z_{ij} устойчивость сходимости итерационного процесса уменьшается: малым значениям поля на земной поверхности отвечают сколь угодно большие колебания глубокозалегающих границ. Поэтому в (4) введен регуляризирующий множитель, знак которого зависит от знака избыточной плотности $\Delta\sigma$:

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^n} = (U_{ij} - U_{ij}^n) \cdot \alpha \text{Sign}(\Delta\sigma); \quad (|\alpha| \ll 1), \quad \text{Sign}(\Delta\sigma) = \{+1, 0, -1\}.$$

Величину α необходимо задавать достаточно малой, чтобы инициировать процесс подбора в нужном направлении, шаг итераций при этом уменьшается, но увеличивается их число.

В обратной задаче гравиметрии для многослойных сред искомые границы z_k^T уточненной модели, (впрочем, как и границы z_k^0 модели нулевого приближения) могут быть как приповерхностными, так и глубокозалегающими.

Для глубокозалегающих границ аппроксимация подынтегрального выражения функцией обратных расстояний вполне приемлема. В варианте метода локальных поправок она просто сводится к обратной величине аппликат z_{ij}^{-1} контактной поверхности. Но если какая либо из границ выходит земную поверхность $z=0$, то алгоритм локальных поправок в форме (4) утрачивает свое математическое и физическое содержание. Структурный интеграл (1) $S(z_2, z_1)$ имеет слабую особенность в точке $(x=x', y=y', z_2 \cup z_1=0)$, поэтому при расчете поля от приповерхностных границ кубатурная формула не применима.

Для модификации вычислительного алгоритма метода локальных поправок нами была предложена иная аппроксимирующая конструкция уравнения обратной задачи с привлечением схемы конечных элементов.

Зададим разбиение переменных интегрирования (x, y) на прямоугольной сетке $x_i = \xi_i, y_i = \eta_i$, и на ячейках сетки (i, j) , как основаниях, построим элементарные параллелепипеды с единичной плотностью и высотой $\Delta z_k = (z_k^T - z_k^0)$. Поле криволинейного пласта равно сумме полей от всех элементов разбиения:

$$S(z_k^0, z_k^T) = \sum_{ij} S_{ij}(z_k^0, z_k^T).$$

Для параллелепипеда первообразная S_{ij} вычисляется в явном виде и, с точностью до гравитационной постоянной f , равна [2]:

$$S_{ij}(z_k^0, z_k^T) = (\eta - y') \cdot \ln(|\xi - x'| + R) + (\xi - x') \cdot \ln[|\eta - y'| + R] - \zeta \cdot \arctg \left[\frac{(\xi - x') \cdot (\eta - y')}{\zeta \cdot R} \right] \Bigg|_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \Bigg|_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \Bigg|_{z_k^0}^{z_k^T}, \quad (5)$$

где $R = \sqrt{(\xi - x')^2 + (\eta - y')^2 + \zeta^2}$

Идея метода локальных поправок приводит к необходимости вычисления поля в эпицентре кубатурных элементов $\{i, j, \Delta z_{ij}\}$. Полагая в (5)

$$x' = \frac{\xi_i + \xi_{i+1}}{2}, y' = \frac{\eta_j + \eta_{j+1}}{2}$$

немедленно получаем формулу для ядра итерационной схемы локальных поправок

$$S_{ij}(z_{kij}^0, z_{kij}^T) = K_{ij}(\Delta z_{kij}) = 4\zeta \cdot \arctg \frac{dx dy}{4\zeta R} \Big|_{z_{kij}^0}^{z_{kij}^T}; \quad R = \frac{1}{2} \sqrt{dx^2 + dy^2 + 4\zeta^2}, \quad (6)$$

Итерационный алгоритм модифицированного метода локальных поправок строится следующим образом. Пусть $\{\Delta z_{ij}^n\}$ - значения искомой функции, уточняющей положение z_{ij}^0 (границы нулевого приближения) на n -ом шаге. Сеточное поле U_{i_0, j_0} n -ого приближения вычисляется как

$$U_{i_0, j_0}^n = \Delta\sigma \sum_{i, j} S_{ij}(\Delta z_{i_0 j_0}^n).$$

Следующее, $n+1$ значение приращения аппликат сеточной функции (z_{ij}^{n+1}) определяет лишь эпицентральные приращения сеточного поля ($i_0=i, j_0=j$):

$$\Delta\sigma [K_{ij}(\Delta z_{kij}^{n+1}) - K_{ij}(\Delta z_{kij}^n)] = U_{ij} - U_{ij}^n.$$

Или, учитывая явный вид ядра (6), получаем основную формулу для итерационного процесса модифицированного метода локальных поправок

$$4f \Delta\sigma \left[z_{ij}^{n+1} \arctg \frac{c}{4(zR)_{ij}^{n+1}} - z_{ij}^n \arctg \frac{c}{4(zR)_{ij}^n} \right] = U_{ij} - U_{ij}^n \quad (7)$$

Полагая в (22) $c/2z \ll 1$, получаем первоначальный вариант метода локальных поправок для глубоко залегающих границ [1]:

$$f c \Delta\sigma \left[\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^n} \right] = U_{ij} - U_{ij}^n \quad (8)$$

Для приповерхностных границ $c/2z \gg 1$ имеем альтернативную формулу в варианте одномерной модели горизонтально-слоистых сред:

$$2\pi f \Delta\sigma [z_{ij}^{n+1} - z_{ij}^n] = U_{ij} - U_{ij}^n. \quad (9)$$

Для вычислений по формуле (9) регуляризация не требуется. С уменьшением глубины z_{ij} , сходимость итерационного алгоритма резко возрастает, а при $z_{ij}^{n+1} = 0$ итерационный цикл сводится к тривиальному тождеству ($0=0$).

В случае нескольких (M) структурных границ, основная итерационная формула имеет вид:

$$4f \sum_{k=1}^M \Delta\sigma_k \left[z_{kij}^{n+1} \arctg \frac{c}{4(zR)_{kij}^{n+1}} - z_{kij}^n \arctg \frac{c}{4(zR)_{kij}^n} \right] = U_{ij} - U_{ij}^n.$$

На итерационный процесс накладывается ограничение в виде минимизируемого функционала

$$\sum_{k=1}^M p_k (z_k^T - z_k^0)^2 \rightarrow \min, \quad \sum_{k=1}^M p_k = 1$$

Коэффициенты p_k выбираются пропорционально предполагаемому вкладу k -ой границы в измеренное на земной поверхности гравитационное поле.

Таким образом, модифицированный метод локальных поправок одинаково хорошо работает как в случае больших, так и малых глубин z . Устойчивость итерационной схемы контролируется величиной параметра регуляризации α . Его выбор задает адаптивную сетку поля (10), построенную на элементах разбиения $c = dx \cdot dy$.

Автор благодарит П.С. Мартышко и И.В. Ладовского за неоценимую помощь в исследованиях.

Список литературы

1. Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №1. С.67-77.
2. Гравиразведка. Справочник геофизика. Под редакцией Мудрецовой и Веселова. Москва: «Недра», 1990. 607 с.

ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕЙ УПРУГИХ ВОЛН, ВОЗБУЖДАЕМЫХ ИСТОЧНИКАМИ, В ИНТЕРВАЛЕ МАЛЫХ ГЛУБИН

Чирков Антон Владимирович, инженер лаборатории АСА ГИ УрО РАН,
chirkov1985@gmail.com,

научный руководитель: **Санфиоров И.А.**

Герасимова Ирина Юрьевна, н.с. лаборатории АСА ГИ УрО РАН,
gerasimova@mi-perm.ru

При проведении малоглубинных сейсморазведочных исследований производится регистрация полезных волн на фоне интенсивных волн-помех (преломленных, поверхностных, прямых, кратных и т.д.), сопоставимых по своим параметрам с характеристиками целевых отражений. Для минимизации влияния помех на этапе полевых работ, требуется тщательное планирование параметров системы наблюдений и характеристик источника возбуждения упругих колебаний.

Актуальность выбора источника упругих колебаний для малоглубинной сейсморазведки стоит на первом месте в ряду вопросов, связанных с проведением полевых изысканий. Использование взрывного способа возбуждения упругих волн при изучении разреза до 300 м часто затруднено, так как полевые исследования могут проводиться в зоне интенсивного техногенного воздействия на среду, характеризующуюся наличием на поверхности жилых массивов, промышленных сооружений, развитой сетью коммуникаций и т.д. Наиболее перспективными для применения в данных условиях являются невзрывные типы источников. С другой стороны, общеизвестно, что спектр сигнала, возбуждаемого взрывными источниками, характеризуется достаточно широким диапазоном и большой разрешенностью сейсмической записи.

С целью сравнительной оценки свойств регистрируемого волнового поля рассмотрим параметры различных источников продольных волн более подробно.

Источник типа «падающий груз» состоит из специального устройства для сбрасывания груза массой 40 кг (трипода), характеризуется энергией удара около 1,5 кДж и диапазоном возбуждаемых колебаний 20-100 Гц. Эффективное число возбуждений составляет обычно 6-8 на одной точке. Главные преимущества данного источника - простота конструкции и, как следствие, ее надежность, легкость в обслуживании, возможность использования на застроенных территориях. К недостаткам в работе можно отнести значительные затраты физического труда.

Механический поверхностный источник «Geostrike AWG 80/120 А.Е.» обладает энергией удара до 7 кДж и представляет собой ускоряющийся под действием рабочего жгута молот весом 45 кг. С целью усиления сигнала требуется использование накоплений (до 6) на каждой точке наблюдений. К достоинствам источника относятся простота в транспортировке, наименьшие затраты физической силы, возможно использования в городских агломерациях. К недостаткам – сложность в обслуживании, питание от аккумулятора и невозможность использования в условиях пересеченной местности.

Пороховой импульсный источник упругих колебаний использует энергию пороховых газов и обладает энергией около 4 кДж. При работе обычно применяют 2 накопления на каждой физической точке. К его достоинствам относятся небольшой вес, возможность использования в любой местности, небольшие затраты времени и физических сил. Недостатки: запрещена эксплуатация в городских агломерациях и вблизи газопроводов; требует дополнительных затрат на бурение скважин.

Как видно из рис. 1 средние затраты времени на одну точку возбуждения при работе каждым из источников, сопоставимы и составляют от 2 до 4 минут.

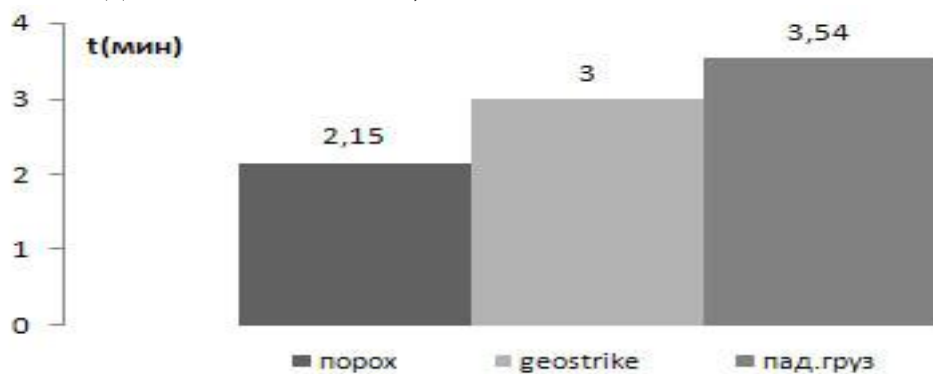


Рис. 1. Сопоставление затрат времени при обработке точки возбуждения разными типами источников

Для сравнения параметров регистрируемых волновых полей рассмотрим материалы, полученные при сейсмических исследованиях вдоль трех профилей, имеющих общую точку пересечения.

На сейсмограммах общего пункта возбуждения, зарегистрированных в точке пересечения при возбуждении колебаний разными источниками (рис. 2), проявляются различные классы волн-помех: преломленные, звуковые, поверхностные, различного рода помехи.

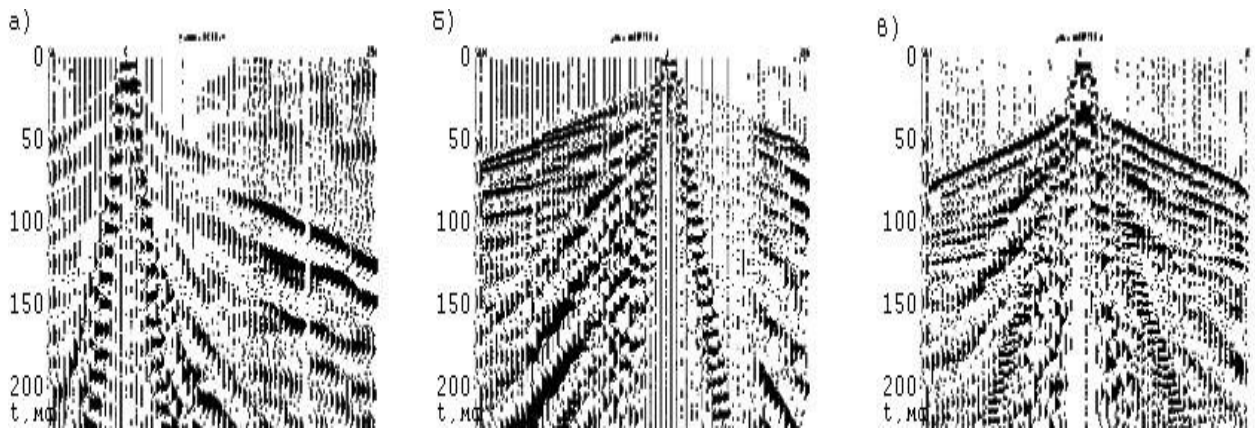


Рис. 2. Сейсмограммы от различных источников упругих колебаний: а) падающий груз, б) GeoStrike, в) импульсный пороховой источник

Благодаря неформализованной цифровой обработке, построенной на общепринятых положениях с учетом повышенного частотного диапазона волнового поля, отраженные волны, становятся динамически выраженными, а соотношение сигнал/помеха (рис. 3) возрастает.

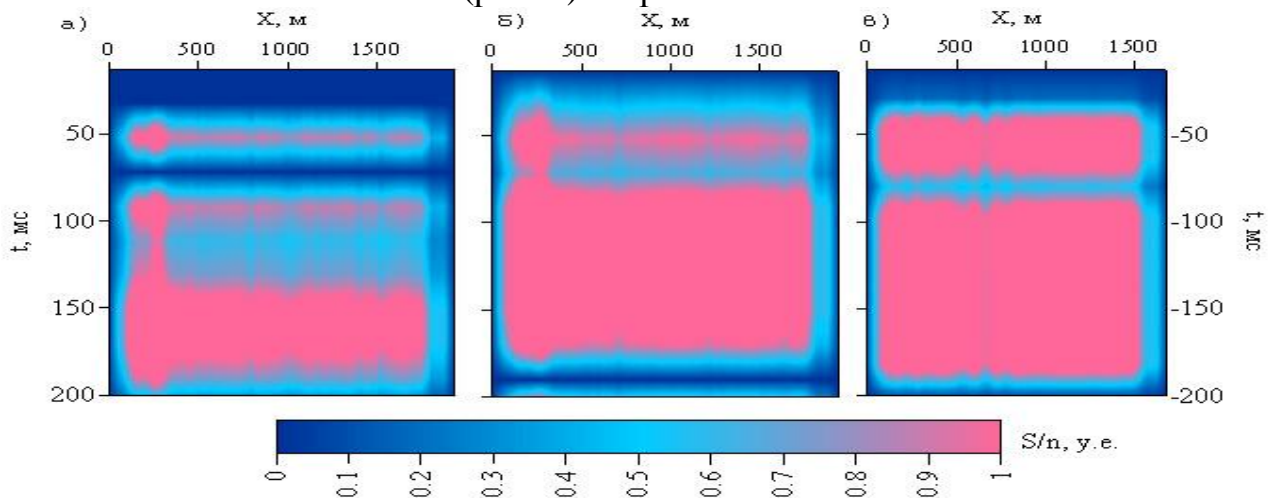


Рис. 3. Соотношение сигнал/помеха после обработки данных для разных типов источников: а) падающий груз, б) GeoStrike, в) пороховой источник

Амплитудно-частотные характеристики волновых полей, полученных при использовании разного типа источников (рис. 4) сопоставимы. При этом максимумы спектров расположены в пределах 60-100 Гц.

Таким образом, структура волновых полей, регистрируемых при использовании различного типа источников, и частотный состав колебаний, сопоставимы. В связи с этим, при проведении изысканий с возможностью бурения скважин (лес, незастроенные районы) оптимальным типом источника является пороховой импульсный, а при исследованиях в условиях промышленных агломераций – невзрывной механической «GeoStrike».

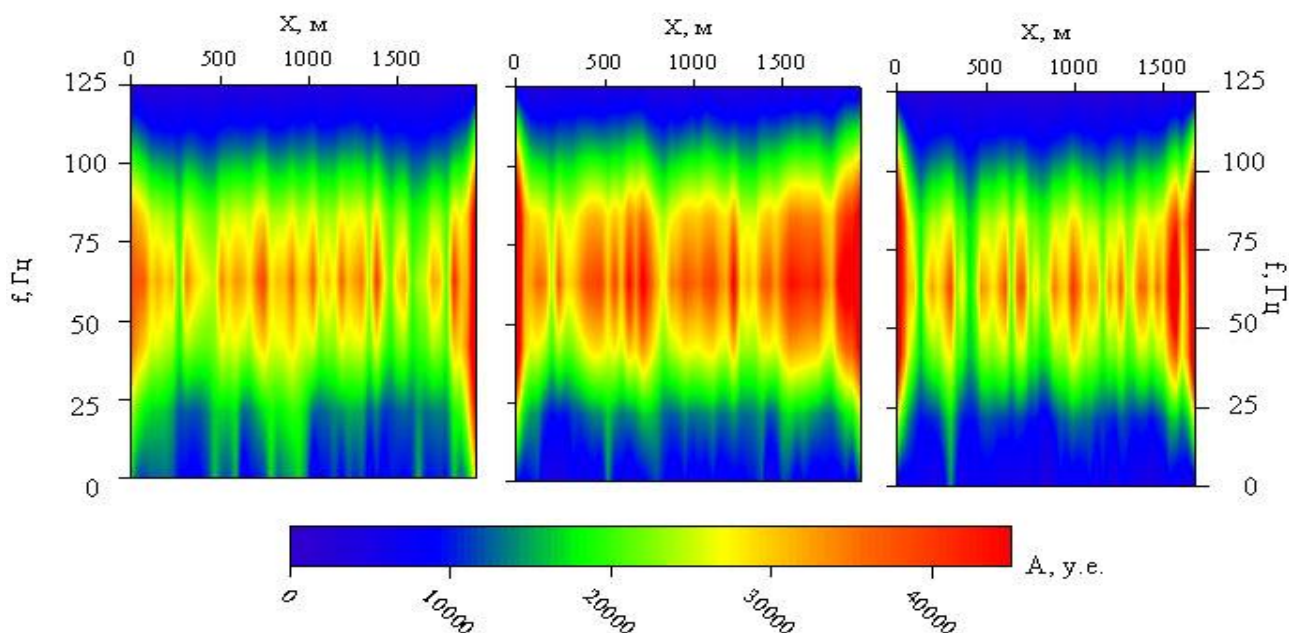


Рис. 4. Амплитудно-частотные спектры после обработки данных для разных типов источников: а) падающий груз, б) GeoStrike, в) пороховой источник

КОНЕЧНО-ЭЛЕМЕНТНЫЙ ПОДХОД К АНАЛИТИЧЕСКОЙ АППРОКСИМАЦИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Шархимуллин Артур Фагитович¹, Пугин Алексей Витальевич²

¹ Пермский государственный университет, аспирант

² Учреждение Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН, научный сотрудник, к.ф.-м.н., Pugin@mi-perm.ru

Научный руководитель: д.ф.-м.н. Долгаль Александр Сергеевич

Аналитические аппроксимации геопотенциальных полей хорошо зарекомендовали себя в целом ряде практических приложений при решении интерпретационных задач гравиразведки и магниторазведки. С точки зрения физики вполне оправданным является использование с целью аналитической аппроксимации геопотенциальных полей (гравитационного, магнитного и др.) гармонических функций, представляющих собой аномальные эффекты каких-либо элементарных источников (например – шаров или вертикальных стержней). Такие конструкции весьма эффективно используются в алгоритмах интерполяции и трансформации наблюдаемых полей.

Исторически сложилось так, что методы истокообразной аппроксимации развивались преимущественно применительно к гравитационному полю, причем формулировка самой задачи осуществлялась в континуальной постановке. Впервые способ редуцирования поля силы тяжести, базирующийся на аппроксимации реальных аномалий полем “фиктивных” масс предложен М.С.Молоденским. Дальнейшее развитие этот способ получил в работах М.А.Алексидзе, Н.Н.Бровара, Е.Г.Булаха, В.М.Гордина, В.А.Кузиванова, А.К.Маловичко, Л.П.Пеллинен, Ю.Г.Русьянова, О.В.Сергеева, В.И.Старостенко, И.Э.Степановой, В.Н.Страхова, А.В.Цирульского и др. Особо следует выделить работы В.И. Аронова [1 и др.], значение которых трудно

переоценить как в теоретическом, так и в практическом плане, а также фундаментальное исследование алгоритмов редуцирования и трансформации аномалий силы тяжести, выполненное В.Н. Страховым [3]. Численное решение всех задач такого рода сводилось к решению систем линейных (СЛАУ) или нелинейных алгебраических уравнений, нередко имеющих весьма большую размерность.

В самых простых модификациях процесс построения истокообразной аппроксимации сводился к следующему: при фиксированной геометрии эквивалентных источников в аппроксимационной конструкции решение задачи находилось в классе сеточных распределений плотности. Под научным руководством А.С. Долгаля и П.И. Балка авторами разработан принципиально иной подход к численной процедуре истокообразной аппроксимации гравитационного поля, базирующийся на методе конечных элементов (МКЭ). Ранее метод конечных элементов нашел свое применение при решении задач количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий (монтажные алгоритмы решения нелинейных обратных задач) [2, 4].

Основная идея технологии заключается в следующем: область поиска решения представляется в виде трехмерного сеточного пространства $S = \{s_{i,j,k}\}$. Начиная с некоторой начальной конфигурации источников, которая в общем случае может не содержать аномальных масс, производится дополнение модели новыми элементами. В качестве элемента модели могут выступать трехмерные тела, имеющие простые аналитические выражения для их гравитационных эффектов (шары, точечные массы, вертикальные материальные отрезки и т.д.).

Присоединение нового элемента на каждой итерации выполняется исходя из минимальной невязки наблюдаемого и модельного полей, а его масса определяется независимо посредством одномерной оптимизации, а не путем решения СЛАУ. При этом на пространственное распределение источников не накладываются условия связности, и их расположение в аппроксимационной конструкции естественным образом адаптируется к морфологическим особенностям исходного потенциального поля, а критерием останова процесса является достижение некоторого порогового значения точности аналитического описания.

Предложенный алгоритм реализован программно и апробирован на модельных и практических примерах. На рисунке 1 представлено аномальное гравитационное поле (А), измеренное на резкорасчлененном рельефе земной поверхности (Б). При этом перепад высотных отметок земной поверхности составляет более километра, а амплитуда наблюдаемого поля несколько десятков миллигал. Число точек N в числовой модели поля равно 4096. Как показали расчеты, при заданном значении допустимой невязки $\pm 0,09$ мГал аппроксимирующее поле обусловлено 692-мя локальными источниками (элементами замощения сеточного пространства $S = \{s_{i,j,k}\}$).

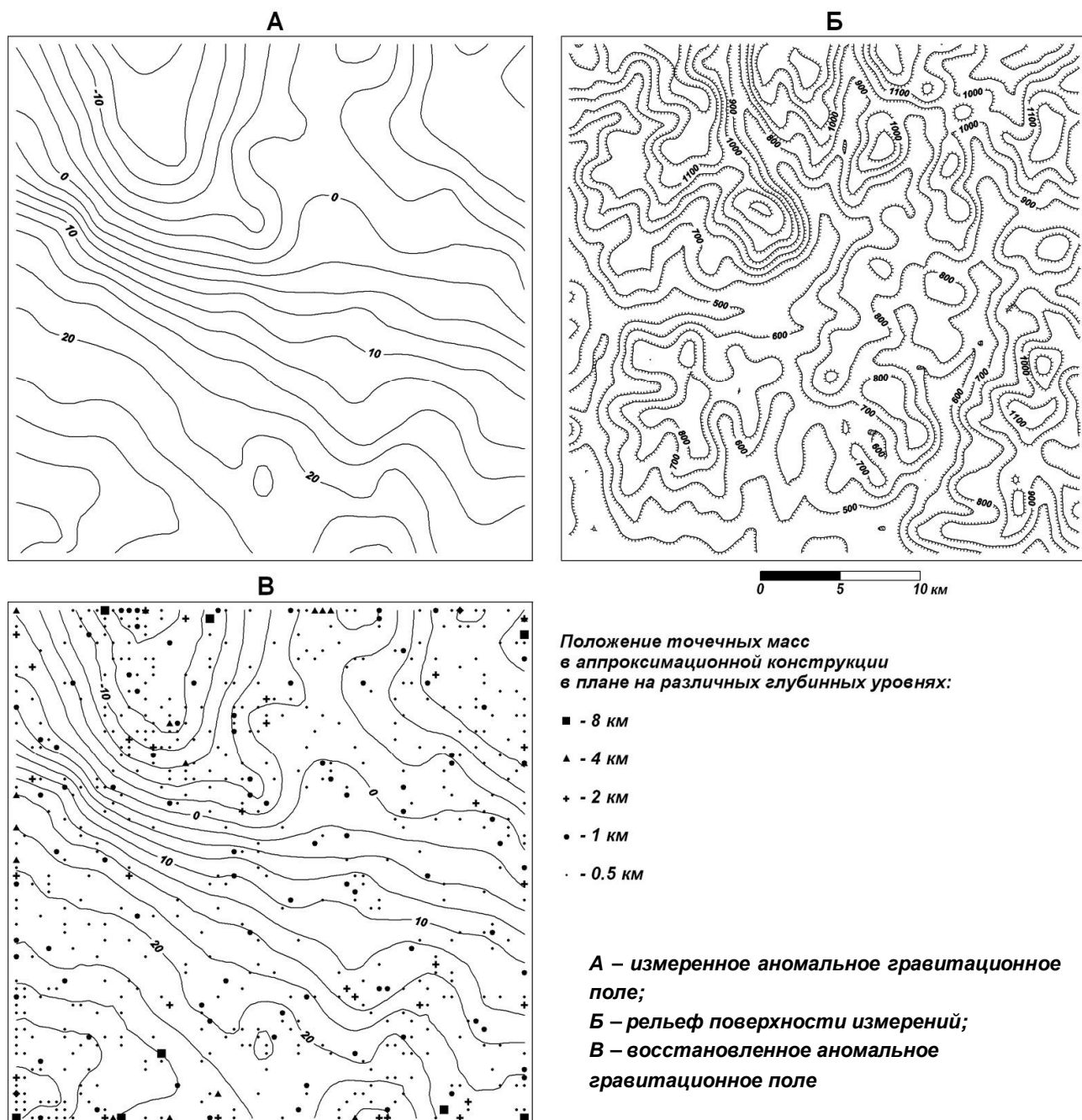


Рис. 1. Иллюстрация работы алгоритма.

В заключение отметим, гораздо более высокую устойчивость решения к неравномерному расположению точек задания потенциального поля, а также то, что предлагаемый алгоритм естественным образом допускает расщепление основного итерационного процесса на ряд взаимонезависимых подпроцессов, выполнение которых может осуществляться одновременно. Эффективность применения метода авторы связывают с многопроцессорными вычислительными системами.

Авторы выражают глубокую благодарность за научное руководство и всестороннюю поддержку в исследованиях своим учителям д.ф.-м.н. А.С.Долгалю и д.ф.-м.н. П.И.Балку.

Литература

1. Аронов В.И. Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. М.: Недра, 1976. 131 с.
2. Страхов В.Н. Общая схема и основные итоги развития теории и практики интерпретации потенциальных полей в СССР и России в XX веке. //Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке: труды конференции. Москва, 23-26 сентября 1996 г. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 98-120.
3. Страхов В.Н. Алгоритмы редуцирования и трансформации аномалий поля силы тяжести, заданных на физической поверхности Земли. //Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Киев: Наук. думка, 1992. С. 4-81.
4. Балк П.И., Долгаль А.С. Трехмерные монтажные технологии интерпретации гравиметрических данных.//Доклады Академии наук. 2009. Т. 427. № 3. С. 380-383.

**ИССЛЕДОВАНИЕ НА НАТУРНЫХ МОДЕЛЯХ ПРОЦЕССОВ
ПЕРЕРАБОТКИ БЛОКОВОЙ СРЕДОЙ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ**
Шахова Евгения Васильевна, к.ф.-м.н., науч. сотр., Институт экологических
проблем Севера УрО РАН, shahovaev@yandex.ru

Антоновская Галина Николаевна, к.т.н., зав. лабораторией, Институт
экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, наб. Северной
Двины, 23, тел. (8182)215617, факс (8182)287636, goodluck.gala@gmail.com

На платформенных территориях роль срединно-океанических хребтов как источников геодинамических процессов постоянно обсуждается [4, 3, 6], но еще недостаточно изучены вопросы переработки напряжений блоковой геологической средой в сейсмическое излучение. Возмущения, создаваемые в зонах СОХ, передаются так называемыми деформационными волнами, являющихся триггером сейсмичности [4]. Блоки земной коры участвуют в передаче возмущения, а сейсмические события маркируют его распространение [4, 6]. Ниже предлагается воссоздать процессы на средах иного масштабного уровня, но принадлежащим к той же иерархической системе, что и геологическая среда, т.е. воспользоваться натурным моделированием.

Исследования проводились на натуральных моделях блоковой среды – морской и озерной дамбе (Соловецкие о-ва). Дамбы возведены в 19 веке из моренных валунов с песчано-галечно-глиняным заполнением. Районы необитаемы, т.е. антропогенный фактор минимален. Сооружения не реконструировались, т.е. связи между блоками «устоявшиеся» во времени. На дамбах велись (в полевых сезонах 2006, 2008 и 2009 гг.) эксперименты с сейсмометрической регистрацией отклика блоковой среды на два основных типа воздействий – плавные знакопеременные и ударные. Первые соответствуют наиболее общему случаю и проявляются, например, в серии ритмов сейсмичности Фенноскандии, ассоциируемых с воздействием Срединно-Атлантического хребта [4]. Вторые – явления отталкивания литосферной плиты от СОХ (push), вызванного, например, внедрением даек [3].

Сейсмометрическая запись велась велосиметрами СМЗ-КВ и акселерометрами СМГ-5Т, регистрация трехкомпонентная, принятый диапазон с 0.5 до 70 Гц, практически покрывает имеющиеся оценки: от 0.2 до 20 Гц [2] до ~100 Гц [1].

Результаты работ по моделированию реакции блоковой среды на плавные воздействия (в качестве плавных внешних воздействий на блоковую среду рассматривалась боковая нагрузка, создаваемая при штиле на морскую дамбу при подъеме и спуске воды океанического прилива) обсуждались нами неоднократно, например в [5]. Остановимся более подробно на моделировании реакции блоковой среды на резкие изменения хода геодинамических процессов, которое выполнено на валунной дамбе – на озере во внутренней части о. Б. Соловецкий, т.е. вне действия морского прилива. Аналогичные работы велись и на морской дамбе. Источник воздействия – серия из 100 ударов кувалдой (частоты от 20 до 80 Гц).

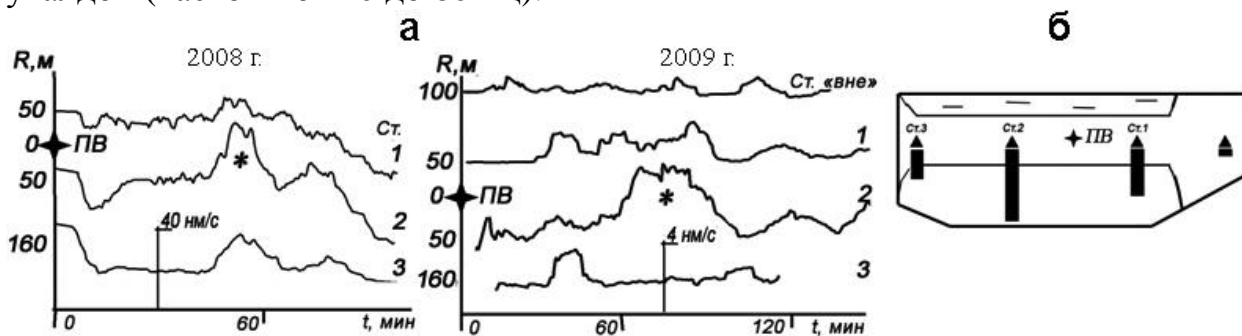


Рис. 1. Пространственно-временная картина амплитуд высокочастотного сейсмического отклика на горизонтальной компоненте после воздействия ударов на озерной дамбе: а – кривые временного хода после ударов для амплитуд на разных станциях раздвинуты по уровню, монтажи подобраны в зависимости от расстояния от пункта возбуждения (ПВ), * – аномальные всплески; б – схема эксперимента с отображением амплитуд собственных колебаний дамбы.

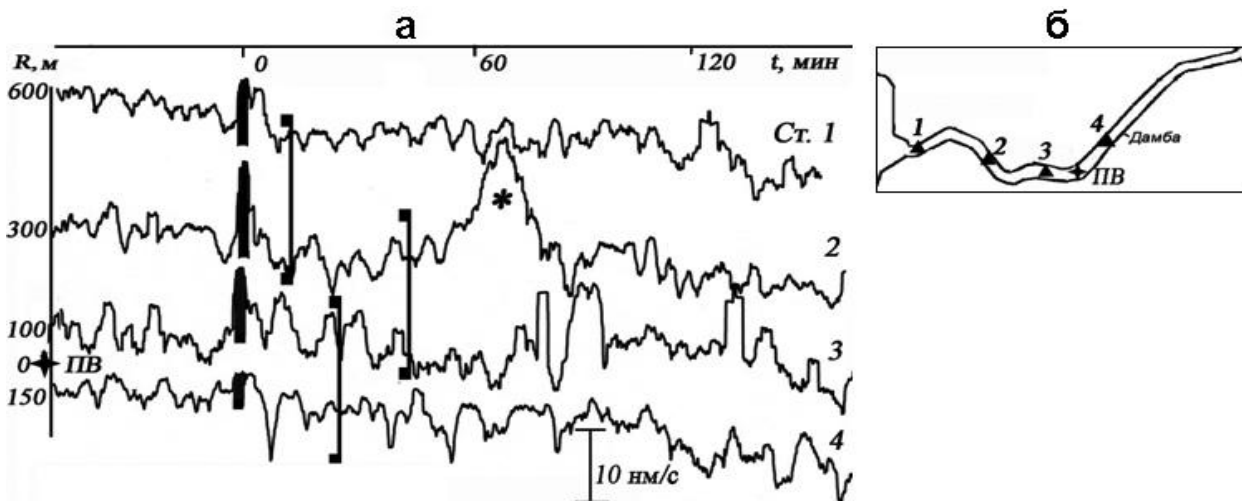


Рис. 2. Пространственно-временная картина амплитуд высокочастотного сейсмического отклика на горизонтальной компоненте после воздействия ударов на морской дамбе: а – кривые временного хода амплитуд на разных станциях раздвинуты по уровню, монтажи подобраны в зависимости от расстояния от пункта возбуждения (ПВ). Черными полосами отмечено время проведения ударов, скобками – интервалы подобия кривых, * – аномальный всплеск амплитуд; б – схема эксперимента.

Характерные спектры мощности микросейсм после серии ударов показывают устойчиво повышение уровня на высоких частотах. Рассмотрим

особенности временного хода амплитуд высокочастотного сейсмического отклика (срез на частоте 36 Гц). Материалы по совокупности точек регистрации и для экспериментов, проводившихся в разные годы, как показано на рисунке 1, показывают удивительно хорошую повторяемость пространственно-временной картины. Прежде всего, это приуроченность максимального отклика именно в центре дамбы и присутствие интервалов согласования временного хода, особенно в хвостовой части кривых. Отметим также повторение особенностей временного хода – «затишье» сразу после ударов и появление аномального всплеска амплитуд много позже воздействия (40 мин в 2008 г. и 70 мин в 2009 г.). Эта разница во временах отражает различия в условиях экспериментов – в дождливое лето 2008 г. и сухое 2009 г., что могло проявиться в увлажнении глины, т.е. в изменениях связей между валунами, влияющих на упруго-вязкие свойства натурной модели. Подтверждением этого также является на порядок меньший уровень амплитуд записей как ударов, так и откликов среды в 2009 г.

Аналогичный эксперимент с импульсным воздействием в 2009 г. на более крупную морскую дамбу, показанный на рисунке 2 качественно не противоречит предыдущему. Отмечается резкий всплеск временного хода амплитуд в серединах дамб, что видно на рисунках 1 и 2, причем на станции 2, он выше, чем на станции 3, более близкой к пункту взрыва, что изображено на рисунке 2. Это связано с эффектом увеличения в отмеченных точках локального напряженно-деформированного состояния. На малой дамбе причиной являются собственные колебания дамбы, что отражено в пике на частоте 2 Гц в спектре и на эпюре амплитуд низкочастотных колебаний, показанных на рисунке 1. На морской – наличие концентратора напряжений в виде своеобразной арки в теле дамбы.

Таким образом, результат полевых наблюдений на Соловках является иллюстрацией к тому, что глобальные деформационные процессы проявляются на всех иерархических уровнях и их возможно наблюдать с помощью микросейсм. Полученные результаты показывают, что антропогенные сооружения, в том числе валунно-глиняные дамбы можно успешно использовать для натурного моделирования геодинамических процессов в блоковой среде.

За личное участие в полевых исследованиях и научные консультации авторы выражают огромную благодарность д.ф.-м.н. Н.К. Капустян.

Работы выполнены при частичной поддержке Программы Президиума РАН № 16 (руководитель – чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., профессор Ф.Н. Юдахин).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Касахара К.** Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
2. **Кочарян Г.Г., Спивак А.А.** Динамика деформирования блочных массивов горных пород. Ред. В.В. Адушкин. М.: ИКЦ «Академкнига». 2003. 423 с.
3. **Мухамедиев Ш.А., Грачев А.Ф.** // Физика Земли. 1998. № 8. С. 49-55.
4. **Юдахин Ф. Н., Шукин Ю. К., Макаров В. И.** Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы // Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

5. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм // Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 132 с.
6. Skordas E.S., Meyer K., Olson R., Kulhanek O. // Tectonophysics. 1991. Vol. 185. P. 295-307.

ПОСТРОЕНИЕ ТРЕХМЕРНОЙ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

Югова Надежда Владиславовна, студентка 1 курса магистратуры
геологического факультета Пермского государственного университета
+7 902 79 62 435, anpel2107@rambler.ru

научный руководитель: доцент кафедры геофизики ПГУ, к.г.-м.н.

Митюнина Ирина Юрьевна

При разведке нефтяных и газовых месторождений, подготовке их к разработке, на этапе оптимизации разработки общепринятой стала практика проведения физико-геологического моделирования. Технологии физико-геологического моделирования базируются на данных геофизических исследований скважин (каротажа), геологической информации, результатах опробования скважин и их эксплуатации [1].

Создание 3D моделей решает, как правило, следующие задачи:

- подсчет запасов углеводородов;
- планирование (проектирование) скважин;
- оценка неопределенностей и рисков;
- подготовка основы для гидродинамического моделирования.

Для построения трехмерных моделей используются, как правило, специальные пакеты прикладных программ, позволяющие с разной степенью технологичности осуществлять интегрированную обработку и интерпретацию геолого-геофизических и промысловых данных и визуализацию результатов в виде 3D моделей [2].

Нами была изучена возможность применения геоинформационных технологий для создания физико-геологической модели залежи углеводородов. Моделируя географическую среду посредством простых обобщенных структур пространственных данных, обеспечивающих неразрывную связь между их позиционной и атрибутивной (тематической) составляющей, геоинформационные системы (ГИС) предлагают эффективные методы поиска географических закономерностей и взаимоотношений между пространственными объектами.

Целью настоящей работы являлось создание объемной физико-геологической модели залежи природных резервуаров Шершневого месторождения нефти, расположенного в южной части Соликамской депрессии Предуралья Краевого прогиба в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей. Залежи углеводородов здесь приурочены к визейским терригенным отложениям нижнего карбона, характеризуются незначительной

мощностью коллекторов и залегают на глубинах порядка 2км. Для построения модели использованы геолого-промысловые данные и материалы каротажа по 42 скважинам Шершневого месторождения.

Для решения задачи использовалась полнофункциональная геоинформационная система ArcGIS 9.2 (ESRI).

Построение структурного каркаса залежи осуществлялось посредством создания растровых моделей геологических поверхностей с помощью модуля Spatial Analyst. Учитывая относительно редкую сеть скважин, для интерполяции скважинных данных использовался метод Spline, обеспечивающий формирование грид-моделей статистических поверхностей минимальной кривизны.

Для оценки характера пространственного распределения фильтрационно-емкостных свойств залежи и трехмерной визуализации модели был использован дополнительный модуль Target для ArcGIS, созданный компанией Geosoft на базе технологии Oasis montaj и предназначенный для обработки, анализа и картирования объектов по данным наземных и скважинных геологических, геохимических и геофизических методов.

Программа Target решает следующие задачи [3]:

- объединение скважинных данных с наземными данными такими как, геологические, геохимические и геофизические, с помощью планов, графиков и разрезов;
- нанесение скважинных данных на планы и разрезы с использованием числовых значений, текста, графиков, столбчатых диаграмм, гистограмм и литологического крапа;
- обновление скважинных данных, разрезов и планов при помощи одного щелчка мышью;
- представление геологических, геохимических, геофизических и геотехнических данных в едином графическом окне;
- построение каротажных диаграмм с использованием до 32 различных типов данных;
- отображение данных в 3D со скважинами, поверхностями и трехмерными моделями;
- объединение спутниковых изображений и аэрофотоснимков с топографией в 3D виде;
- построение сеточных поверхностей с использованием эффективных методов минимальной кривизны, кригинга и тиннинга;
- улучшение результатов наземного картирования с возможностью построения изолиний с выбранным шагом и изолиний заданных уровней.

По скважинным данным была создана специальная база Target Drillhole Database, включающая информацию о координатах устьев скважин, данные инклинометрии, а также результаты определения коллекторских свойств разреза, полученные по материалам геофизического исследования скважин в отдельных интервалах разреза: изменение интенсивности гамма-излучения, коэффициенты пористости, нефтенасыщенности, остаточной

водонасыщенности и проницаемости, коэффициент пористости по гамма- и акустическому каротажам (рис.1).

✓ 102	Sample	DH From	DH To	Rpl	Dig	Kp	Kn	Kpr	Kp_GK	Kp_AK	Kn_Kou
279.0	280	2016.60	2019.00	1330.1	0.04	21.7	93	1041.6	20		
280.0	281	2019.00	2020.80	360	0.06	22	93	1041.6	19.1		
281.0	282	2020.80	2022.00	381.6	0.06	19.2	93	703.5	19.1		
282.0	283	2036.40	2037.00								
283.0	284	2037.00	2038.00	282.9	0.02	8.9	70.9	6.7		10.3	72.6
284.0	285	2039.00	2040.00	389.5	0.01	11.1	75.9	21.1		12.8	80.8
285.0	286	2041.00	2041.40								
286.0	287	2046.40	2046.80								
287.0	288	2047.80	2049.20	210.8	0.01	7.1	64.7	2		6.9	62.4
288.0	289	2056.60	2058.80	197.6	0.02	17.9	83.9	257.1		13.1	88.9

Рис.1. База данных Target Drillhole Database

Информация Target Drillhole Database использовалась в дальнейшем для расчета трехмерных (воксельных) сеточных моделей распределения геофизических параметров и их визуализации в 3D виде (рис.2).

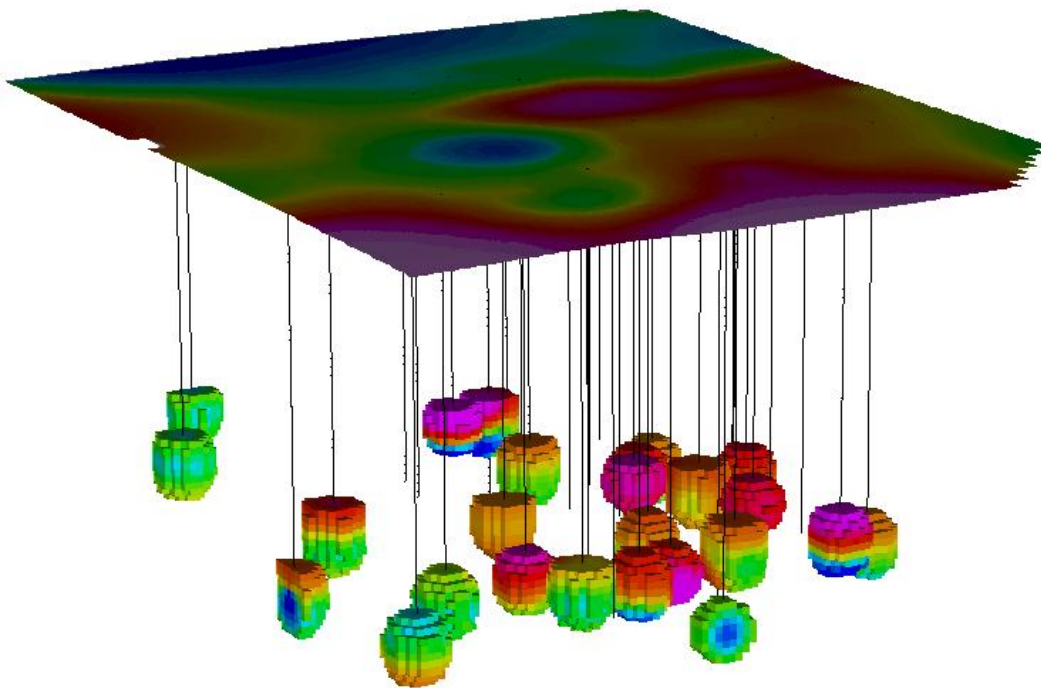


Рис.2. Пример визуализации распределения коэффициента проницаемости в 3D виде

Список литературы:

1. Закревский К.Е. Геологическое трехмерное моделирование.- М.: 000 "ИПЦ "Маска", 2009. 376с.
2. Дюбрул О. Использование геостатики для включения в геологическую модель сейсмических данных. EAGE, 2007.
3. Target for ArcGIS v3.0. Tutorial. Geosoft Inc, 2008.

МНОГОРАЗМЕРНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ ЗСБ КАК ОСНОВА ПОВЫШЕНИЯ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ РАЗВЕДКИ

Яхина Ирина Айратовна, аспирантка Института геофизики УрО РАН
Екатеринбург, Амундсена, 100, (343) 267-88-85, yahina-gfs@yandex.ru
Научный руководитель: д. г.-м. н. **Виноградов Альберт Михайлович**

По сравнению с ранее известной методикой зондирований (в дальней зоне) размеры установок при работах методом ЗСБ уменьшены в 5-10 раз, либо при неизменных размерах глубинность увеличена в 2-10 раз [1,2]. Используемая при работах в ближней зоне совмещенная установка позволяет улучшить детальность исследования. Меньшая зависимость зондирований в ближней зоне совмещенными установками от искажающего влияния наклона пластов и повышенная чувствительность отклика по разрезу позволяет интерпретировать и относительно слабые особенности регистрируемых кривых и выделять большее число слоев, чем в дальней зоне. Высокой разрешенности метода способствует наличие ВПИ или низкочастотной дисперсии (НЧД) в полифазных породах, особенно с углеводородным насыщением [3,4,5]. Это обеспечивает (особенно в сочетании с эффективной интерпретацией способом кажущейся продольной проводимости) успешное применение метода не только при региональных и рекогносцировочных, но и при поисковых и детальных поисково-разведочных работах в нефтегазоносных районах.

Выбор размера петель зависит от того, на какую глубину мы хотим изучить разрез и какие границы подлежат детальному исследованию. Чрезмерно увеличив размер установки, мы увеличим и ту начальную глубину исследования, с которой по поздней стадии возможно определение строения разреза. Вышележащий разрез способами интерпретации ЗСБ можно охарактеризовать только в среднем, на соответствующих ему стадиях процесса используемые закономерности ближней зоны уже не будут соблюдаться. Закономерности перехода от ранней (волновой) стадии к поздней стадии пока слабо изучены и не используются для послойной интерпретации. Таким образом, часть разреза не попадет в рабочий интервал глубин ЗСБ, и его строение детально не будет изучено. Если же эту часть разреза тоже необходимо изучить, то можно повторить ЗСБ с уменьшенным в несколько раз размером установки – примерно во столько же раз уменьшается начальная и максимальная глубины исследования [1].

ЗСБ эффективно проводить в индукционном варианте, позволяющем не зависеть от климатических условий. Измерения на Ерыклинском участке Ромашкинского месторождения проводились незаземленными квадратными совмещенными петлями (установками) со сторонами (L) 200м, 250м, 500м, 1000м. Генераторные и приемные петли выложены из провода ГППП с сопротивлением – 3.10 м/км. Ток в генераторном контуре не менее 3А. Для интерпретации использовались геологические данные по бурению и каротажу r_k с 2-х опорных скважин в начале и конце профиля (скв. 1 и скв. 2 на рис.1.).

Съемки выполнялись вдоль одного профиля с началом от скважины 1 в юго-западном направлении. Общая длина профиля - 4 км, шаг съемки - 250 м.

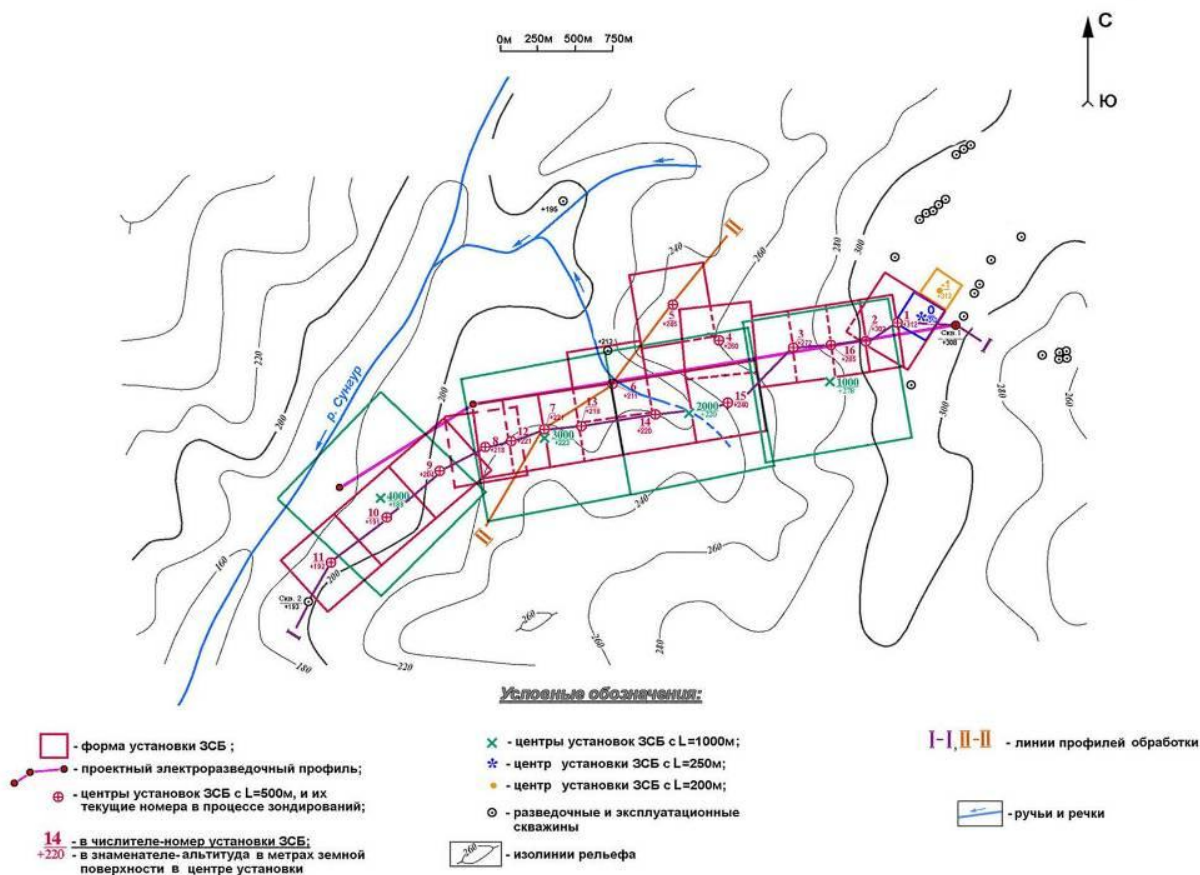


Рис. 1. Схема-карта полевых электроразведочных работ

Профильная съемка проводилась установками ЗСБ с $L=500$ м (всего 16 зондирований) и с $L=1000$ м (всего 4 зондирования). Для определения геоэлектрики разреза до глубины 400 м в пределах эксплуатируемой части залежи проведены 2 зондирования с $L=200$ м и $L=250$ м (см. рис. 1.). Они использованы для разработки геоэлектрической модели совместно с каротажными материалами КС по скважинам 1 и 2 в виде кривых кажущейся продольной проводимости без влияния ВП для всего участка работ.

Поскольку каротаж проводился с глубины 300 м, и верхний 300-метровый интервал каротажом не охвачен, то продольная проводимость от 0 до забоя скважины определяется по зондированиям с установками 200 и 250 м (пикет-1 и пикет 0 соответственно на рис. 1.) и результатам каротажа. Тем самым получено распределение продольной проводимости от глубины вплоть до верхней части фундамента. Этот синтезированный массив кажущейся продольной проводимости от глубины ($S_k(H)$) используется для решения прямой задачи для метода ЗСБ, т.е. для оценки сигнала от времени без влияния ВПИ на всю зондируемую глубину.

Проведённые полевые исследования установками двух размеров с $L=1000$ м и $L=500$ м позволили установить наличие поляризуемости разреза в диапазоне измеряемых сигналов от 100 мкс до 100 миллисекунд. Размеры установок были выбраны соответствующими технологии работ методом ЗСБ в

поляризуемых средах [1,6,7]. Главным условием этой технологии является одинаковая глубинность установок. Это условие удаётся выдержать при зондированиях на одном и том же временном диапазоне. Наличие поляризационных процессов выявляется при приведении результатов измерений переходного импеданса к одному размеру установки. Такие расчёты были проведены и установлено, что поляризационные эффекты сильнее проявляются на установках с $L=1000$ м. Последнее возможно лишь при условии, что среда поляризуется в отдельных интервалах. При поляризуемости всей горной массы горных пород поляризационные эффекты сильнее сказываются на установках меньших размеров.

При измерениях с установками разного размера более надёжными являются измерения с установками большого размера ($L=1000$ м). Глубина зондирования составила максимально $1.7 \div 1.8$ стороны установки. Можно сказать, что получена информация о геоэлектрике разреза до среднефранского яруса верхнедевонского отдела.

Осложняющими зондирования эффектами являются наличие локальных особенностей разреза, например, обводнённые зоны. Это приводит при их повышенной проводимости к резкому уменьшению глубинности, полученной по предварительной оценке. В этих случаях приходится увеличивать размер установки и тем преодолевать эту трудность. Наличие техногенных помех, преимущественно от ЛЭП, приводит к повышению искажённости э.д.с. от времени и может маскировать процессы нарушения монотонности спада, связанные с поляризуемостью определённых интервалов. Последнее накладывает дополнительные требования к помехоустойчивости аппаратуры.

Литература

1. Сидоров В.А. Импульсная индуктивная электроразведка – М.: Недра, 1985. – 192 с.
2. Электромагнитная разведка повышенной разрешенности с пространственным накоплением / Мингео СССР, Нижне-Волжский науч. Исслед. ин-т геол. геоф. Составитель В.В. Тикшаев. – М.: Недра, 1989, 176с.
3. Вопросы поляризации горных пород / Под ред. Молчанова А.А., Сидорова В.А., М., 1985. 109с. – Деп. в ВИНТИ. №5847-85.
4. Сидоров В.А. Об электрической поляризуемости неоднородных пород. – Физика Земли, 10, 1987.
5. Каменецкий Ф.М., Новиков П.В. Низкочастотная дисперсия электропроводности горных пород и ее влияние на индукционные переходные процессы. – М., 1996. – 87с. (Разведочная геофизика. Обзор / АОЗТ "Геоинформмарк").
6. Способ геоэлектроразведки. А.с. №1125579 (СССР). Бюлл. Изобр. №43, 1984. (А.А. Молчанов, С.И. Митюхин, Б.Б. Трусевич, Б.В. Бучарский, В.А. Сидоров, А.К. Ткаченко, Ю.В. Николаев, В.А. Ключников, А.М. Яхин).
7. Яхин А.М. Изучение влияния вызванной поляризации на индукционные переходные процессы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. М. МГРИ, 1985, 143с.

АНАЛИЗ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ ТЕХНОГЕННЫХ КАТАСТРОФ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА АРХАНГЕЛЬСКА

А.Н. Морозов^{1,2}, Н.В. Ваганова¹, Я.В. Конечная², Е.В. Иванова²

¹Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск
163000, Наб. Северной Двины, 23, e-mail: vif@atnet.ru

²Сектор сейсмического мониторинга Севера Русской плиты Геофизической
службы РАН, г. Архангельск
163000, Наб. Северной Двины, 109, e-mail: arh-seismo@yandex.ru

В последние годы на территории крупных городов и населенных пунктов России происходят экологические и техногенные катастрофы: взрывы бытового газа в жилых домах, аварии на транспорте, на производстве, на трубопроводах. Подобные случаи редки, но они могут случаться в любой момент в связи с общим износом систем жизнеобеспечения в жилищно-коммунальном хозяйстве, а также в связи с обнаружением фактов умышленного создания чрезвычайных ситуаций (технологического терроризма) [1].

Следует констатировать, что их число уменьшаться не будет, наоборот, прогнозируется рост [2]. И в этой связи, наличие сейсмических станций позволяет решать широкий круг задач по мониторингу подобных ситуаций и, соответственно, давать правоохранительным органам и МЧС дополнительную и очень важную информацию о чрезвычайных ситуациях. Поэтому, проведение сейсмического мониторинга в пределах платформ должно быть также ориентировано и на решение задач сейсмологии чрезвычайных ситуаций (ЧС) [3].

Сейсмология ЧС подразумевает собой оперативное выявление на записях сейсмических станций чрезвычайных ситуаций и определение их кинематических и динамических параметров [3]. Для решения задач в рамках сейсмологии ЧС необходимо, прежде всего, на первом этапе создать базу данных по имеющимся сейсмическим записям ЧС и их параметрам. Такие работы уже начаты по данным Архангельской сейсмической сети. Были зарегистрированы и обработаны сейсмические записи взрывов бытового газа в жилом доме и на плашкоуте, падения ракеты «Булава» после неудачно запуска, а также падения первых ступеней ракет-носителей, запущенных с космодрома «Плесецк» [3]. Работы по пополнению базы продолжаются с возникновением каждого нового ЧС.

Так, 10 февраля 2009 года в 04ч57м38с (время по Гринвичу), на территории Архангельска произошел новый взрыв бытового газа в пятиэтажном жилом доме на улице Гагарина, повлекший разрушение подъезда и человеческие жертвы.

Сейсмическая запись взрыва имеет некоторое сходство с записью взрыва бытового газа, произошедшего ранее 15 марта 2004 года в 23ч58м16с на проспекте Советских Космонавтов [4]. Оба взрыва имеют одинаковый тип источника – взрыв газа на высоте нескольких метров над землей - произошли в ближней к сейсмической станции зоне ($\Delta_1 \approx 1$ км, $\Delta_2 \approx 2$ км), сейсмические

волны пробегают похожую трассу по участку со сравнительно рыхлыми отложениями (замочено-мерзлыми породами) (рис.1).

Сравнение сейсмических волновых полей этих взрывов на вертикальном (Z) и одном из горизонтальных каналов (N) показывает, что они имеют схожую структуру: наблюдаются довольно короткие записи волн P_g и S_g, а также интенсивные по амплитуде, но отличные по длительности поверхностные волны Релея R_g (рис.2 а-г). Следует сразу оговориться, что выделение вступлений сейсмических фаз на столь малых эпицентральных расстояниях может быть не совсем корректным.

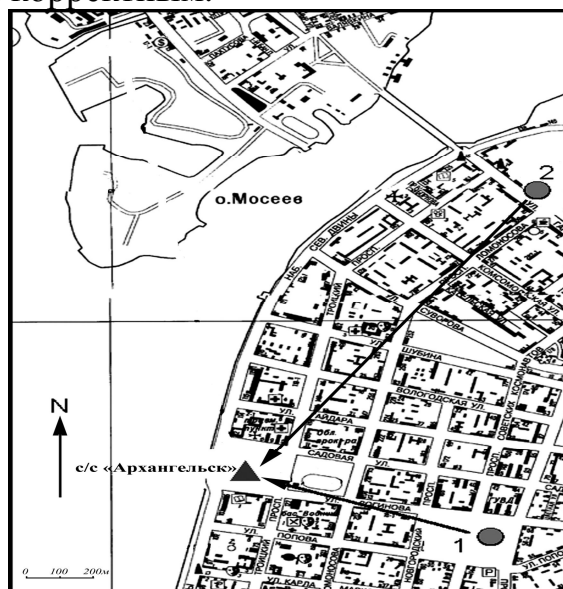


Рис. 1 - План города Архангельска с указанием расположения сейсмической станции «Архангельск» и мест возникновения техногенных катастроф: 1 – взрыв жилого дома на пр. Советских Космонавтов, 120; 2 – взрыв жилого дома на ул. Гагарина, 13

Траектории предположительно продольных и поперечных волн, согласно диаграммам направленности, - линейны (рис.2 б,г). Преобладающие частоты волн P_g в спектре для первого взрыва на пр. Советских космонавтов лежат в диапазоне 4.5-7.5 Гц, для второго взрыва на ул. Гагарина в диапазонах 1.8-3.9 Гц и 4.8-7.7 Гц. Преобладающие частоты волн S_g, соответственно, для первого взрыва лежат в диапазоне 3.5-6.5 Гц, для второго - 2.5-4.2 Гц.

Как видно на записях, вслед за волной S_g вступает поверхностная волна R_g, ее интенсивность, как известно [4], зависит как от мощности источника, так и от характеристик среды, в которой волна распространяется. В связи с меньшим затуханием этой волны по сравнению с объемными волнами, с расстоянием она доминирует на записи. Поверхностные волны R_g взрывов отличаются как по преобладающим частотам, так и по длительности записи. Выявленные особенности могут быть объяснены, прежде всего, различной длиной трассы распространения сейсмических волн и индивидуальными особенностями источников взрывов.

Частотный диапазон волн R_g сравнительно широк – преобладающие частоты спектра этой волны для первого взрыва лежат в диапазонах 1.5-3.0 Гц, 4.0-5.0 Гц и 6.5-7.7 Гц, для второго взрыва, соответственно, в диапазоне 2.2-3.1 Гц. Энергетический класс (K_p) взрывов, рассчитанный по методу Т.Г. Раутиан,

составил: $Kp_1 = 4.7$ (магнитуа $M_1 = 1.13$) для первого и $Kp_2 = 4.0$ ($M_1 = 0.9$) для второго взрывов, соответственно.

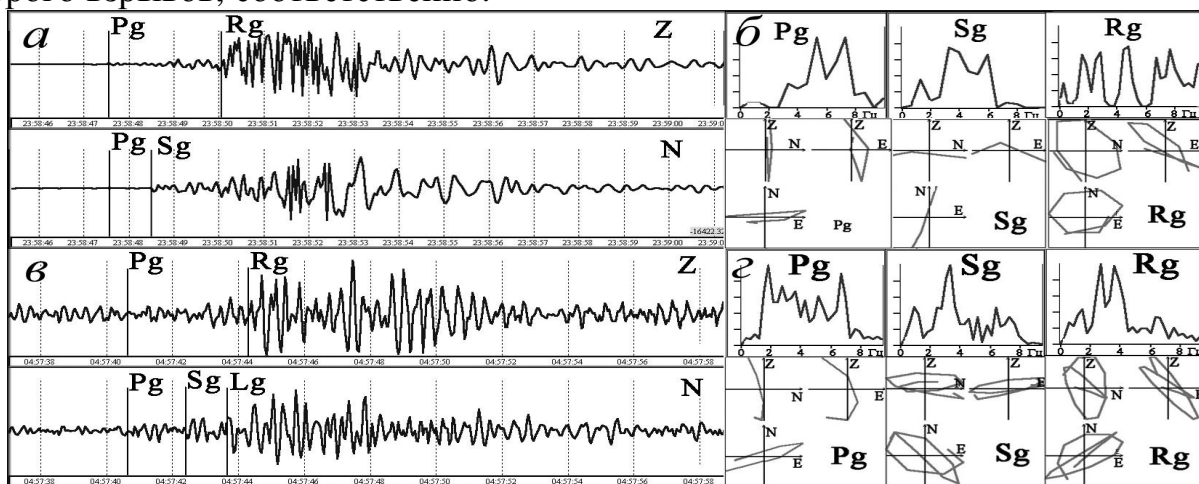


Рис.2 – Запись и анализ волновых форм техногенных катастроф, соответственно, для взрыва бытового газа в доме на пр.Советских Космонавтов (а,б) и взрыва бытового газа на ул.Гагарина (в,г)

Таким образом, база сейсмических записей пополнилась ещё одним взрывом бытового газа, что позволяет нам перейти к следующему этапу решения задач сейсмологии ЧС – поиску приемлемых соотношений между динамическими параметрами и тротильным эквивалентом, а также разработке способа оперативного выявления ЧС на записях сейсмических станций.

В заключении хотелось бы отметить, перед нами открываются огромные возможности по мониторингу, прогнозированию и оценке различных воздействий от техногенных катастроф. В современном мире, когда человек уязвим перед природными и техногенными катастрофами, открывающиеся возможности помогут нам подготовиться к таким угрозам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Катастрофы и человек: Книга 1. Российский опыт противодействия чрезвычайным ситуациям / Ю.Л. Воробьев, Н.И. Локтионов, М.И. Фалеев, М.А. Шахраманьян, С.К. Шойгу, В.П. Шолохов; Под ред. Ю.Л. Воробьева. – М.: АСТ – ЛТД, 1997. 256 с.
2. Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Сейсмичность территории Архангельской области и прогнозы развития связанных с ней техногенных процессов // Сырьевая база России в XXI веке. М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2002. С. 507-521.
3. Французова В.И., Юдахин Ф.Н., Морозов А.Н., Николаев А.В. Сейсмичность Архангельской области: контроль природных и техногенных катастроф и процессов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2009, № 4. С. 330-339.
4. Габсатарова И.П., Французова В.И., Юдахин Ф.Н., Морозов А.Н. Сейсмологическая интерпретация техногенного взрыва в г. Архангельске // Матер. Всероссийской конф. с межд. участием «Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов». Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. Т. I. С. 148-153.

XI Уральская молодежная научная школа

С П И С О К

участников XI Уральской молодежной научной школы по геофизике 15-19 марта 2010 г.

№	Фамилия	Страница
1.	Абдикенов О.Б.	4
2.	Аврунева И.Е.	6
3.	Агеенков Е.В.	9
4.	Актуганова Н.В.	12
5.	Алмаз Я.А.	15
6.	Антипин А.Н.	18
7.	Антонов Д.В.	21
8.	Артиков Ф.А.	25
9.	Асмарян А.Г.	28
10.	Барсуков С.В.	31
11.	Бибнев А.С.	162
12.	Белевская М.А.	34
13.	Беляева О.В.	38
14.	Ваганова Н.В.	40, 273
15.	Варлашова Ю.В.	43
16.	Васильев И.Д.	12
17.	Вдовин А.Г.	46
18.	Верхоланцев А.В.	49
19.	Верхоланцева Т.В.	53
20.	Владимирова И.С.	56
21.	Волкова М.А.	59
22.	Воронцова Е.В.	62
23.	Воропаев П.В.	64
24.	Габсатаров Ю.В.	67
25.	Гаврилина Н.В.	70
26.	Гаевский А.	72
27.	Гаспарян В.Р.	72
28.	Герасимова И.Ю.	258
29.	Гнусин Я.А.	75
30.	Голубева И.В.	78
31.	Горбатенко А.А.	82
32.	Дворникова З.В.	12
33.	Дубовенко Ю.И.	85, 88
34.	Ермаков А.В.	91
35.	Ефременко М.А.	179, 201
36.	Жукова С.А.	94
37.	Закутаев Д.А.	98
38.	Замятин А.Л.	101
39.	Иванов Д.Б.	104
40.	Иванова Е.В.	107, 273
41.	Калинин А.И.	110
42.	Карнаухова Е.Е.	112
43.	Кириченко И.С.	115
44.	Климшин А.В.	144
45.	Козлова А.В.	116
46.	Конечная Я.В.	107, 273
47.	Коновалова А.А.	64
48.	Коровин М.О.	119
49.	Костюк А.Д.	123
50.	Котлованова А.А.	126
51.	Крупнов Е.В.	129
52.	Кругьева Л.К.	132
53.	Кубарев В.Г.	135
54.	Курашов И.А.	138
55.	Липаев С.А.	141
56.	Луковской М.Ю.	144
57.	Матюков В.Е.	147
58.	Мичурин А.В.	149
59.	Морозов А.Н.	153, 273
60.	Москаленко О.Г.	156
61.	Муллагалеева Н.Р.	159
62.	Муравьев Л.А.	162, 244
63.	Новикова П.Н.	165
64.	Очковская М.Г.	168
65.	Песков А.Ю.	171
66.	Петров М.М.	173
67.	Пещеров Д.Е.	176
68.	Пивоваров Р.С.	179
69.	Попова Н.С.	182
70.	Пугин А.В.	261
71.	Рахмангулова Л.И.	184
72.	Решетник М.Н.	186
73.	Романенко И.Е.	189
74.	Сарвартинов А.И.	192
75.	Сверкунов А.С.	195
76.	Сеилханов Т.У.	198
77.	Семенов А.Е.	179, 201
78.	Сивцев А.И.	204
79.	Симанов А.А.	207
80.	Симон Е.И.	210
81.	Соколов С.В.	213
82.	Сурина О.В.	217
83.	Сыздыков Н.Е.	220
84.	Сыстеров А.В.	223
85.	Сычев И.В.	225
86.	Тайницкий А.А.	230
87.	Тарантин М.В.	233
88.	Трояченко А.В.	236
89.	Тягунов Д.С.	239
90.	Урбан А.В.	241
91.	Фадеева Н.В.	244
92.	Фахридинов Ж.Ф.	249
93.	Хаджиу А.М.	70
94.	Хамидов Х.Л.	25, 252
95.	Хрущева В.В.	162
96.	Черная О.А.	85
97.	Цидаев А.Г.	255
98.	Чирков А.В.	258
99.	Шархимуллин А.Ф.	261
100.	Шахова Е.В.	264
101.	Югова Н.В.	267
102.	Яхина И.А.	270

Научное издание

**XI УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ**

Сборник докладов

*Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики и НИСО УрО РАН*

Ответственный за выпуск Винничук Н.Н..
Компьютерная верстка Рублев А.Л.

НИСО УрО РАН № 7 (10)
Подписано в печать 04.03.2010 г. Формат 60x84 1/8
Усл. печ. л. 22,25, Уч.-изд. л. 22,5
Тираж 180 экз. Заказ № _____

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

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620219, г.Екатеринбург, ул. К.Либкнехта, 42