

Российская Академия наук
Уральское отделение
Институт геофизики УрО РАН
Горный институт УрО РАН
Институт горного дела УрО РАН
Институт геологии и геохимии
УрО РАН
Уральский государственный
горный университет
Пермский государственный
университет
Российский фонд
фундаментальных исследований
Уральское отделение
Евро-Азиатского геофизического
общества (ЕАГО)

XV УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

Сборник докладов

**Екатеринбург
2014**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
Институт геофизики УрО РАН
Горный институт УрО РАН
Институт горного дела УрО РАН
Институт геологии и геохимии УрО РАН
Уральский государственный горный университет
Пермский государственный университет
Российский фонд фундаментальных исследований
Уральское отделение Евро-Азиатского
геофизического общества (ЕАГО)

XV УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

Сборник докладов

Екатеринбург
2014

XV Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. - Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2014, -261 с.

Уральская молодежная школа была организована в связи с необходимостью привлечения молодежи в геофизику, расширения кругозора молодых специалистов, создания сообщества молодых геофизиков будущего нашей науки. Школа проводится попеременно в г. Екатеринбурге (на базе Института геофизики УрО РАН) и в г. Перми (на базе Горного института УрО РАН). В сборнике приведены доклады, представленные на Пятнадцатой Уральской молодежной научной школе по геофизике, состоявшейся в г. Екатеринбурге с 24 по 29 марта 2014 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:

Мартышко П.С. член-корреспондент РАН, профессор – Ответственный редактор

Уткин В.И. Советник РАН, член-корреспондент РАН

Козлова И.А. – к.г.-м.н.

Рублев А.Л. – к.ф.-м.н.

Осипов В.Ю. – к.г.-м.н.

ОРГКОМИТЕТ

Председатель Оргкомитета:

Мартышко П.С. – член-корреспондент РАН, профессор, директор Института геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Сопредседатель Оргкомитета:

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

Члены Оргкомитета:

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

Беликов В.Т. – д.ф.-м.н., зам. директора по науке, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Бычков С.Г. – д.г.-м.н., зав. лабораторией Горного института Пермского НЦ УрО РАН, г. Пермь.

Корнилков С.В. – д.т.н., директор Института горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург.

Вотяков С.Л. – академик РАН, директор Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург.

Виноградов В.Б. – к.г.-м.н., доцент кафедры геофизики Уральского государственного горного университета, г. Екатеринбург.

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

Козлова И.А. – к.г.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Рублев А.Л. – к.ф.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Секретарь Оргкомитета:

Баженова Евгения Анатольевна – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Молодежное бюро:

Осипов В.Ю. – к.г.-м.н., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Вдовин А.Г. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

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

Фадеева Н.В. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Бызов Д.Д. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Антипин А.Н. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

Тягунов Д.С. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург.

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

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

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

Адрес Оргкомитета:

Институт геофизики УрО РАН

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100.

Телефон: (343) 267-88-89, 267-88-66

Факс: (343) 267-88-72

E-mail: uralschool2014@mail.ru

ПОСТРОЕНИЕ КАРТЫ ЛОКАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО ИСТИННЫМ ПЛОТНОСТЯМ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ

Авдалян Арман Грачович, м.н.с.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, г. Гюмри
e-mail: armando1981@mail.ru

Основной целью данной работы является построение нового цифрового варианта карты локальных аномалий гравитационного поля территории Армении по истинным плотностям промежуточного слоя. Основой для решения данной задачи является ранее построенная нами одноименная карта территории в масштабе 1:200 000 и другие геолого-геофизические данные [1-5].

Поскольку в работах гравитационного моделирования земной коры территории Армении была использована карта в масштабе 1: 200 000 гравитационного поля аномалии Буге, составленная по плотности промежуточного слоя равной 2.67 г/см^3 , то имея сложное геологическое строение, верхний слой земной коры представлен как вулканогенно-осадочными, так и интрузивными горными породами, плотность которых колеблется между $2.10\text{-}2.90 \text{ г/см}^3$, следовательно, истинные плотности промежуточного слоя различаются от принятой 2.67 г/см^3 значений от 9% до 21%, что будет иметь существенное влияние на конечные результаты.

Для определения поверхности кристаллического фундамента, кроме метода гравитационного моделирования, в настоящее время также разработаны другие способы и методические подходы, среди которых основную роль играют корреляционные соотношения между плотностями горных пород (σ) и глубиной их залегания (h) (рис. 1) [3].

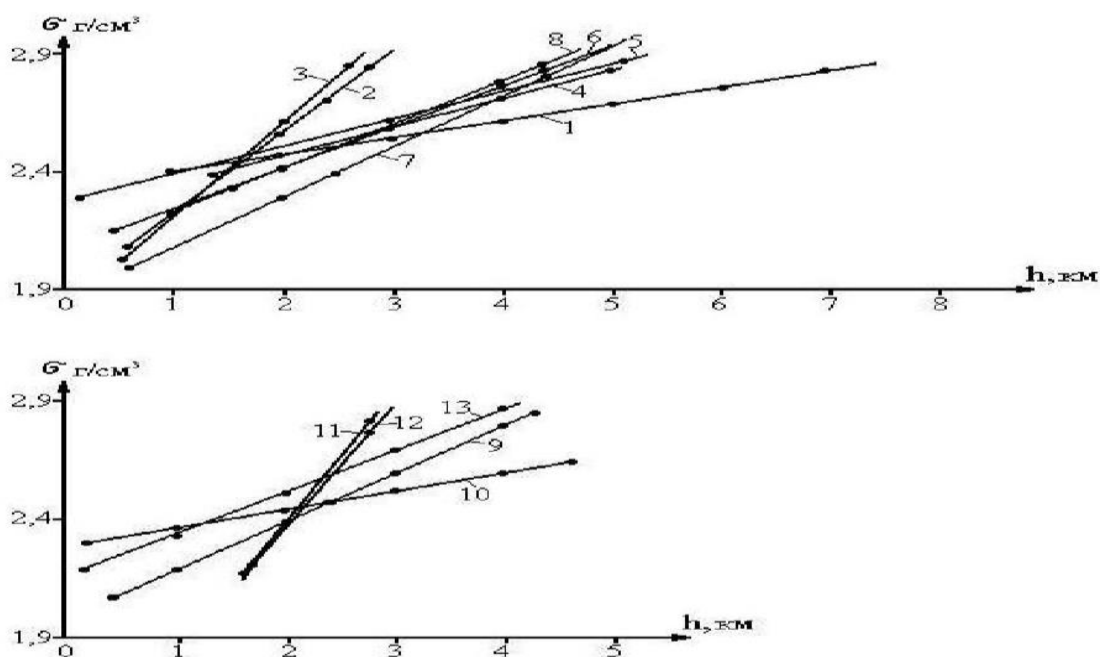


Рис. 1. Корреляционные зависимости $\sigma=f(h)$ для горных пород различного типа на территории Армении

1 – Гюмри, скв. № 35; 2 – Раздан, скв. № 14; 3 – Маркара, скв. № 5; 4 – Фонтан, скв. № 30; 5 – Октемберян, скв. № 11; 6 – Арташат, скв. № 1; 7 – Масис, скв. № 2; 8 – Октемберян, скв. № 1; 9 – Лукашин, скв. № 4; 10 – Октемберян, скв. № 14; 11 – Неджерлу, скв. № 12; 12 – Мхчян, скв. № 11; 13 – Шорахбюр, скв. № 31.

Как видно из рис. 1, все приведенные уравнения регрессии имеют величины близкие к β коэффициенту, которые, по всей вероятности, отражают общую закономерность, то есть рост величин плотностей по глубине. В результате анализа ниже представленных линейных уравнений, по разным скважинам, была определена средняя истинная плотность промежуточного слоя.

Согласно составленной нами схеме, истинная плотность промежуточного слоя исследуемой территории распределена следующим образом. Большими величинами плотностей характеризуются приподнятые участки центральной части кристаллического фундамента: Арзакан-Апаранский участок, офиолитовые зоны и интрузивные массивы Севан-Амасия, Веды, Мегри-Сисиан, Базум и др. Величинами плотностей меньше 2.3 г/см^3 , в основном представлены вулканические структуры Арагац, Ара и Гегамский массив, а также Среднеараксинский прогиб и др.

Минимальные значения плотностей в Среднеараксинском прогибе в основном обусловлены наличием озерных отложений, а горные породы кристаллического фундамента, которые обнажаются в центральной части, имеют достаточно большую плотность, поскольку представлены основными и ультраосновными породами. Арзаканский и Апаранский максимумы имеют плотность до 2.9 г/см^3 .

И так, схематическая модель истинной плотности послужила основой для уточнения и количественной оценки локальных аномалий гравитационного поля.

Следующим шагом в данном исследовании, было введение поправки в локальные аномалии, по истинным плотностям, по уравнению $\Delta g = 0,0419 * (2,67 - 6\sigma) * H$, где σ истинная плотность промежуточного слоя, а H абсолютная высота данной точки.

После введения поправки были оценены локальные и региональные составляющие гравитационного поля, с помощью осреднения, которые послужили основными атрибутами для поправки по истинным плотностям. В результате была построена новая карта локальных аномалий гравитационного поля по истинным плотностям в масштабе 1: 200 000 (рис. 2).

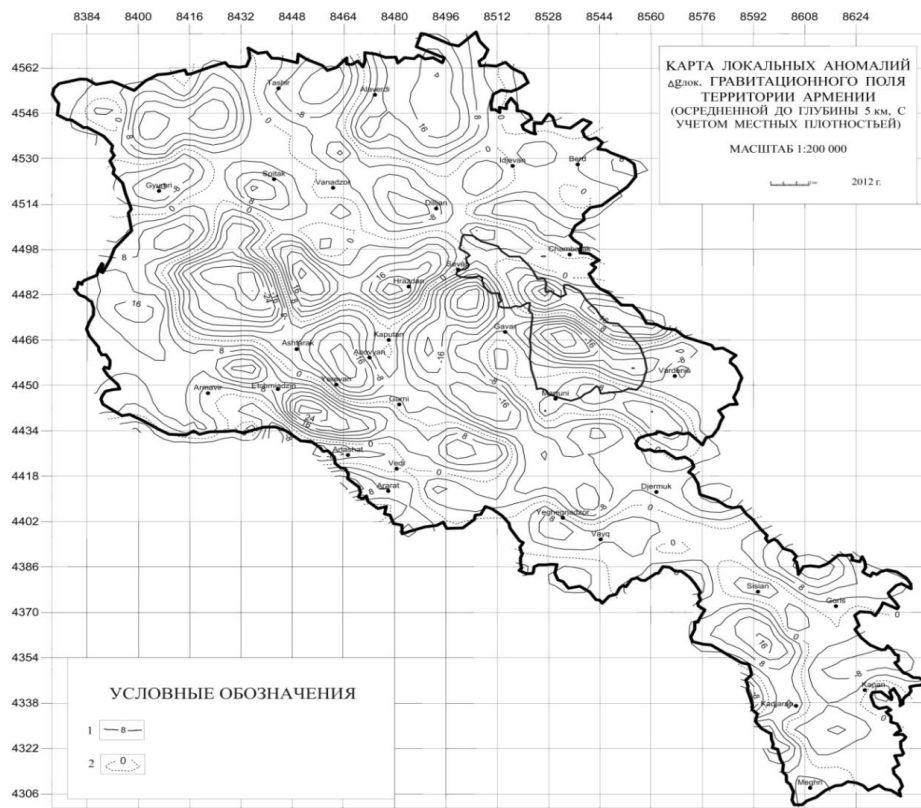


Рис. 2. Карта локальных аномалий $\Delta g_{\text{лок}}$ гравитационного поля территории Армении (осредненной до глубины 5 км, с учетом местных плотностей)

1 – линии изоаномалий; 2 – нулевая изолиния.

Как видно из рис. 2, на территории выделены несколько аномальных зон первой категории, в которых сила тяжести превышает 10 мГал. Они имеют общекавказское северо-запад юго-восточное направление. Зоны выражены тремя положительными и двумя отрицательными локальными аномалиями. Юго-западная положительная аномальная зона включает в себя территорию по направлению Урцадзор-Тазагюх-Эчмиадзин-Талин, центральную зону положительных аномалий по направлению Севан-Раздан-Арзакан-Апаран-Спитак-Амасия и примыкают к приподнятым частям кристаллического фундамента палеозойского и докембрийского возраста, а также к офиолитовым зонам. Что касается центральной и юго-восточной зонам отрицательной аномалии, то первая из них примыкает к территории Кафанской (направление Кафан-Сисиан-Джермук), а вторая к Ширакской синклинали (направление Абовян-Аштарак-Арагац-Гюмри). Аномальные зоны гравитационного поля первой категории обусловлены, в первом случае юрскими породами, а во втором случае Мегринской интрузией. Аномальные зоны гравитационного поля второго порядка, обусловлены неоднородным геологическим строением, в частности наличием рудных тел. Различия между максимальными и минимальными величинами гравитационного поля между нынешней и предыдущей версиями составили от 14% до 10%, что в результате привело к изменению максимальных и минимальных величин поверхности залегания кристаллического фундамента в интервале 0.5-1.5 км.

Выводы

1. Эмпирическими связями между глубиной залегания и плотности горных пород, полученной на основе статистического анализа, уточнены реальные плотности различных участков верхнего слоя земной коры территории Армении.
2. По данным модели реальной плотности промежуточного слоя, разработан способ поправки локальной аномалии гравитационного поля территории Армении.

Литература

1. Геология СССР, Том XLIII. Армянская ССР. Геологическое описание. М., Изд. "Недра", 1970. 464 с.
2. Карапетян Э.М. Изучение связи между плотностью и пористостью пород араратской котловины. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, Т XXIII, № 2, 1970. С. 78-79.
3. Фиданян Ф.М., Оганесян А.О. Корреляционный анализ физических параметров горных пород по профилю ГСЗ Армаш-Бавра. Научные труды конференции, посвященной 60-летию основания НАН РА (октябрь 2003 г.), Изд. НАН РА, г. Гюмри, 2004. С. 143-148.
4. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, № 3. С. 46-53.
5. Егоркина Г.В. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным объемных волн. В кн.: Строение земной коры и верхней мантии, Центральной и Восточной Европы. Киев, Наукова думка, 1978. С. 199-205.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МЕТОДА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (ЭМЗВП) НА УЧАСТКЕ БУАРДАХСКИЙ

*Амонова Екатерина Яковлевна, студент
НИ Иркутский Государственный Технический Университет, г. Иркутск*

e-mail: katamo@mail.ru

научный руководитель: доцент ИрГТУ, к.т.н., Давыденко Ю.А.

Целью работ является провести интерпретацию профильных данных технологии ЭМЗВП с учетом геологических данных о разрезе (данные бурения, 3D сейсморазведка) по результатам опытно-методических работ на участке Буардахский, расположенного в 40 км от г. Мирный.

В инверсии использовался программный комплекс «MARS1D». «MARS1D» представляет собой аппарат для автоматической и полуавтоматической одномерной интерпретации профильных данных электромагнитных зондирований в рамках одномерной модели с учетом частотной дисперсии электропроводности. Под одномерной моделью понимается, что горизонтально расположенные слои с мощностью h имеют бесконечное простираение, а физические параметры слоя неизменны в его пределах. Для учета частотной дисперсии используется зависимость Cole-Cole [1, 2, 3], которая позволяет определить поляризационные характеристики разреза:

$$\rho(\omega) = \rho_0 \left[1 - \frac{\eta(i\omega\tau)^c}{1 + (i\omega\tau)^c} \right],$$

где ω - частота, i - мнимая единица, ρ - удельное электрическое сопротивление, ρ_0 - сопротивление на постоянном токе, η - коэффициент поляризуемости, τ - время релаксации и c - показатель степени. Высокая скорость расчетов обеспечивается использованием в коде прямой задачи. В результате становится возможным использовать интерактивный режим; редактировать параметры разреза во время подбора кривой, как это делается в стандартных пакетах при подборе для кривых ВЭЗ без учета частотной дисперсии электропроводности. При решении обратной задачи используется оригинальный набор алгоритмов минимизации, что для верно подобранной модели позволяет устойчиво находить положение глобального минимума в многомерном признаковом пространстве при высокой скорости подбора. Наличие корреляционных зависимостей, которые неизбежно возникают в результате инверсии в рамках модели с множеством раскрепленных параметров, оценивается с помощью корреляционных матриц. В результате с использованием априорной геолого-геофизической информации, можно закрепить часть параметров и вторично выполнить подбор наблюдаемых кривых. С целью подавления профильных аномалий и повышения качества сходимости на «крестах» профилей, используется оригинальный подход, когда перед инверсией кривые осредняются в эллипсе с заданными осями. При осреднении использованием робастная процедура, при этом вес кривой в центре эллипса задается выше, чем веса соседних кривых.

При интерпретации учитывалось, что фундамент должен находиться в пределах 1900-2200 (по данным бурения и 3D сейсморазведки). На (рис. 1) представлен результат сопоставления теоретической и наблюдаемой кривых. План графиков кривых ЭМЗВП показан на рис. 2.

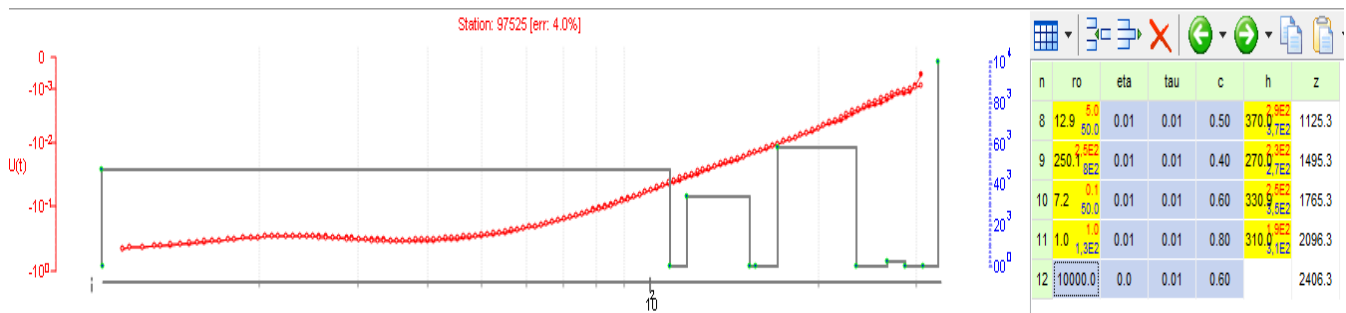


Рис. 1. Сопоставление теоретической и наблюдаемой кривых

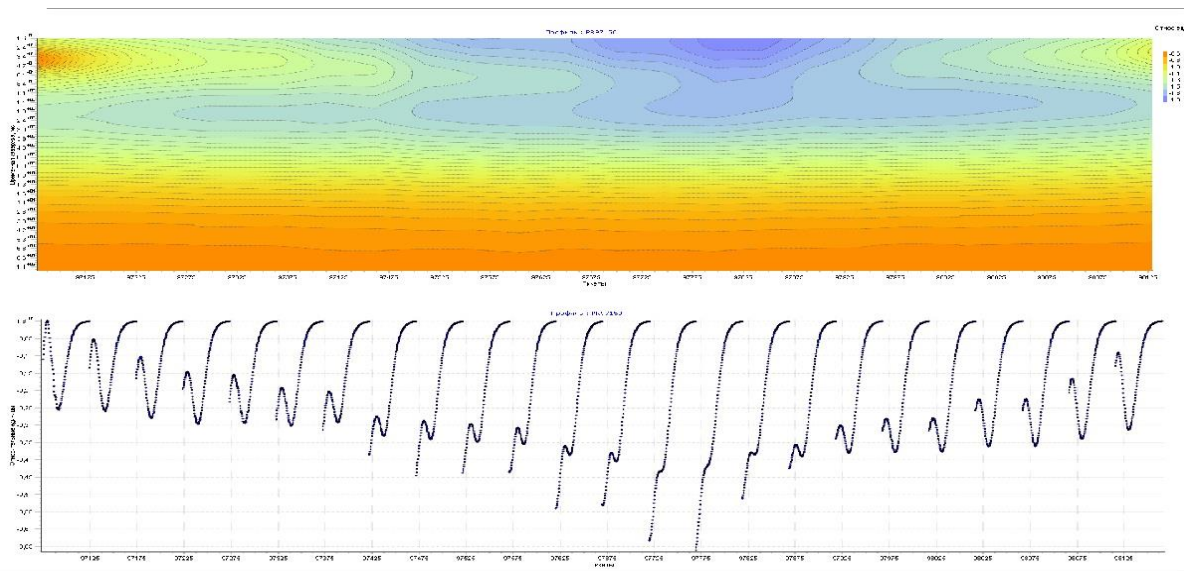


Рис. 2. Наблюдаемые кривые зондирования ЭМЗВП по профилю 97150

Подбор кривых осуществлялся по двум применяемым алгоритмам: **Marquardt** и **Simplex**.

Метод **Marquardt** (Реализация нелинейного метода наименьших квадратов). Метод нелинейной оптимизации, использующий для поиска минимума комбинированную стратегию - линейную аппроксимацию и градиентный спуск; переключение с одного метода на другой происходит с моделью доверительных областей. Данный тип инверсии следует использовать при хорошей стартовой модели и небольшом количестве незафиксированных параметров.

Метод **Simplex** (поиск по деформируемому многограннику) является развитием симплексного метода для регулярного симплекса. Идея метода состоит в сравнении значений функции в вершинах симплекса и перемещении симплекса в направлении оптимальной точки с помощью итерационной процедуры.

Результат инверсии профильных данных показан на рис. 3. Опорная горизонтально-слоистая модель подобрана по априорным данным, с использованием данных бурения и 3D сейсморазведки. На первых метрах наблюдается линза мерзлотных песчаников с высоким сопротивлением от 3400 до 5000 Ом*м. Ниже по разрезу на глубине 100-150 м. находится граница структурного несогласия, его пониженное сопротивление 80-150 Ом*м вероятно объясняется наличием минерализованных вод. Затем, на глубине 130-450 м. каптируются мергели, алевролиты, глинистые алевролиты с сопротивлением от 350 до 3500 Ом*м. Такая большая разница в сопротивлениях этого слоя, вероятно, объясняется неравномерностью промерзания, повышенным сопротивлением обладают наиболее промерзшие породы.

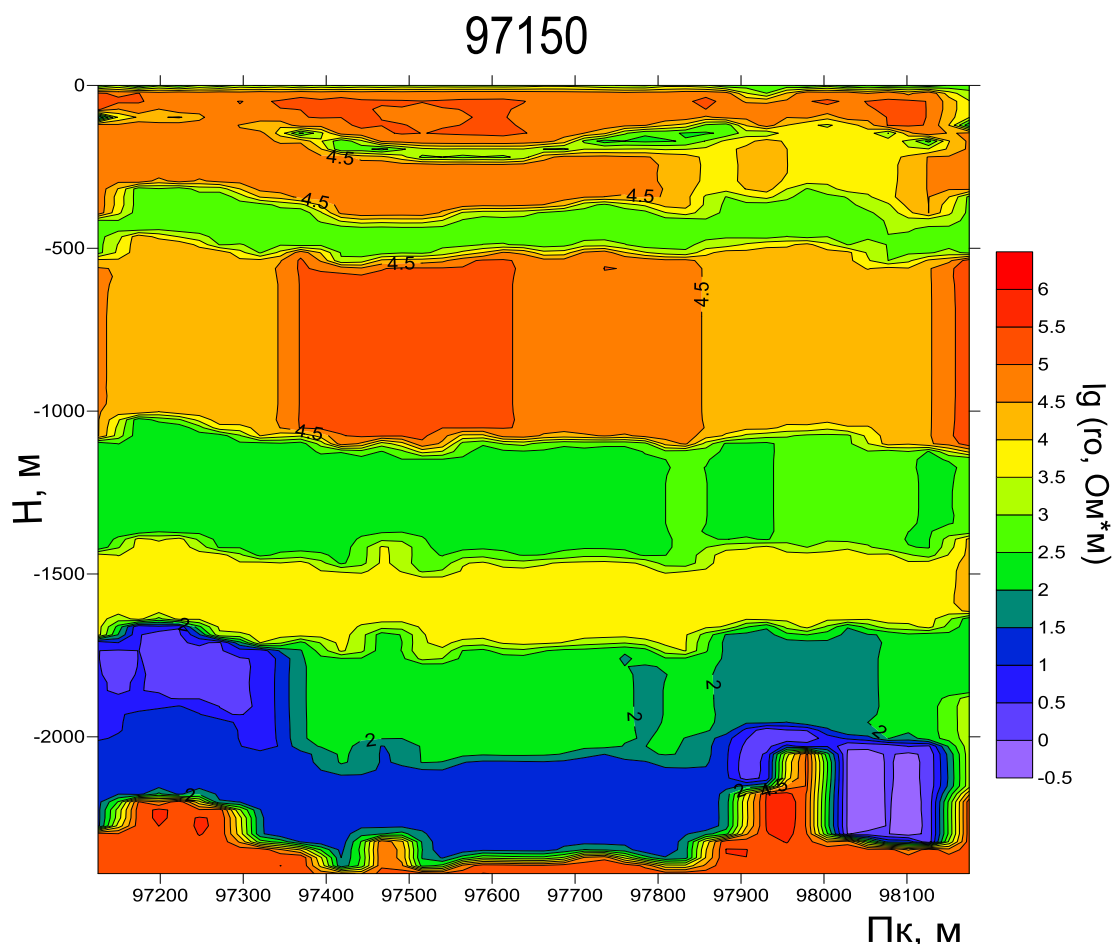


Рис. 3. Геоэлектрический разрез по профилю № 97150

Ниже согласно залегают трещиноватые породы метегеро-ичерской свиты с сопротивлением 20-25 Ом*м и мощностью 150 м. Далее на глубинах от 500 до 1000 м находится высокоомный солевой карбонатный слой, с сопротивлением от 800 до 10000 Ом*м. Межсолевой олёкминский водоносный горизонт расположен на глубинах 1050-1300 м и характеризуется минерализацией воды до 460 г/л, его сопротивление колеблется от 6 до 40 Ом*м. Ниже по разрезу на глубине 1300-1600 м находится более высокоомный карбонатный комплекс с сопротивлением 250 Ом*м. Выше фундамента находится Осинский водоносный горизонт с сопротивлением от 0,1 до 8 Ом*м., повышенная проводимость которого связана с кавернозными трещиноватыми породами билирской свиты (ϵ_{1bl}).

Результат инверсии наглядно демонстрирует высокую чувствительность и разрешающую способность метода ЭМЗВП.

Литература

1. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Phys, 1941. v.6. P. 341-353.
2. Lee T. Transient response of a polarizable ground // Geophysics, 1981. Vol. 46. № 7. p. 1037-1041
3. Pelton W.H., Ward S.H., Hallof P.G., Sill W.R., Nelson P.H. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP // Geophysics, 1978. Vol. 43. № 3. P. 588-609.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ ФЕСТИВАЛЬНОГО ВАЛА (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*Андрянов Виталий Андреевич, студент
Томский политехнический университет, г. Томск
e-mail: andriano666@mail2000.ru*

научный руководитель: к.г.-м.н. Лобова Галина Анатольевна

Введение. Для определения степени реализации генерационного потенциала материнских отложений необходимо восстановить их термическую историю и определить длительность существования очагов интенсивной генерации нефти в геологическом времени. Основной нефтегенерирующей толщей в разрезах Западной Сибири, в том числе и на Фестивальном вале (Томская область), для мелового и верхнеюрского нефтегазоносных комплексов (НГК) является *баженовская свита* (K_{1b}-J_{3tt}). Нижнеюрские *тогурские* отложения служат источником углеводородов для среднеюрского, нижнеюрского и палеозойского НГК [1]. Задача наших исследований – восстановить термическую историю баженовских и тогурских отложений, оценить время существования катагенетических условий нефтеобразования и сопоставить полученные результаты с известной нефтегазоносностью разреза.

Исходные данные. Для моделирования выбрана скважина 1 Северо-Фестивальная, вскрывшая палеозойский фундамент на глубину 33 м (табл. 1). Скважина пробурена на Фестивальном вале (расположение скважины показано на рисунке в докладе Искоркиной А.А.). Для расчетов использованы литолого-стратиграфическая разбивка и петрофизические свойства вскрытых скважиной пород. Для палеотемпературного моделирования послужили как измерения пластовых температур, полученных при гидродинамических исследованиях скважины, так и палеотемпературы, рассчитанные по отражательной способности витринита (ОСВ).

Таблица 1

Фактические данные по скважине Северо-Фестивальная 1

Забой, м	3270
Отложения на забое, возраст (свита)	Палеозой (PZ)
Кровля тогурской свиты, м	3165
Мощность тогурской свиты, м	30
Кровля баженовской свиты, м	2708
Мощность баженовской свиты, м	23
Мощность меловых отложений, м	1967
Мощность палеогеновых отложений, м	704
Мощность неогеновых + четвертичных отложений, м	37
Результаты испытаний (интервал, тип флюида, пластовая температура)	3240 м – газ; 123°C 3145 м – нефть; 123°C 3130 м – нефть+фильтрат; 118°C
Палеотемпература, рассчитанная по ОСВ	3232– 124°C

Для сопоставления полученных результатов палеотемпературного моделирования с установленной нефтегазоносностью разреза используются данные по испытанию объектов, проведенных как в процессе бурения испытателем пластов (ИП), так и после спуска обсадной колонны в исследуемой скважине. Притоки углеводородов получены из пластов Ю₁₃₋₁₅, Ю₁₆ и зоны контакта осадочного чехла и палеозойского фундамента (табл. 2).

Таблица 2

Результаты испытания объектов в скважине 1 Северо-Фестивальной

Интервал испытания, м	Отложения (свита)	Пласт, горизонт	Приток, м ³ /сут.	Тип флюида
2717-2745	баженовская + наунакская	bg+Ю ₁	сухо	-
3120-3135 ИП	тюменская	Ю ₁₃	-	газ+плёнка нефти
3119-3131	тюменская	Ю ₁₃	2,57	нефть
3119-3134	тюменская	Ю ₁₃	520	газ+4 % нефти
3130-3145	тюменская	Ю ₁₃₋₁₅	0,282	нефть+фильтрат
3145-3165	тюменская	Ю ₁₃₋₁₅	0,28	нефть
3193-3218	тюменская	Ю ₁₆	0,124	нефть
3236-3257	тюменская+палеозой	-	890/1,54	газ/ нефть
3246-3257	палеозой	-	410	газ

Методика исследований. Палеотектонические реконструкции и геотемпературное моделирование проведено с применением компьютерной технологии [2] и идентификации нефтегазоматеринских пород по геотемпературному критерию [3].

Используя рассчитанную величину теплового потока из «основания», смоделированы распределения температур в разрезе скважины на моменты начала и завершения формирования каждой из 22 свит (толщ) мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Расчеты проведены с учетом векового хода температур поверхности Земли (палеоклимата), который взят из работы [4]. Пороговая температура вхождения в главную зону нефтеобразования (ГЗН) для баженовской нефтематеринской толщи, с рассеянным органическим веществом (РОВ), в основном, сапропелевого типа, принята равной 85°C. Пороговая температура вхождения в ГЗН для гумусового тогурского РОВ принята 95°C.

Результаты исследования и обсуждение. На рис. 1 представлены результаты палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования в разрезе скважины 1 Северо-Фестивальной. Условия интенсивного нефтеобразования баженовских нефтей наступают 92 млн л назад, с момента формирования покурской свиты (альб-сеноман). С этого же времени тогурская свита тоже входит в «нефтяное окно». Максимумы палеотемператур в очагах интенсивной генерации как баженовских, так и тогурских нефтей, приходится на время максимального прогрева осадочной толщи, что соответствует геологическому времени в 37,6 млн. лет назад. Наблюдается явная зависимость глубинных палеотемператур от палеоклимата. Похолодание в неоген-четвертичное время заметно «охладило» породы разреза. Изменение температуры поверхности Земли ощущается до глубины 3000 м. Не смотря на значительное снижение палеотемператур в палеоген-неогеновое время, очаги интенсивного нефтеобразования баженовских и тогурских нефтей в разрезе скважины «работают» без перерыва до настоящего времени.

Результаты геотемпературного моделирования для тогурской нефтематеринской свиты хорошо согласуются с данными по испытанию объектов в средне-нижнеюрском и палеозойском резервуарах. Длительность существования условий для генерации баженовских нефтей предполагает наличие залежей и в верхнеюрском и, возможно, в меловом НГК. В процессе строительства скважины меловые пласты на приток не испытывались. А отсутствие притока нефти из объектов верхнеюрского НГК, возможно, объясняется ухудшенными фильтрационно-емкостными свойствами верхнеюрских пластов-коллекторов.

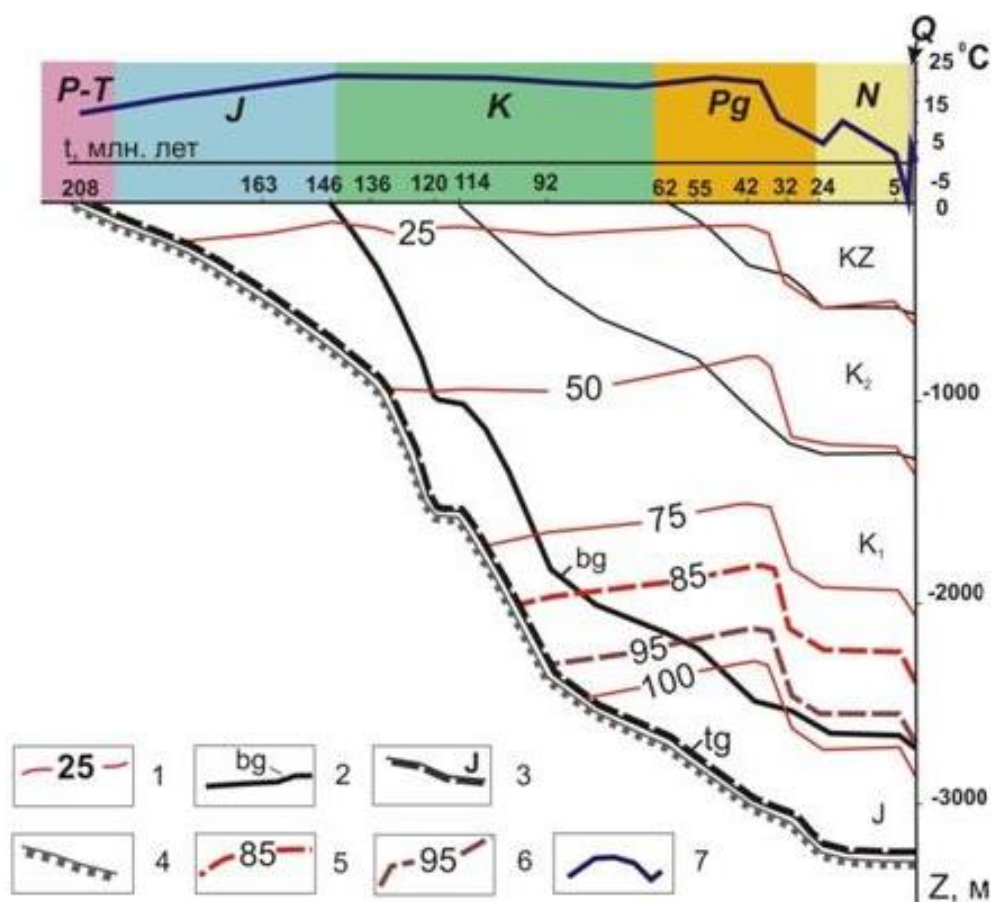


Рис. 1. Результаты палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования в разрезе скважины Северо-Фестивальная

1 – изотермы; 2 – баженовская свита; 3 – тогурская свита; 4 – подошва мезозойско-кайнозойского чехла; 5 – пороговая температура ГЗН баженовских нефтей; 6 – пороговая температура ГЗН тогурских нефтей; 7 – график векового хода температур на поверхности Земли.

Заключение. Исследования показали, что нефтематеринские баженовские и тогурские отложения в разрезе скважины 1 Северо-Фестивальной находятся в главной зоне нефтеобразования на протяжении 92 млн. лет. Геотемпературные условия генерации сохраняются до настоящего времени. Изменения климата Земли в геологическом прошлом заметно влияют на геотемпературы осадочной толщи. Полученные результаты моделирования согласуются с установленной нефтегазоносностью разреза в средне-, нижнеюрском и палеозойском НГК.

Литература

1. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
2. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 172 с.
3. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 6. С. 1070-1078.
4. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. – М.: Научный Мир, 2007. 456 с.

РЕАЛИЗАЦИЯ ТРЁХМЕРНОГО АЛГОРИТМА ПРОЦЕССА АККУМУЛЯЦИИ ЛУНЫ

*Антипин Александр Николаевич, ст. инженер
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: anantipin@rambler.ru*

научный руководитель: д.ф.-м.н. Хачай Юрий Васильевич

Согласно результатам, полученным в работе [1], уже на раннем этапе процесса аккумуляции, выделения тепла короткоживущими естественно радиоактивными элементами и прежде всего ^{26}Al оказывается достаточно для того, чтобы в протопланетном зародыше превышающем размеры (50-100) км могла сформироваться расплавленная центральная область и сравнительно тонкая твердая верхняя оболочка. Скорости соударения тел на этом этапе еще малы, поэтому при соударении тел таких и близких размеров жидкие, преимущественно железные по составу части сливаются, но массы зародыша еще не достаточно для гравитационного удержания холодных, преимущественно силикатного состава обломков холодной твердой оболочки. На этом этапе они сохраняются в зоне питания протопланеты. Реализуется, предложенный в [1], механизм дифференциации вещества в процессе аккумуляции планеты на резервуар будущего ядра и резервуар мантии. Процесс идет еще в малых телах и успевает завершиться за время менее 10 млн. лет. Тогда как последующее формирование структуры ядра и мантии продолжается, как и по всем имеющимся оценкам, около 100 млн. лет. Поскольку объединение жидких внутренних частей соударяющихся тел происходили в результате неупругого соударения, большая часть потенциальной гравитационной энергии через кинетическую энергию соударения преобразуется в тепло [2]. Это продолжается до тех пор, пока ядро не достигнет большей части современной массы. На завершающей стадии роста ядра масса зародыша оказывается уже достаточной для того, чтобы удерживать все возрастающую долю силикатной оболочки выпадающих тел. И состав растущей области все более обогащается примесью силикатов. Процесс соударения аккумуляруемых тел от механизма полностью неупругого слияния с высокой степенью сохранения потенциальной энергии гравитационного взаимодействия и преобразования ее в тепловую, постепенно переходит в механизм твердотельного соударения, при котором только небольшая часть кинетической энергии преобразуется в поглощаемое зародышем планеты тепло.

Математическая модель роста Луны опирается на изложенный выше механизм роста планет. Для вычисления времени роста слоя зародыша планеты используется модель Сафронова [3]:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2 \cdot (1 + 2 \cdot \theta) \cdot R^2 \cdot \omega \cdot \left(1 - \frac{m}{M}\right) \cdot \sigma \quad (1)$$

где: ω – угловая скорость орбитального движения, σ – поверхностная плотность вещества в зоне «питания» планеты, M – современная масса планеты, R – радиус растущего зародыша, θ – статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне «питания».

Температура на поверхности растущей Луны вычисляется из уравнения, обеспечивающие баланс поступающей части потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затраты тепла на нагревание поступившего вещества и переизлучаемый в пространство тепловой поток с учетом прозрачности внешней среды [2]:

$$k \rho \frac{\gamma M}{r} \frac{dr}{dt} = \varepsilon \sigma [T^4 - T_1^4] + \rho c_p [T - T_1] \frac{dr}{dt} \quad (2)$$

где: ρ – плотность вещества, G – гравитационная постоянная, M – масса растущей планеты, r – ее радиус, T и T_1 – соответственно, температура тела на границе и внешней

среды, ε – коэффициент прозрачности среды, c_p – удельная теплоемкость, k – доля преобразованной в тепло потенциальной энергии.

Распределение температуры в теле находится из решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации и учёта конвективного теплопереноса в расплаве [4]:

$$c_{\text{эф}} \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda_{\text{эф}} \nabla T) + Q \quad (3)$$

где $c_{\text{эф}}, \lambda_{\text{эф}}$ – эффективные значения теплоёмкости и теплопроводности, которые учитывают теплоту плавления в задаче Стефана [5] и наличие конвективного теплопереноса; T – температура в момент времени t , Q – мощность внутренних источников тепла.

При решении задачи (1) – (3) использовался следующий алгоритм. В начальный момент времени $t = 0$ задаются следующие параметры зародыша Луны: первоначальный радиус $R_0 = 1000$ метров, температура внутри и на поверхности зародыша в начальный момент времени $T = 320$ K, плотность $\rho_0 = 7.6 \times 10^3$ кг/м³. Шаг роста радиуса планеты устанавливается постоянный $\Delta R = 2000$ метров, шаг по времени переменный и рассчитывается на каждом этапе роста планеты из уравнения (1).

Для каждого значения достигнутого размера растущей планеты вычисляется распределение литостатического давления, а затем температуры плавления.

Вычисление распределения температуры на каждом шаге растущей планеты, основано на решении уравнения (3), записанного в сферических координатах. Решение полученной трёхмерной задачи осуществляется с помощью метода предиктор-корректор [6]. Температуру на поверхности растущей планеты находится из полного количества энергии, поглощенного за счет выпадения тел в слое ΔR при случайном распределении аппроксимирующим распределение тел и частиц в слое.

Вычисление роста планеты и распределения её температуры производится до выполнения условия, что общая масса растущей планеты будет равна 0,9 существующей массы.

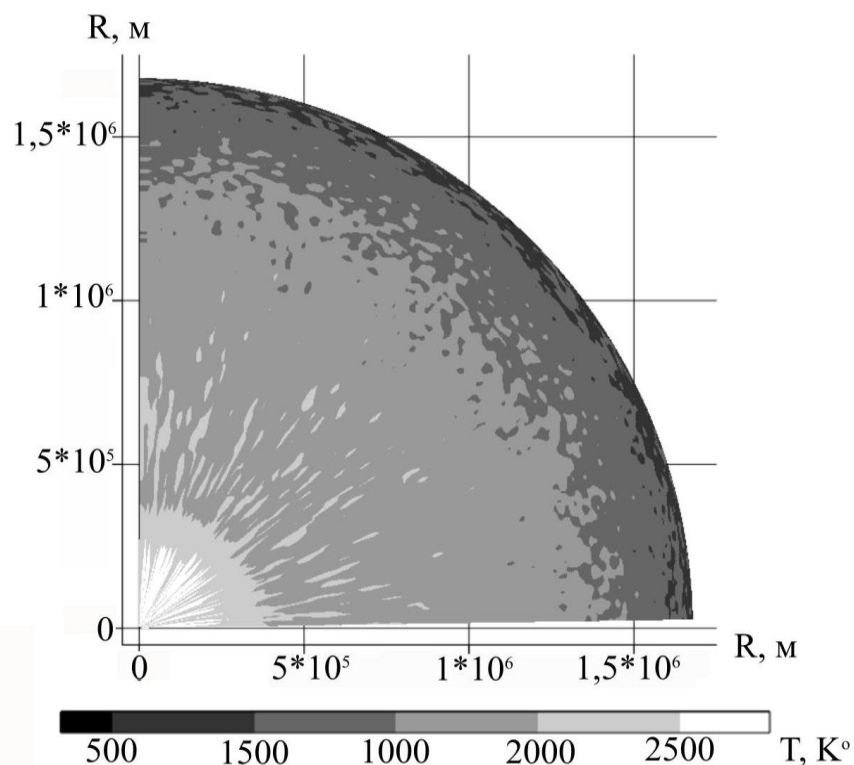


Рис. 1. Вычисленное распределение температуры Луны

На рис.1 приведено распределение температуры Луны, вычисленное для сферического сектора, внутри углов по долготе и широте 90° . Как следует из результатов, представленных на рис. 1, полученная модель распределения температуры отражает трехмерное неоднородное распределение температуры в формирующейся Луне. Для данной модели Луны, получены оценки распределения гидростатического давления, температуры плавления в зависимости от давления и варианты распределения температуры для последовательно увеличивающихся размеров растущей планеты.

Литература

1. Анфилогов В.Н. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли / Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. // ДАН, 2005. Т. 403. № 6. С. 803-806.
2. Khachay Yu. Variants of temperature distributions in the Earth on its accumulation / Khachay Yu., Anfilogov V. // Kiev. - The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy, and astronomy, 2009.
3. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет / Сафронов В. С. // М.: Наука, 1969. 244 с.
4. Тихонов, А.Н. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. / А.Н. Тихонов, Е.А. Любимова, В.К. Власов // Доклады академии наук СССР. 1969. Т. 188. № 2. С. 338-341.
5. Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономичная схема сквозного счета многомерной задачи Стефана // Ж. вычислит. Мат. и мат. физики. 1965. Т.5. С. 816-827.
6. Берковский Б.М. Разностные методы исследования задач теплообмена. / Берковский Б.М., Ноготов С.В. // Минск. Наука и техника. 1976. 142 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ШИРОКОПОЛОСНОГО ПРИЕМНОГО КАНАЛА И ЦИФРОВОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

*Арзамасцев Евгений Владимирович, м.н.с.
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: deazer51@mail.ru
научный руководитель: к.т.н. Ратушняк А. Н.*

На данный момент методики электромагнитных зондирований находят применение при решении различных задач электроразведки. Например, изучение электромагнитного поля низкочастотных вариаций магнитного поля Земли в методе магнитно-теллурического зондирования (МТЗ) позволяет сделать заключение об электрических свойствах пород, залегающих на глубинах сотен километров, и используется для решения фундаментальных геологических задач. Другая методика – зондирование вертикальным магнитным диполем [1] (рамкой, петлей с током) находит применение в инженерных изысканиях и рудной электроразведке, поскольку с ее помощью изучаются первые десятки-сотни метров геологического разреза. В частотных методах дипольных магнитных зондирований, в которых измеряются компоненты установившегося электромагнитного поля определенной частоты, наиболее широко распространено использование генераторов сигнала прямоугольной формы, что обусловлено простотой схемы, высокой амплитудой первой гармоники сигнала и высоким коэффициентом полезного действия. Поскольку прямоугольный сигнал можно представить как сумму гармоник с частотами, кратными первой основной частоте генератора (частоте прямоугольного сигнала), то измерение зондирующего сигнала можно производить на любой из этих частот. Одновременное измерение на нескольких частотах имеет преимущества, так как увеличивает производительность проведения исследований и позволяет производить непрерывное электромагнитное зондирование в движении. Измерение компонент поля при этом должно производиться в широкой полосе частот, включающей измеряемые гармоники. Целью данного исследования являлось изучение возможностей широкополосной аппаратуры для решения задач электромагнитного индукционного зондирования, получение количественных оценок полезного сигнала высокочастотных гармоник и помех в разных условиях работы и разрешающей способности цифровой программной фильтрации. Работа носит методический характер, на данный момент уже ведется разработка технологии дипольных частотных электромагнитных зондирований на основе генератора сигнала с заданным спектром гармоник и широкополосного приемника.

Для проведения эксперимента была использована аппаратура аудиоманито-теллурического зондирования (АМТЗ) АМТ-02 и генератор аппаратуры малоглубинного индукционного зондирования МЧЗ-11, аналогичной описанной в [2]. Измерение сигнала проводилось в полевых условиях, где уровень помех относительно низок, и в условиях города, где широко распространены различные виды помех. Эксперимент в полевых условиях выполнялся при двух разносах 50 и 100 м с моментом диполя $10 \text{ А}\cdot\text{м}^2$ и $250 \text{ А}\cdot\text{м}^2$ соответственно. Основная частота возбуждения – 125 Гц. В ходе эксперимента индукционными датчиками аппаратуры АМТ-02 регистрировались значения трех компонент магнитного поля (радиальной H_r , вертикальной H_z , и тангенциальной H_φ), также регистрировался сигнал тангенциальной составляющей электрического поля (E_φ) и опорный сигнал мгновенной амплитуды тока в контуре возбуждающего диполя. При эксперименте в городских условиях регистрировались только составляющие магнитного поля при разносе 200 м и двух основных частотах – 122,0703125 Гц и 125 Гц. Момент диполя составил $1000 \text{ А}\cdot\text{м}^2$. Длительность каждой записи поля составила 20,13 сек. при интервале дискретизации 24 мксек (838656 выборок в каждой записи). Разрядность квантования АЦП аппаратуры – 24 бита, ширина полосы пропускания – 10 кГц.

На рис. 1 изображены фрагменты первичной записи поля радиальной магнитной составляющей H_r , полученные в ходе эксперимента, в полевых условиях, где уровень помех относительно невелик (рис. 1а) и в сложной помеховой обстановке городской среды (рис. 1б). Видно, что на записи, сделанной в полевых условиях, полезный сигнал с частотами гармоник, кратных 125 Гц, визуально слабо различим и выделяется в виде пиковых выбросов. На записи, сделанной в городских условиях, соотношение сигнал-помеха таково, что визуально выделить полезный сигнал не возможно.

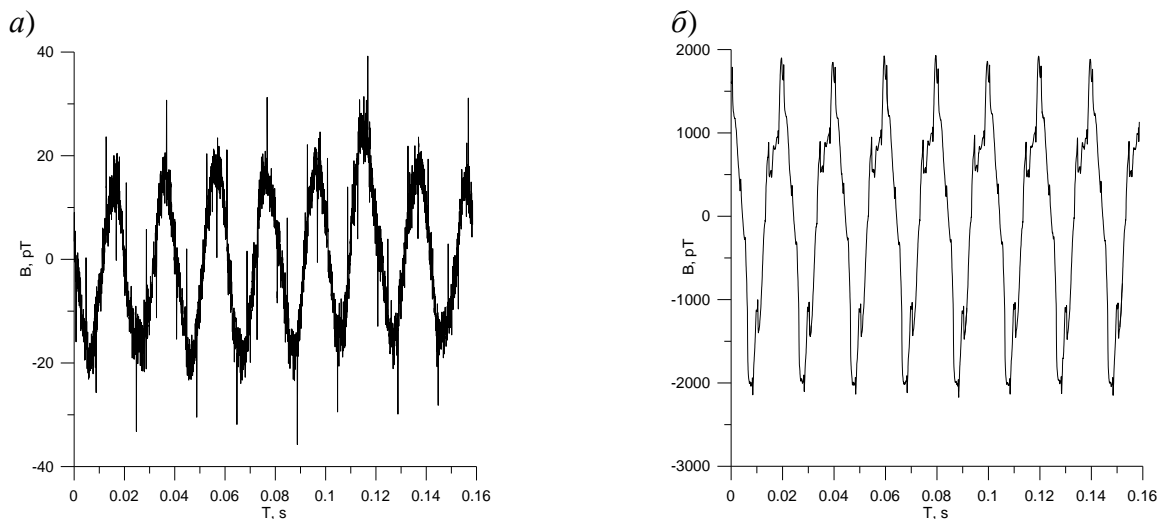


Рис. 1. Фрагмент записи первичного сигнала радиальной горизонтальной составляющей магнитного поля (H_r)

а – в полевых условиях (разнос 50 м); б – в условиях города

Представление сигнала в частотной области было получено путем быстрого преобразования Фурье по 838656 точкам с использованием плосковершинной (измерительной) весовой оконной функции. Частотный интервал между коэффициентами Фурье составил 0,0496 Гц, ширина полосы пропускания — 0,185 Гц. На рис. 2 показаны амплитудные спектры горизонтальной составляющей магнитного поля. Из рисунка видно, что в полевых условиях полезный сигнал на частотах гармоник генератора значительно превосходит по амплитуде широкополосный шум. На рис. 1 (б) видно, что в условиях города величина поля на частотах, кратных основной частоте генератора (125 Гц), меньше, чем на гармониках, кратных промышленной частоте 50 Гц, но при этом значительно превышает уровень широкополосного шума.

Путем решения регрессионной задачи по пяти точкам в окрестности спектрального максимума, были вычислены модули, фазовые углы и погрешности определения величин H_z/H_r , H_z/H_f , $E\varphi/H_r$. Погрешность определения модуля H_z/H_r , из которого может быть вычислена величина кажущегося сопротивления полупространства, в полевых условиях не превышает 6%. В городских условиях эта погрешность возрастает до 18-20%.

На рис. 3 приведены графики модуля и фазового угла импеданса среды $E\varphi/H_r$ на различных частотах для разноса 50 м. В качестве опорного сигнала для измерения величины фазового угла использовалась величина тока в излучающем контуре.

Полученные данные позволяют говорить о том, что широкополосный прием сигнала и цифровая фильтрация полученных данных успешно выделяют полезный сигнал даже в сложной помеховой обстановке города и, сочетая достоинства многочастотного метода, обеспечивают приемлемую погрешность при определении величины кажущегося сопротивления пород в полевых условиях. Работа выполнена при поддержке молодежного проекта УРО РАН 14-5-НП-260.

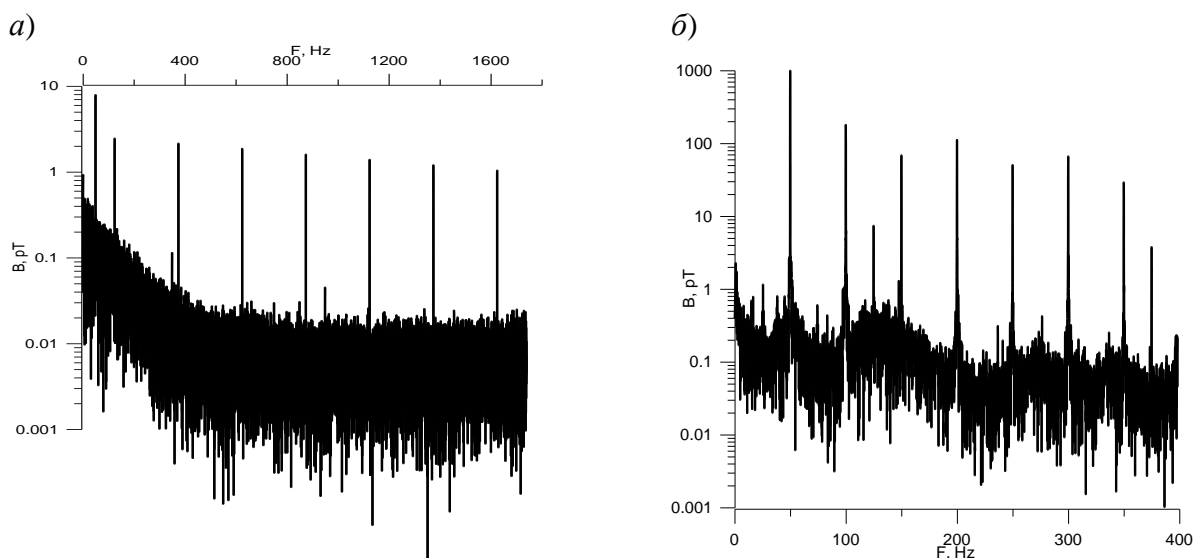


Рис. 2. Амплитудные спектры сигнала горизонтальной составляющей магнитного поля H_r

а – в полевых условиях (разнос 50 м); б – в условиях города (основная частота 125 Гц).

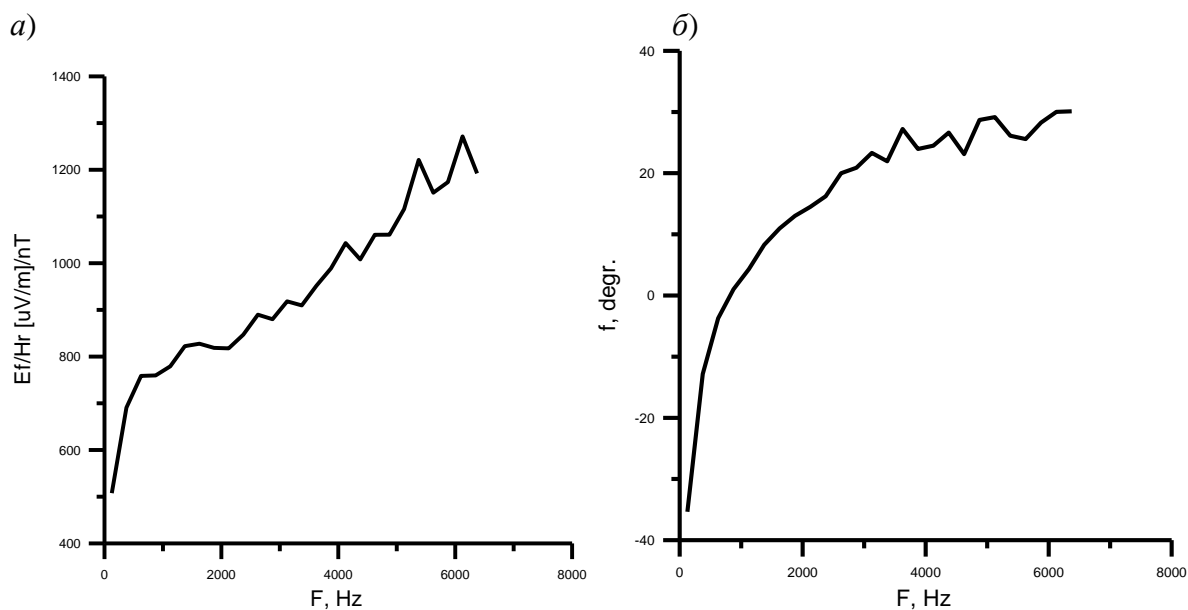


Рис. 3. Зависимость модуля (а) и фазового угла (б) электромагнитного импеданса среды от частоты

Литература

1. Титлинов В.С. Индукционное электромагнитное зондирование при поисках рудных месторождений / В. С. Титлинов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 6-10.
2. Байдилов С.В. Аппаратура для индукционных электромагнитных зондирований «МЧЗ-8» / С.В. Байдилов, А.И. Человечков // Уральский геофизический вестник, 2011. № 1. С. 4-8.

ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ПРИ МАЛОМ НАКОПЛЕНИИ СИГНАЛА

Афонин Никита Юрьевич, м.н.с.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

e-mail: afoninnikita@inbox.ru

В последнее время во всем мире все большее развитие получают сейсмические методы исследования геологической среды, основанные на пассивных наблюдениях. Это связано в основном с тем, что для их реализации отсутствует необходимость в специальных источниках сейсмического сигнала. На сегодняшний день, наряду с другими методами, основанными на анализе микросейсм, активно развивается сейсмическая интерферометрия – метод получения зондирующего сигнала из микросейсмического фона, основанный на явлении интерференции сейсмических волн [1]. Однако все подобные методы носят статистический характер, и их точность возрастает с увеличением объема обрабатываемых данных. В настоящей работе показано, что при малом накоплении сигнала, сейсмическая интерферометрия, при определенных условиях, может давать результат, мало отличающийся от результата, полученного при обработке большого объема данных.

На практике метод сейсмической интерферометрии реализуется при помощи кросс-корреляции сейсмических записей точек регистрации по линии профиля с последующим сложением полученных коррелограмм за определенный период времени. В результате получается оценка функции Грина, которая отображает реакцию геологической среды в одном из пунктов регистрации на импульс от виртуального источника, расположенного в другом пункте регистрации [1, 2]. Для изучения строения геологической среды методом сейсмической интерферометрии, на сегодняшний день во многих странах устанавливаются сети временных сейсмических станций [2, 3].

В данной работе были использованы записи четырех станций временной сети LAPNET, расположенной в северной части Фенноскандии, и любезно предоставленные нам финскими коллегами из Геофизической обсерватории Соданкюла [3]. Обработка производилась в программе Seismic-Handler (Linux), разработанной Клаусом Стэмлером (Германия). Перед расчетом кросс-корреляции была выполнена фильтрация записей в полосе частот 0,5 – 1 Гц. Это связано с тем, что в данной полосе расположен максимум спектра микросейсмического фона. Далее, для исключения влияния землетрясений, промышленных взрывов и техногенного шума были удалены участки записей, с отношением сигнал/шум больше 3. Исходные трехкомпонентные сейсмограммы записаны в системе координат ZNE, где ось Z направлена вертикально вверх, ось N – на север в горизонтальной плоскости, ось E – на восток в горизонтальной плоскости. Поэтому перед расчетом кросс-корреляции, был выполнен поворот горизонтальных осей так, чтобы оси N совпадали по направлению, а оси E были параллельны друг другу. В данном случае угол поворота равен азимуту на источник, в качестве которого принимается одна из пары станций, между которыми рассчитывается кросс-корреляция. Таким образом, осуществляется переход от координат ZNE к ZRT, где R – радиальная компонента, T – тангенциальная компонента. Оценка минимально необходимой длины кросс-корреляции, производилась согласно имеющейся скоростной модели [4]. После этих процедур была выполнена кросс-корреляция записей станций и сложение результатов за период 1 месяц.

На рис. 1 представлен результат кросс-корреляции вертикальных компонент станций DF01 и DF12. Из рис. 1 видно, что при кросс-корреляции записей длительностью в одни сутки, на коррелограмме в отрицательной временной области явно выделяется зона Френеля. Это говорит о том, что на обеих станциях регистрируются волна от одного и того же источника с разницей 13.38 с. При расстоянии между станциями 43.8 км, получаем скорость 3.27 км/с. Наличие зоны Френеля в отрицательной области кросс-корреляции говорит о том,

что первоначально выбранное направление распространения волны противоположно реальному направлению.

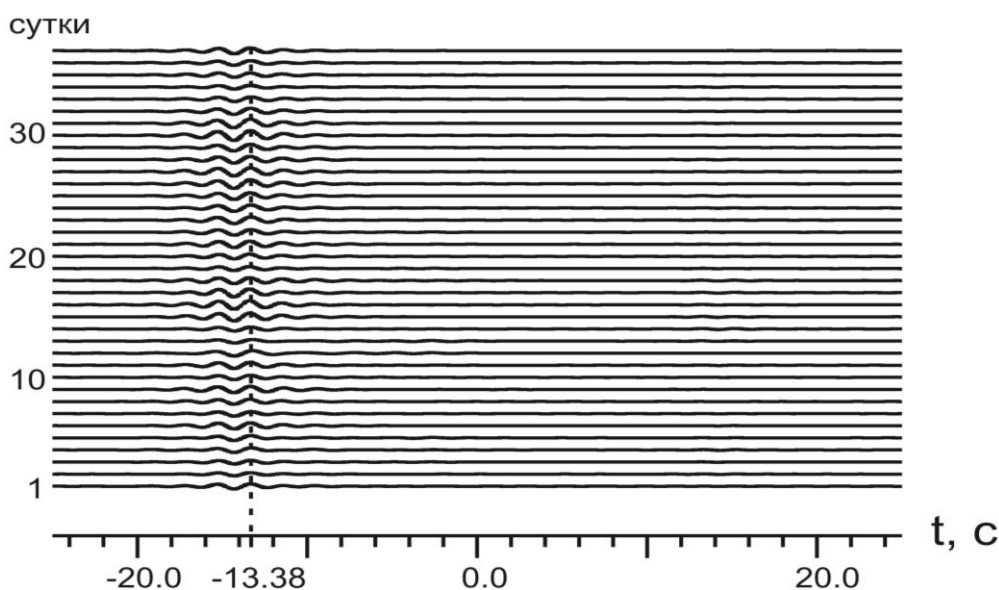


Рис. 1. Результат кросс-корреляции записей вертикальных компонент станций DF01 и DF12 за период 1 месяц

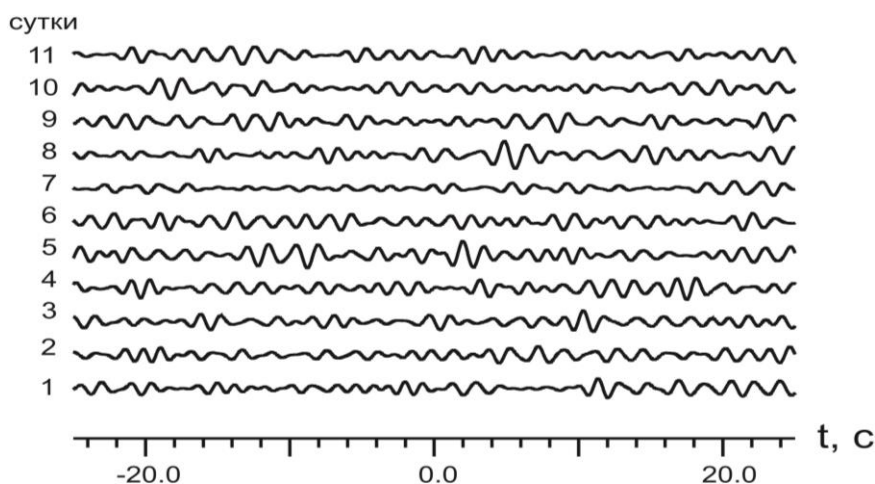


Рис. 2. Результат кросс-корреляции записей вертикальных компонент станций DF03 и DF10 за период 1 месяц

Исходя из того, что зоны Френеля возникают преимущественно при кросс-корреляции вертикальных компонент, а так-же согласно скоростной модели [4], можно сделать вывод о том, что в микросейсмическом фоне исследуемой территории преобладают волны Релея. Следует отметить, что волны обладают определенной направленностью. В пользу этого факта говорит отсутствие явных зон Френеля при кросс-корреляции записей станций DF03-DF10 (рис. 2), направление распространения волн между которыми, перпендикулярно направлению распространения волн между станциями DF01-DF12.

На рис. 3 приведено сравнение результатов кросс-корреляции записей за 1 сутки и за 1 месяц, из которого видно, что зона Френеля явно выделяется в обоих случаях и ее положение на временной оси кросс-корреляции не меняется. Таким образом, даже при относительно небольшой длине записи микросейсм можно явно выделять зоны Френеля, а, следовательно, и оценивать групповые скорости поверхностных волн. Тем не менее, отметим, что длительность накопления записей в данном методе весьма существенна и влияет на качество получаемого материала.

С помощью сейсмической интерферометрии из микросейсмического фона можно выделить не только поверхностные, но и объемные волны. В работе [4] показано, что для выделения объемных волн, необходим большой объем данных, так как в отличие от поверхностных волн, их присутствие в микросейсмическом фоне не постоянно.

Таким образом, применение сейсмической интерферометрии при малом накоплении сигнала возможно для выделения поверхностных волн и получения распределения их групповых скоростей. Важным условием при этом является отсутствие влияния техногенных источников помех и землетрясений.

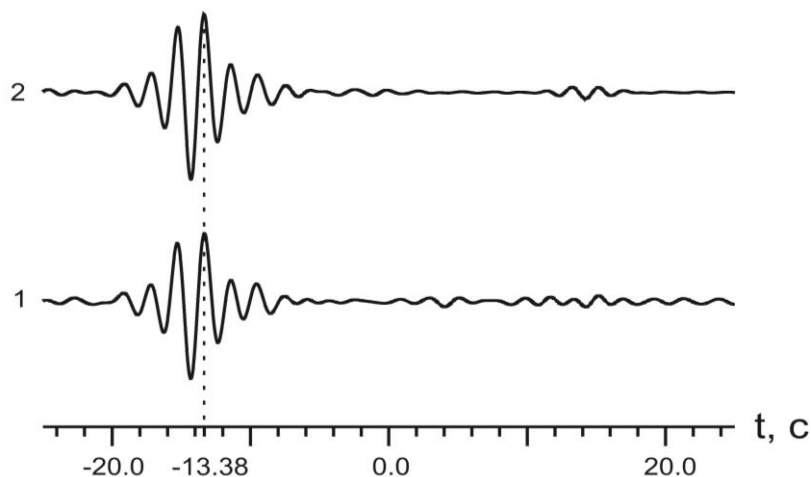


Рис. 3. Сравнение результатов кросс-корреляции: 1) Результат кросс-корреляции за 1 сутки; 2) Результат кросс-корреляции за 1 месяц.

Литература

1. Shuster G.T., Seismic interferometry - Cambridge University Press. 2009.
2. K. Wapenaar, D. Draganov, Tutorial on seismic interferometry, Geophysics, VOL. 75, NO. 5 _SEPTEMBER-OCTOBER 2010; P. 75A195–75A209, 15 FIGS. 10.1190/1.3457445
3. Kozlovskaya, E, Poutanen, M. & P. W. Group. POLENET/LAPNET- a multi-disciplinary geophysical experiment in northern fennoscandia during IPY 2007-2008, 2006, Geophysical research abstract.
4. Poli P., Pedersen H. A., Campillo M., and the POLENET/LAPNET Working, Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise, Geophysical Journal International Volume 188, Issue 2 (2012) pages 549-558.

ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ЗАКОЛОННЫХ ПЕРЕТОКОВ С ПОМОЩЬЮ ВЕКТОРНЫХ ПОСТРОЕНИЙ

*Баженова Евгения Анатольевна, инженер
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
e-mail: [Bazenova_Jena@mail.ru](mailto: Bazenova_Jena@mail.ru)
научные руководители: к.т.н. Троянов А.К.,
д.т.н. Астраханцев Ю.Г.*

Наиболее важной операцией при креплении скважин является цементация затрубного пространства обсадных колонн. Высококачественная цементация основной тампонажной колонны является главным условием герметичности скважины и ее эксплуатации. При некачественной же цементации скважин возникают заколонные перетоки флюидов, которые могут стать источником межколонных давлений. Таким образом, определение интервалов заколонных флюидопроявлений и их направление является важной задачей при контроле над разработкой месторождений углеводородов.

Для решения поставленной задачи используется метод трехкомпонентных измерений геоакустических сигналов и аппаратура, разработанная в Институте геофизики УрО РАН [1]. Метод основан на изучении характеристик геоакустических сигналов (ГАС) в диапазоне частот 100–5000 Гц, отражающей особенности процессов флюидогазодинамики в объеме геологической среды. Запись ГАС проводится по точкам. Выбор шага каротажа зависит от поставленной задачи и может изменяться от одного до 100 м. Интерпретация результатов исследований геоакустических сигналов основана на анализе величин информативных измеренных и расчетных параметров. Измеряемыми параметрами являются геоакустические сигналы, регистрируемые тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами в разных полосах частот. ГАС в разных полосах частот представляется в единицах регистрируемого ускорения мм/с^2 . По частотам измеренные параметры распределяются следующим образом: X_1 и Y_1 – сигналы с горизонтальных датчиков в диапазоне 100–500 Гц; Z_1 – сигнал с вертикального датчика в диапазоне 100–500 Гц; X_2 , Y_2 , Z_2 – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в полосе частот 500–5000 Гц; X_4 , Y_4 , Z_4 – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в полосе частот 2500–5000 Гц [2].

Геоакустические сигналы, измеряемые горизонтальными датчиками, программным способом преобразуются в горизонтальные составляющие геоакустических сигналов H , для каждого диапазона частот: H_1 , H_2 , H_4 (1):

$$H_{1-4} = \sqrt{X_{1-4}^2 + Y_{1-4}^2} \quad (1)$$

Таким образом, в скважине на заданной глубине фиксируются сигналы с трех направлений, что дает возможность для их сравнения по амплитуде в разных полосах частот.

Для обнаружения заколонных перетоков используются параметры, указывающие на движение флюидов в заколонном пространстве – H_1 – H_4 , Z_1 – Z_4 , G_1 – G_4 , M_1 – M_4 , где G_{1-4} (2) – отношение сигналов с вертикального датчика к сигналам с горизонтальных, M_{1-4} (3) – отношение сигналов с двух горизонтальных датчиков в соответствующих диапазонах частот:

$$G_{1-4} = \frac{Z_{1-4}}{H_{1-4}}, \quad (2) \quad M_{1-4} = \frac{X_{1-4}}{Y_{1-4}} \quad (3).$$

Вертикальное движение флюида идет с разной скоростью фильтрации и это отражается в изменениях амплитудных значений параметров Z и G .

Если параметр G превышает значение 0,8, то это указывает на присутствие вертикального перетока флюида. Обнаруженный вертикальный переток оценивается на качественном уровне, путем деления его на слабый, умеренный или интенсивный.

Результаты каротажа представляются в виде диаграмм измеренных и расчетных параметров геоакустических сигналов. Для наиболее наглядного представления результатов каротажа при определении интервалов заколонных перетоков флюидов, по просьбе автора, в Институте геофизики УрО РАН Сарвартиновым А. И. (старший инженер лаборатории электрометрии) была разработана программа «Вектора» (рис. 1). Для построения векторов

рассчитывается угол отклонения от горизонтали (откладывается против часовой стрелки) – α (4), и длина вектора L (5):

$$\alpha = \arctan \frac{Z_{1-4}}{H_{1-4}} \quad (4),$$

$$L = \sqrt{H_{1-4}^2 + Z_{1-4}^2} \quad (5).$$

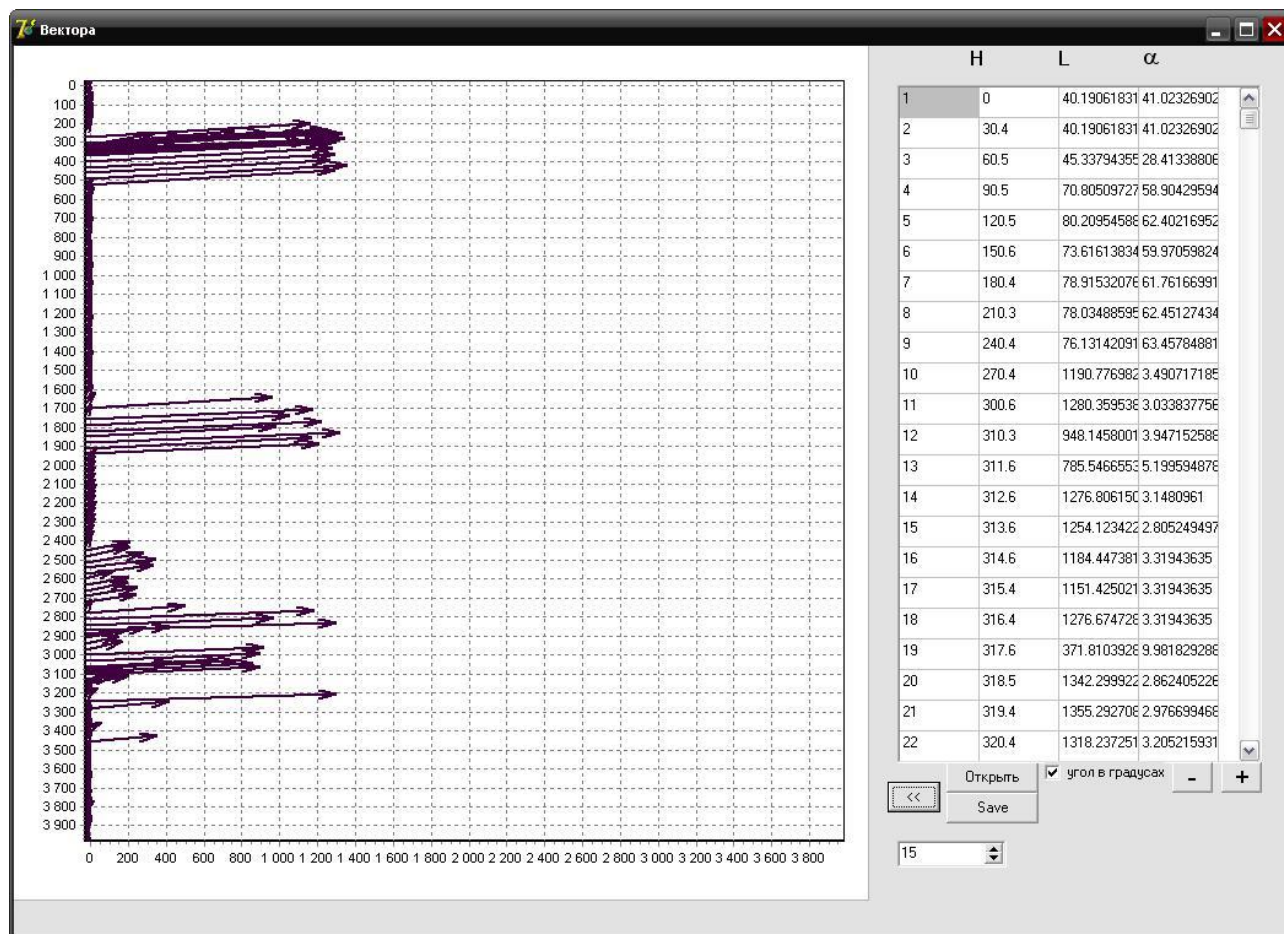


Рис. 1. Рабочее окно программы «Вектора»

H – глубина, L – длина вектора, α – угол отклонения от горизонтали

Построение векторов позволяет наглядно определить направление движения флюида по заколонному пространству. Если угол не превышает 30-40°, то движение флюида, преимущественно, субгоризонтальное. Угол отклонения вектора выше 50-60° свидетельствует о субвертикальном или вертикальном движении флюида. При значениях угла в пределах 40-50° невозможно уверенно определить направление движения флюида.

Так, например, в одной из скважин Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ) трехкомпонентные измерения геоакустических сигналов проводились с целью определения интервалов заколонных движений флюидов и возможных техногенных залежей, оценки степени герметичности подземного оборудования и т.д.

Анализ полученных данных показал следующее. По горизонтальным параметрам выделяются аномалии высокой и средней интенсивности в трех интервалах: 200-600, 1600-2000 и 2400-3600 м. Так как в данных интервалах нет перфорационных отверстий, то эти аномалии, скорее всего, связаны с накоплениями флюида (газожидкостная смесь) в межколонном пространстве (рис. 2).

По вертикальным параметрам (см. рис. 2) аномалии высокой и средней интенсивности отмечаются, преимущественно, в призабойной части скважины, где находится зона перфорации. По геологическим данным это интервал сакмаро-артинских и филипповских отложений, дающий начало потоку флюида (минерализованная вода + газожидкостная смесь). Увеличение тренда параметра Z от забоя к устью скважины свидетельствует о

продвижении газожидкостной смеси по микродефектам подземного оборудования снизу вверх по заклонному пространству скважины, местами скапливаясь и образуя техногенные залежи, что подтверждают аномалии горизонтальных параметров и векторные построения.

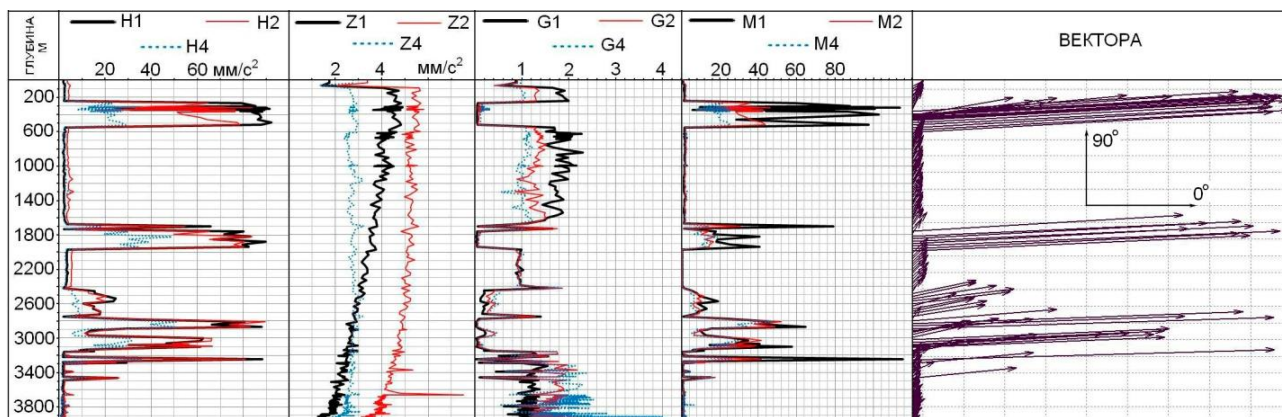


Рис. 2. Стандартный комплекс расчетных и измеренных параметров трехкомпонентных геоакустических измерений с использованием векторных построений на выявление заклонного перетока (по материалам ООО ПКФ «Недра-С»)

Таким образом, использование стандартного набора измеренных и расчетных параметров трехкомпонентных измерений геоакустических сигналов, в комплексе с векторным построением полученных результатов дает наиболее полную картину происходящих движений флюидов в скважине.

Материалы были получены автором при совместной работе с фирмой **ООО ПКФ «Недра-С»**.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума УрО РАН (проект 14-5-НП-214).

Литература

1. Астраханцев Ю.Г., Троянов А.К. Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине. Патент РФ № 2123711. Опубликовано в Бюл, 1988. № 35.
2. Белоглазова Н.А., Троянов А.К. Оптимизация комплекса информативных параметров геоакустических шумов при решении задач в нефтегазовых скважинах. // Материалы XIII сессии Российского акустического общества. М., 2003. С. 57-60.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ «МОЛНИЕБОЙНОГО ХРЕБТИКА»

*Бакиянов А.И., лаборант кафедры физики и МПФ
Горно-Алтайский государственный университет
e-mail: absh_04@list.ru
научный руководитель: Гвоздарев А.Ю.*

Введение

В июле 1977 г. А. Н. Дмитриевым (с 1986 г. д.г.-м.н.) на землях с. Верх-Уймон Усть-Коксинского района Республики Алтай наблюдалось воздымание достаточно крупного природного самосветящегося образования (ПСО), около 8 м диаметром, вышедшего из одной из фиксированных теодолитом вершинок после грозы, и его последующая релаксация [1]. С тех пор Молниебойный хребтик (иногда местные жители также называют его Горелым) исследуется специалистами самых разных направлений.

Проведенные в 80-х годах 20-го века геофизические измерения (магнитометрическая и радиометрическая съемка, замеры кажущегося сопротивления и потенциала естественного электрического поля и др.) позволили выявить площадь и конфигурацию «микрогеофизического объекта». В частности, были зафиксированы высокоградиентные аномалии магнитного и электрического полей, повышенный радиационный фон приземной атмосферы γ - и β - активности на уровнях от 0 до 2 м по высоте. Впервые применив объёмную магнитометрическую съемку (съемка в горизонтальной и вертикальной плоскостях), геофизикам удалось зарегистрировать необычное распределение магнитного поля, когда его максимумы и минимумы находились на некоторой высоте над земной поверхностью [3, 4]. Данный факт интерпретировался как наличие в данной зоне вакуумного домена [3, 5], однако в [5] отмечалась сложность в интерпретации распределения магнитного поля полем вакуумного домена.

Необходимо заметить, что исследуемый участок входит в состав геоактивной тектонической зоны Башцелак-Теректинской и Катунской хребтовой динамопары [6]. Сгущение разломной сети на данной территории и широкое развитие метаморфических пород (с признаками стресс-метаморфизма), а также непрерывная активность глубинных разломов, заверяемая регистрацией водорода, гелия, атомарной ртути по плоскостям разломов [7] также подтверждают геоактивность данного участка. В области повышенной трещиноватости в почве были отмечены изменения локального характера концентраций отдельных химических элементов и радиоактивных изотопов [8, 9].

Кроме того была отмечена реакция биоты на геофизическую аномальность данного участка: а) различная скорость прорастания семян в зонах максимума-минимума аномалий и вне их [11]; б) изменение биохимического и физиолого-биохимического состава тканей синей жимолости, (в частности, вкусовых качеств) содержания флавоноидов, увеличение количества тератных форм [8, 9].

Особенности распределения магнитного поля на Молниебойном хребтике

С целью изучения геолого-геофизического строения данной структуры была проведена магнитная съемка вдоль гребня хребтика при помощи высокоточного магнитометра ММРОС-1 (принцип работы которого основан на эффекте Оверхаузера, абсолютная точность 0,2 нТл) в режиме GPS. При данном виде магнитной съемки магнитометрист свободно перемещается по профилю, а данные о значении магнитного поля, координатах, времени и др. пишутся в память прибора. Магнитометрист также делает контрольные записи в экспедиционный журнал.

Магнитные измерения, проведенные вдоль гребня (рис. 1) подтверждают наличие «полосчатой» структуры, обусловленной, по всей видимости, чередованием зон роговиков с высоким содержанием магнетита (на контактах с гранитами) и практически немагнитных сланцев. Пласт с наибольшей намагниченностью и мощностью даёт аномалию магнитного

полюс 2,5 мкТл. Диапазон значений координаты на рисунке соответствует (2300-2800 м).

Исходя из формулы: $B = \mu_0(H+J) = B_0 + \mu_0 J$;

намагниченность пласта оценивается величиной 2 А/м. Магнитная восприимчивость:

$$\chi = \frac{\mu_0 J}{B_0} = 0.04$$

оценка концентрация ферромагнитных материалов (С) произведена по формуле [12]

$$\chi = 1.3 \cdot 10^{-2} \cdot C_{\text{ФМ}}$$

и составляет 3%. Отметим, что именно в этой области наблюдалась область релаксации ПСО.

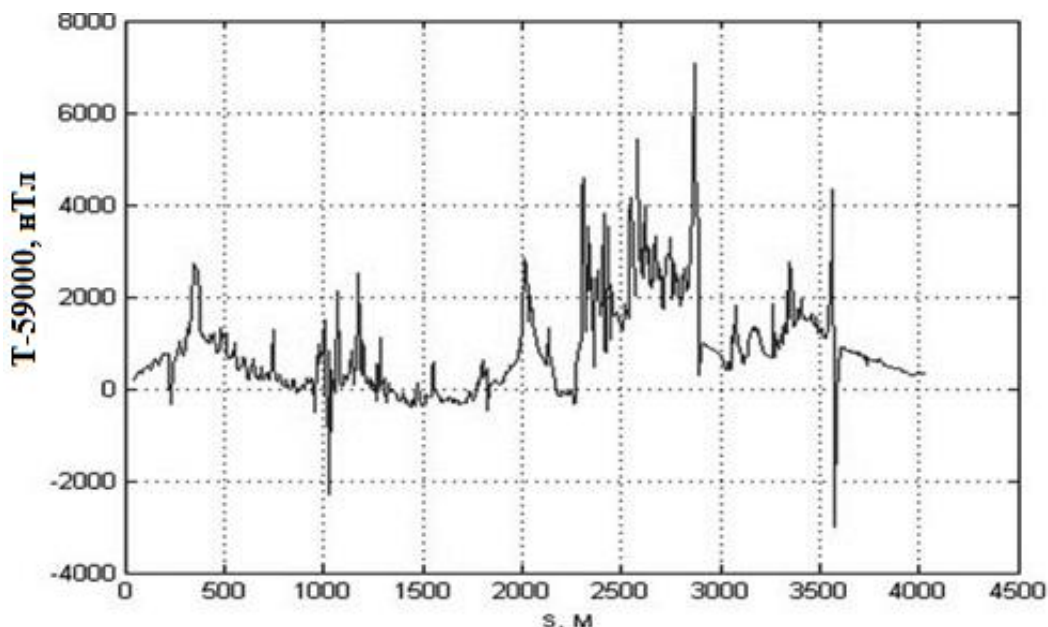


Рис. 1. Индукция магнитного поля вдоль гребня Молниебойного хребтика

Сравнение с результатами [1] (в измерениях 1989 г. использовалась шагомерная съемка для определения расстояния) показывает, что в целом картина схожа, но за счет более частой сетки опроса при съемке удалось выявить множество новых магнитных аномалий различной амплитуды.

Площадная съёмка магнитного поля, проведенная на месте релаксации ПСО в 1989 г. позволила обнаружить как положительные, так и отрицательные магнитные аномалии [1]. Нами была проведена более детальная магнитная съемка для определения распределения магнитного поля в данной области (рис. 2). Данная съемка проводилась около 10 раз во время экспедиций 2009-2013 гг. по заранее разбитой сетке, сориентированной вдоль сторон света. Положение угловых (поворотных) точек фиксировалось деревянными кольшками, забитыми в землю. Таким образом, за эти годы положение сетки не изменилось. Съемка проводилась на прямоугольном участке 30x10 м с шагом в 1 м на высоте 1.8 м над землей. Погрешность при разбивке сетки не более 10 см. Датчик прибора находился на немагнитной трубе (идущей в комплекте с магнитометром) вертикальность которой регулировалась отвесом. Погрешность в установлении датчика в нужную точку не более 5 см.

Анализ повторных измерений на площадке показал, что для центральной аномалии (координата минимума (-7,-27) на рис. 2) наблюдаются перемещения силовых линий на расстояния около метра, что значительно превышает погрешность съемки.

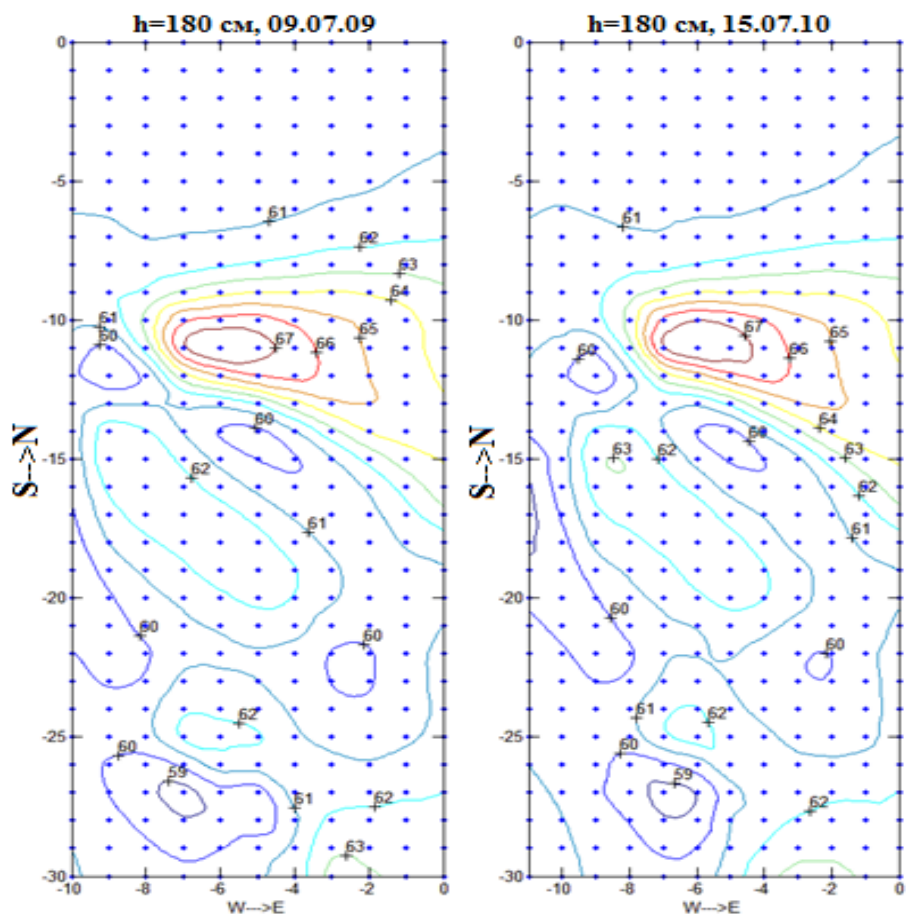


Рис. 2. Общая схема распределения магнитного поля на участке

Особенности магнитных вариаций на Молниебойном хребтике

В 1989 г. геофизикам удалось зарегистрировать высокоамплитудные вариации геомагнитного поля (рис. 3) [1]. Из графика видно, что амплитуда вариаций превышает сотню нТл, а в точке 4 более тысячи нТл.

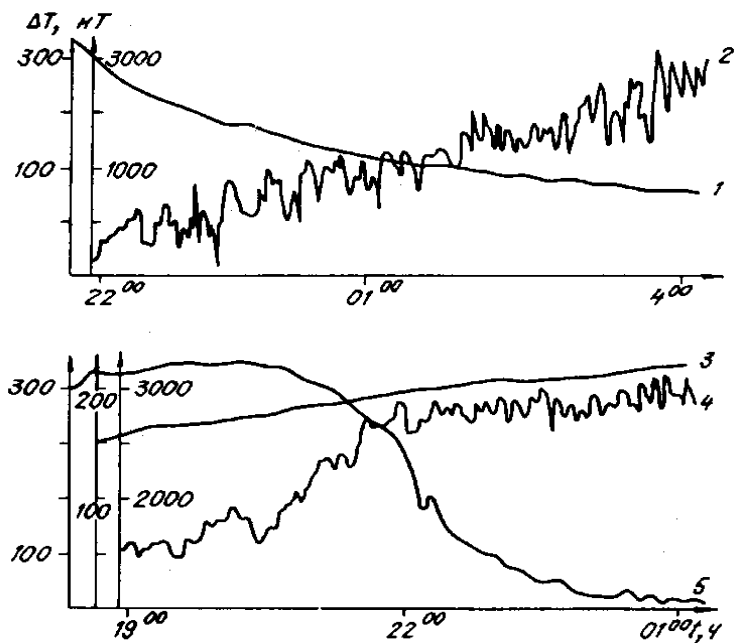


Рис. 3. Вариации геомагнитного поля на Молниебойном хребтике 13.08.88 [1]

Нами также была проведена запись вариаций геомагнитного поля в различных точках данного участка (пример показан на рис.4), однако, их амплитуда не превысила и десятка нТл, что, возможно, связано с особенностью прибора – невозможностью измерений на высоте менее 1.5 м над землей из-за возрастающего значения qms (показатель погрешности прибора).

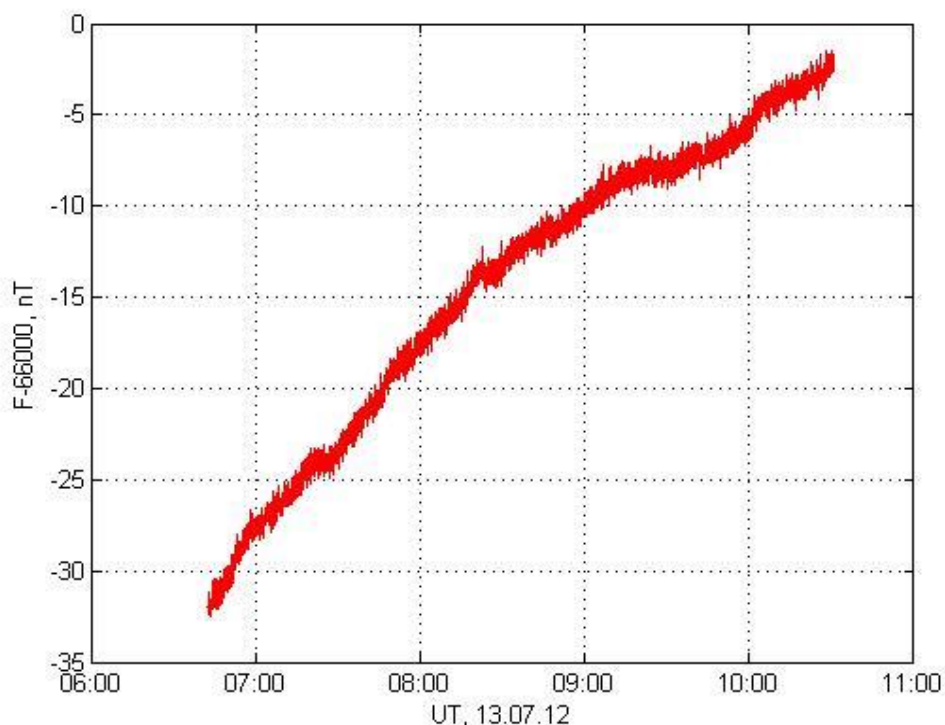


Рис. 4. Вариация полного вектора геомагнитного поля на объекте

Однако, при сравнении плана изолиний полученных при серии съемок (более детальном рассмотрении рис. 2, см. рис. 5, где увеличена нижняя часть) отчетливо видно перемещение изолинии (например, 61 мкТл) на расстояние порядка метра. Таким образом, вариации порядка тысячи нТл нам удалось зарегистрировать, однако при измерениях 1989 г. они были получены за несколько часов, а у нас за месяцы и годы.

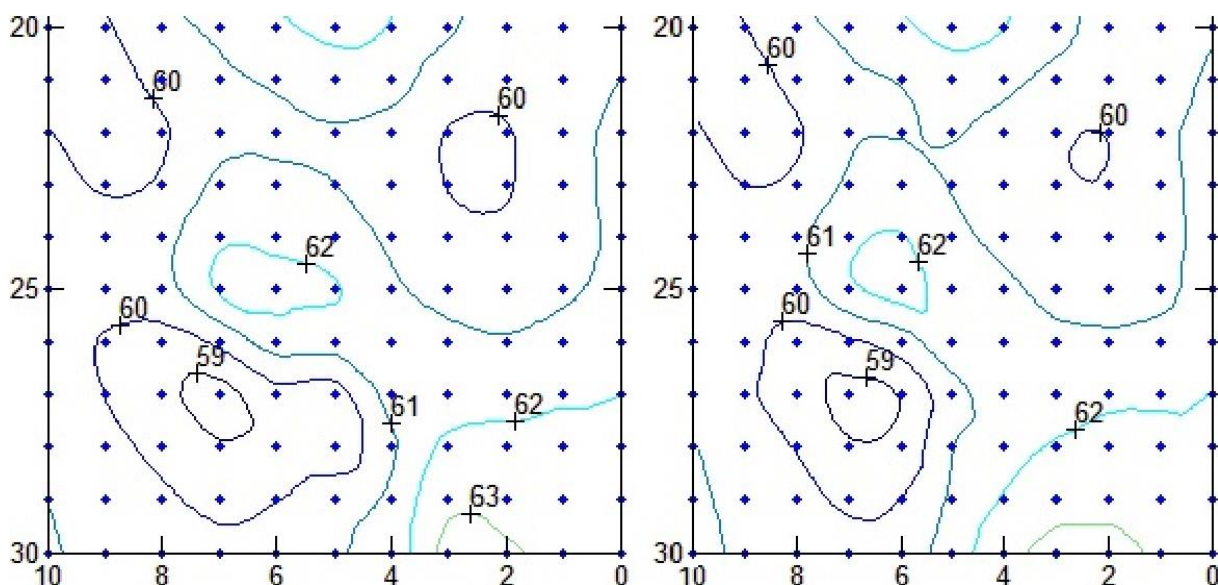


Рис. 5. Сравнение плана изолиний напряженности магнитного поля, съемка 9 июля 2009 г. (слева) и 15 июля 2010 г. (справа)

В работе [12] описывается влияние человека, находящегося в области аномалии (объекты Молниебойный хребтик, Макарьевское пятно), на магнитное поле. В 2010 г. данный эффект был получен нами на территории Башадарских курганов [9], в 2012 г. эффект был получен повторно с другим оператором на Молниебойном хребтике (рис. 7). Датчик магнитометра POS-1 был установлен в аномалии в области максимума магнитного поля (при этом прибор устойчиво работал, несмотря на несколько повышенную погрешность единичного замера – до 300 нТл), оператор подходил к нему, подносил руки, при этом показания прибора не менялись. После психологической настройки наблюдались изменения показаний магнитометра, хотя положение датчика прибора при этом не изменялось (см. рис. 6). Вне аномалий данный результат не был получен ни разу.

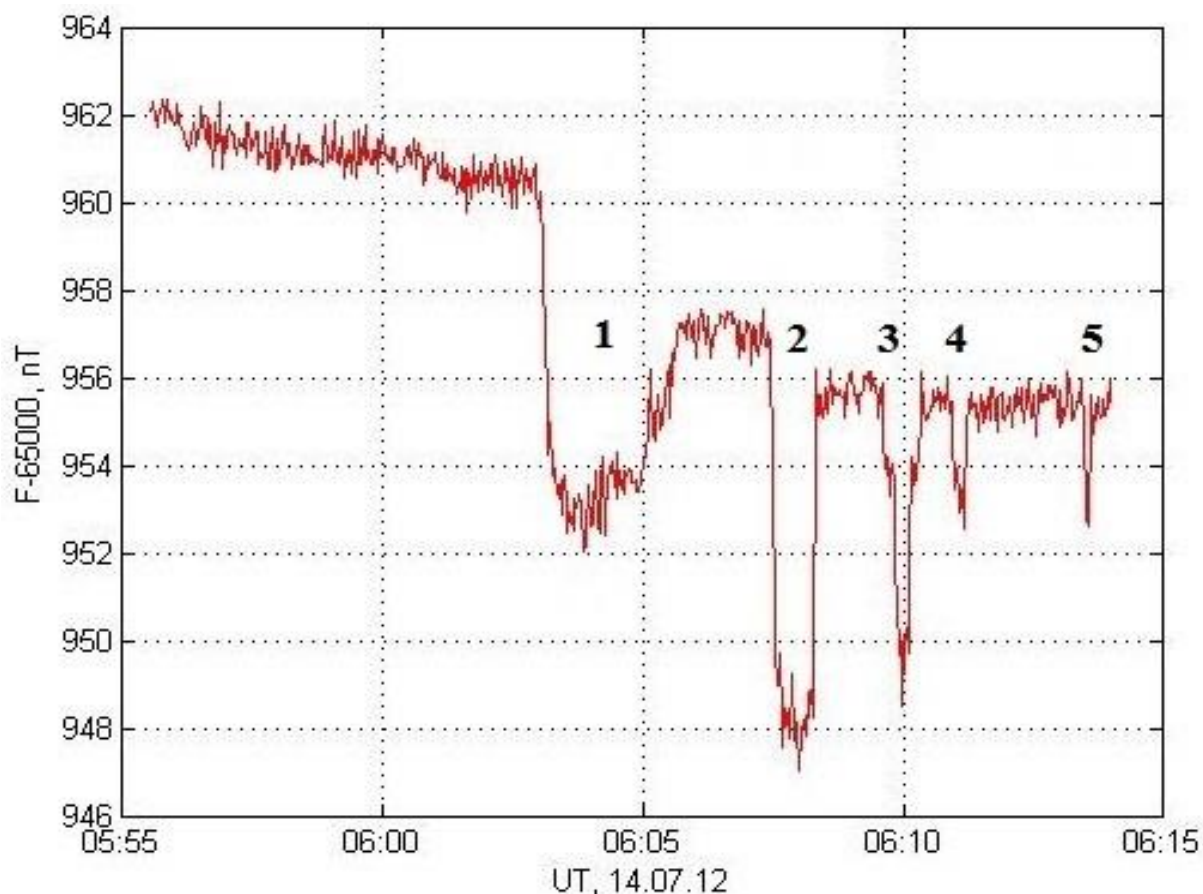


Рис. 6. Изменение показаний магнитометра при нахождении человека в области аномалии. По данным ЦМВС, установленной на станции Байгазан (оз. Телецкое) в данное время вариации компонент магнитного поля не превышали 0,4 нТл

Выводы

Таким образом, магнитометрические работы, проведенные в течение 2009-2013 гг. подтвердили наличие магнитных аномалий и вариаций на Молниебойном хребтике, позволили представить (указать на местности) площадки для отбора проб биологам. Была установлена пространственная непостоянность распределения магнитного поля, а также повторно проведен эксперимент по влиянию человека, находящегося в зоне магнитной аномалии на магнитное поле. Планируется и дальнейшее геофизическое изучение «Молниебойного хребтика».

Литература

1. Необычные явления в природе и неоднородный физический вакуум. Серия «Проблемы неоднородного физического вакуума» [Текст] / А.Н. Дмитриев, В.Л. Дятлов, А.Ю. Гвоздарев. Новосибирск, Горно-Алтайск, Бийск: БГПУ им. В. М. Шукшина, 2005. С.42.
2. Грозы и лесные пожары от гроз на территории Республики Алтай: монография / Дмитриев А.Н., Кречетова С.Ю., Кочеева Н.А. Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2011. С. 118-124.
3. Дмитриев А.Н., Дятлов В.Л., Гвоздарев А.Ю., Шитов А.В. Обнаружение аномального микрогеофизического объекта на территории Горного Алтая // Мир науки, культуры, образования. Вып. 1. Горно-Алтайск, Бийск, 2004. С. 63-66.
4. Плазмообразование в энергоактивных зонах / Дмитриев А.Н., Похолков Ю.П., Протасевич Е.Т., Скавинский В.П. Новосибирск: СО РАН, ОИГГиМ, 1992. 212 с.
5. Дмитриев, А.Н. Молниебойный хребтик как геолого-геофизическая структура вертикального энергоперетока / А.Н. Дмитриев, А.Ю. Гвоздарев // Становление и развитие научных исследований в высшей школе: Сборник трудов Международной науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения проф. А.А. Воробьева (14-16 сентября 2009 г., Томск), Томск, изд-во ТПУ, 2009. С.314-320.
6. Электромагнитные признаки активизации глубинных разломов / А.Н. Дмитриев, М.М. Буслов // Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. С.82-89.
7. Дмитриев А. Н., Новиков Г.Н., Скавинский В.П. Локальные геофизико-геохимические исследования тектонофизических районов Горного Алтая Новосибирск, 1989. 40 с. (Препр. №20 / ИГиГ СОАН СССР).
8. Боярских И.Г., Сысо А.И., Худяев С.А., Колотухин С.П., Бакиянов А.И., Шитов А.В., Васильев В.Г., Чанкина О.В. Реакция растений на изменения геофизических и почвенно-геохимических показателей среды в локальных геоактивных зонах Горного Алтая. Система «Планета Земля» Русский путь: Рублев-Ломоносов-Гагарин. М.:ЛЕНАНД, 2011. С. 262-281.
9. И.Г. Боярских, А.И. Сысо, С.А. Худяев, А.И. Бакиянов, С.П. Колотухин, В.Г. Васильев, О.В. Чанкина. Особенности элементного и биохимического состава *Lonicera caerulea* L. в локальной геологически активной зоне Катунского хребта (Горный Алтай). Геофизические процессы и биосфера. Издательство Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (Москва) Т. 11, № 3. С. 70-84.
10. А. Н. Дмитриев и др. Комплексное научное изучение территории Башадарских курганов 2004-2011 гг.: препринт ГАГУ, Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2013. № 1. 120 с.
11. Ладынин А.В. Петрофизика: Лекции для студентов геологических специальностей. Новосибирск, Новосиб. гос. ун-т, 2002. 120 с.
12. Дмитриев А.Н., Шитов А.В., Гвоздарев А.Ю. О взаимодействии человека и физических полей аномальных геологических микрообъектов // Журнал проблем эволюции открытых систем. Т.2. Вып.8. Алматы, 2006. С. 91-109.

РАСЧЁТ СУТОЧНОЙ ВАРИАЦИИ И ИНДЕКСОВ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ НА МАГНИТНОЙ СТАНЦИИ «БАЙГАЗАН» ПО ДАННЫМ 2011 г.

*Бакчабаев Андрей Маратович, лаборант, аспирант
Горно-Алтайский государственный университет
e-mail: bakchabaev@rambler.ru
научный руководитель: Гвоздарев Алексей Юрьевич*

Введение

В международной практике принято оценивать геомагнитную возмущённость по индексам геомагнитной активности. К-индекс оценивается по отклонению D-, H- компонент от кривых суточной вариации за трёхчасовой период, и величине этого отклонения в зависимости от геомагнитной широты магнитной станции (обсерватории) ставится в соответствие определённое значение индекса [1, с.40-43]. Например, для широты 36-57° таблица соответствия приведена ниже.

Таблица 1

К	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
нТл	0-5	5-10	10-20	20-40	40-70	70-120	120-200	200-330	330-550	500 >

Невозмущённым условиям соответствуют значения $K=0-3$, слабозвозмущённым $K=4$, магнитной бурей считается возмущение при $K=5$ и выше. Для расчёта К-индекса необходимо знать спокойную суточную вариацию для станции, которая рассчитывается для каждого месяца по 5 самым магнитоспокойным дням. Рассчитывается среднее значение для каждого часа местного солнечного времени [2, с.333-335]. На магнитной станции «Байгазан» ведутся магнитные измерения с декабря 2009 г., однако оценок индексом геомагнитной возмущённости и расчётов суточной вариации для неё ещё не проводилось. Цель этой статьи – восполнить это пробел.

Методика расчётов

Для определения магнитоспокойных дней были использованы значения К-индекса, загруженные с сайта <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>. Программа, написанная в пакете MATLAB, загружала данные со станции «Байгазан» за 2011 г. и значения к-индекса. Чтобы найти магнитоспокойные дни, вычислялась сумма значений К-индекса за один день (сами значения представлены для каждого 3 часового интервала, за сутки получается 8 значений), далее производилась сортировка, в результате выбирались 5 дней с наименьшими суммами. По этим дням программа высчитывала значения компонент и сохраняла их в память.

Брались минутные данные за день, они сглаживались в двухчасовом окне робастным методом Льюиса при помощи оператора MATLAB `smooth(Xbk5,120,'rloess')`, чтобы убрать нежелательные скачки поля, вызываемые, как правило, бухтообразными возмущениями. Следующим шагом находили среднее значение за 1 минуту за каждый день, а сами данные на станции записывается каждую секунду. Такие усреднения проводились за каждый магнитоспокойный день. В результате получалось 5 массивов поминутных данных за каждый день, который потом усреднялся за каждую минуту каждого дня. По полученным данным был построен следующий график. И так за каждый месяц.

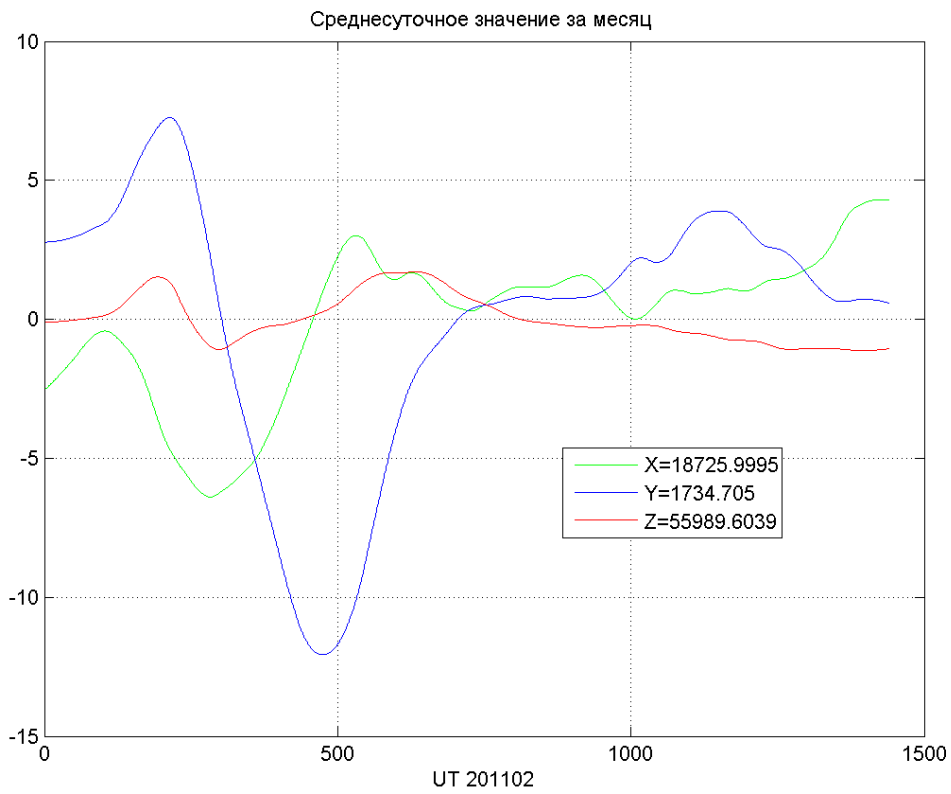


Рис. 1. Суточная вариация за февраль
(как видно амплитуда не очень большая поэтому хорошо видны скачки)

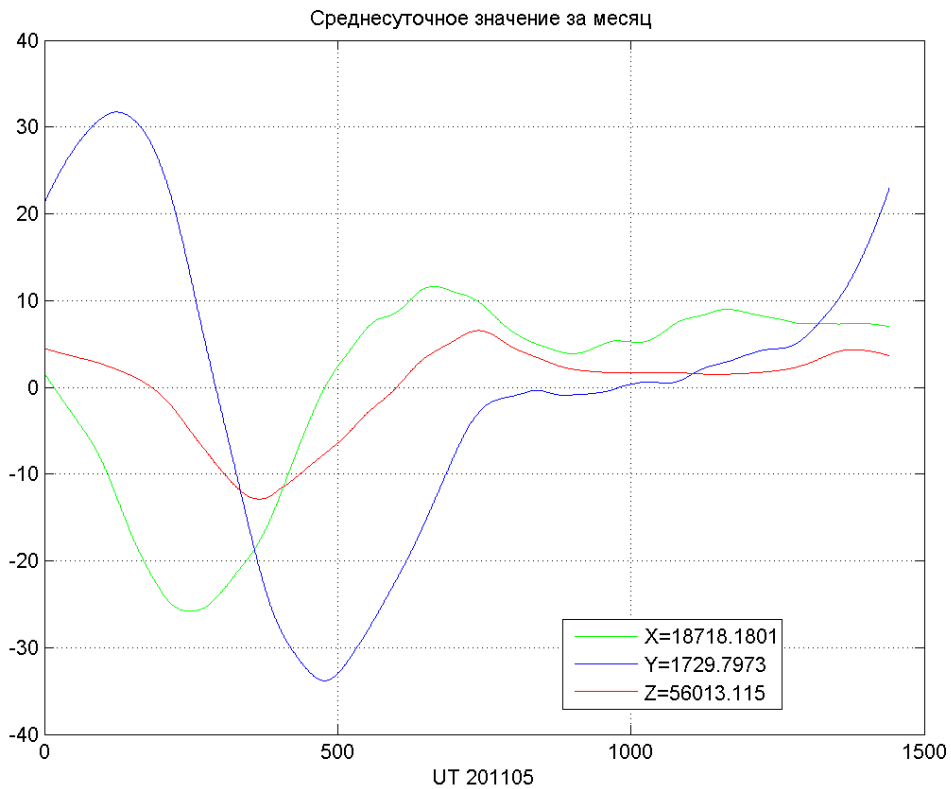


Рис. 2. суточная вариация за май
(амплитуда вариации почти 2 раза больше, поэтому скачки не так уж заметны)

Зная суточную вариацию для каждого месяца можно посчитать значения К индекса как отклонение от суточной вариации. Для этого данные со станции усреднялись поминутно. Потом находилось разность между суточной вариацией и данными от станции. Полученные разности группировались по 3-х часовым интервалам. Где находилось их разность между минимальным и максимальным отклонениям. Далее программа по таблице 1. находила какому индексу соответствует значения отклонения. Для проверки полученных значений был построен график сравнения между полученными данными на станции «Байгазан» и данными с сайта <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/> за февраль (Рис. 1).



Рис. 3. График сравнения между полученными данными на станции «Байгазан» и данными с сайта <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/> за февраль

Литература

1. Заболотная Н.А. Индексы геомагнитной активности: Справочное пособие. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 88 с.
2. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир, 1986. 528 с.

ОБЕСПЕЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ СООРУЖЕНИЙ МЕТОДАМИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СПЕКТРОВ РЕАКЦИИ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТА

Бауэр Андрей Антонович, магистр

Сибирский федеральный университет, Политехнический институт, Красноярск

e-mail: andreyka.bauer@mail.ru

Землетрясение самое разрушительное природное явление. Несмотря на современный технический потенциал, человечество так и научилось точно предсказывать этот процесс, уносящий сотни тысяч человеческих жизней.

На сегодняшний день наиболее эффективной мерой защиты от землетрясения является учет в конструкциях нагрузок, которыми подвергнется здание в результате сейсмического воздействия. Данные нагрузки возникают при определенной внешней частоте колебания здания в результате сейсмического воздействия.

Для снижения риска разрушения зданий и сооружений проводят антисейсмические мероприятия, направленные на усиление несущих конструкций. Эффективной мерой защиты от разрушения является учет на стадии проектных расчетов резонансных явлений сооружения в результате продолжительного колебательного воздействия. Информация о возможных резонансных частотах содержится в спектрах реакции.

Спектры реакций (ответов) одна из наиболее важных, полезных и широко используемых концепций в теории и практике расчётов сооружений на сейсмостойкость. Предложенная более 80-ти лет назад, в настоящее время эта концепция используется практически во всех зарубежных нормативных документах и руководствах по расчёту сооружений на сейсмостойкость.

Спектр реакции колебаний грунта показывает частоты, на которых возникает резонанс, т.е. совпадение собственной частоты колебания здания с внешней частотой колебания грунта. Если собственная частота колебания совпадет с внешней частотой, возникает дополнительная нагрузка на различные элементы конструкции здания и возможно разрушение здания.

Среди различных геофизических методов исследования, получение и оценка спектров реакции колебаний грунта является одним из важнейших источников о частотном составе колебаний.

Одним из методов расчета реакции зданий и сооружений на сейсмическое воздействие является стохастический метод, разработанный американским ученым Д.М. Буром. Результатом расчета является составление расчетных спектров реакции колебаний грунта, содержащих резонансные частоты грунта по отношению к зданию или сооружению.

Спектр реакции колебаний грунта – это реакция набора осцилляторов на сейсмическое воздействие, заданное акселерограммой. В нем заключается физика процесса землетрясения и распространения сейсмических волн.

В стохастическом методе полный спектр реакций колебания грунта $Y(M_0, R, f)$ разбивается на составляющие землетрясения – очаг (E), трасса (P), локальные эффекты (G), следующим образом:

$$Y(M_0, R, f) = E(M_0, f) P(R, f) G(f),$$

где M_0 – сейсмический момент, f – частота колебаний, R – расстояние до поверхности.

Очаг (E) в данном методе представляется следующим образом:

$$E(M_0, f) = C M_0 \times S(M_0, f),$$

где C – постоянная величина, $S(M_0, f)$ – очаговый спектр по смещениям, имеющий вид:

$$S(M_0, f) = S_a(M_0, f) \times S_b(M_0, f).$$

Постоянная величина C имеет вид:

$$C = R_{\Theta_\phi} \times \frac{VF}{4\pi \rho_s \beta_s R_0},$$

где R_{Θ_r} – диаграмма направленности излучения из очага в виде поперечной волны, определяющей интенсивность горизонтальных компонент колебаний на поверхности; F – коэффициент для учета эффекта свободной поверхности.

Упрощенный эффект трассы (P) вычисляется посредством умножения геометрического расхождения на функции Q :

$$P(R, f) = Z(R) \cdot e^{\frac{-\pi f R}{Q(f)C_Q}},$$

где C_Q – сейсмическая скорость, а функция геометрического расхождения $Z(R)$ задается кусочно-непрерывной серией прямых линий.

За R обычно принимается самое близкое расстояние до разломной плоскости, а не расстояние до гипоцентра. R вычисляется по формуле:

$$R = \sqrt{D^2 + h^2},$$

где D – ближайшее расстояние до вертикальной проекции разломной плоскости на поверхность земли, а h взято из эмпирических результатов. Продолжительность колебания грунта является суммой длительности в очаге, которая обратно пропорциональна угловой частоте и длительности зависимой от расстояния.

Локальные эффекты (G) не зависят от расстояния от очага, поэтому их удобно разделять на эффекты усиления $A(f)$ и затухания $D(f)$:

$$G(f) = A(f) \times D(f).$$

Функция усиления $A(f)$ соответствует очагу, если не принять во внимание изменение амплитуды из-за распространения волны, отдельно от геометрического расхождения. Функция ослабления $D(f)$ используется для моделирования потери энергии при распространении сейсмических волн через грунтовую толщу.

Процесс получения спектров реакции колебаний грунта производился в три этапа.

На первом этапе, в результате инженерно-геофизических работ, производится сбор данных для исследуемой площадки. Затем производилась камеральная обработка полученного материала. Результатом камеральной обработки являются значения скоростей продольных и поперечных волн в исследуемой грунтовой толще. Другие необходимые, в ходе численного моделирования, данные получены в результате проведения скважинных геофизических работ.

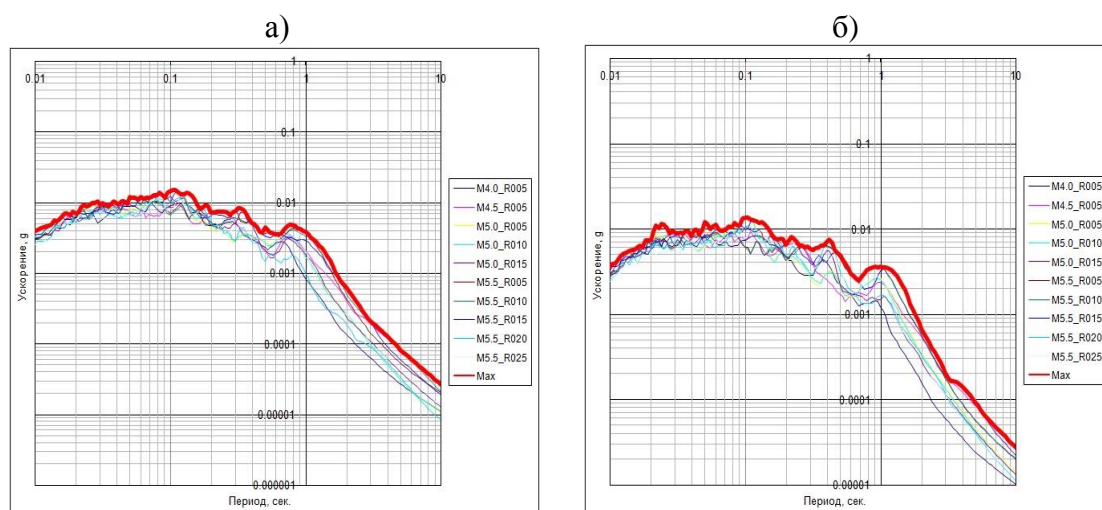
Вторым этапом является моделирование спектров реакции колебаний грунта на основе данных, полученных в ходе проведения полевых работ.

Для проведения расчета необходимо произвести построение модели грунтового разреза исследуемой площадки. Грунтовой разрез описывается как совокупность перечисляемых и нумеруемых сверху вниз слоев, включая полупространство, каждый из которых имеет свои механические параметры (плотность, скорость поперечной сейсмической волны в грунтовом слое).

После создания грунтового разреза производится численное моделирование спектров реакции путем прохождения сейсмического сигнала (акселерограммы) через модель грунтовой среды.

На третьем этапе произведена визуализация рассчитанных спектров реакции в логарифмической шкале.

Ниже представлены рассчитанные спектры реакции, для исследуемого геобъекта. На площадке было выявлено области с различным составом инженерно-геологических элементов, слагающих грунтовую толщу. Для каждой площадки было произведено численное моделирование спектров.



**Рис. 1. Графики осредненных спектров для модели №1 (а), модели №2 (б)
Красная жирная линия – максимальные значения;
Справа на рисунках указаны магнитуда и эпицентральное расстояние.**

Спектральный анализ колебаний грунта выявил следующее: для различных видов грунтов наблюдаются близкие значения максимальных частот и периодов. Это объясняется тем, что маломощные источники на участках, сложенных различными видами грунтов, возбуждают колебания в области, одинаковой по глубине. Кроме того, высокочастотные составляющие сейсмического сигнала быстро затухают и в точку наблюдения приходят упругие волны, с близкими по значениям максимальными периодами.

Статистический анализ фактического материала, полученного на исследуемой площадке, сложенной грунтами различного вида, позволил установить зависимость периода (частоты) от скорости распространения поперечных волн. Значения скоростей поперечных волн при этом непосредственно характеризуют физико-механические свойства исследуемых грунтов.

При относительно рыхлых грунтах составляющие подстилающую поверхность периоды колебаний увеличиваются. Это объясняется тем, что с удалением от источника на сейсмограммах в области первых вступлений выходят преломленные сейсмические волны, частотно-модулированные нижележащими слоями. Каждый вид грунта характеризуется определенной областью значений.

Спектральный состав возбуждаемых колебаний представляет собой монохроматический сигнал. При монохроматическом сигнале источника генерируемых колебаний в толще грунтов, представляет собой запись гармонических колебаний. При аналогичном возбуждении колебаний в сложно составленной толще появляются высокочастотные наложения, обусловленные частотными особенностями грунтов.

Спектр реакции колебаний грунта – устойчивая характеристика грунтовой толщи. Разработанная вычислительная методика является эффективным инструментом для исследований спектральных характеристик колебаний грунта в рамках решения задач о комплексной безопасности зданий и сооружений при ЧС.

Литература

1. Бур Д.М. Моделирование колебания грунта при помощи стохастического метода / Д.М. Бур // Теоретическая и прикладная геофизика.- Bull. Seism. Soc. Am., 2003. С. 635-666.
2. Комплексирование методов разведочной геофизики. Справочник геофизика. М.: Недра, 1984.
3. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
4. Гайнанов В.Г. Руководство по учебной сейсморазведочной практике. М.: Изд-во МГУ, 1988.
5. Ефимова Е.А. Сейсмическая томография. М.: Изд-во МГУ, 2005.

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДОВ РОБАСТНОЙ СТАТИСТИКИ ДЛЯ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ИМПУЛЬСНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

*Башикеев Аюр Саянович, студент,
Бухалов Сергей Владимирович, студент,
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск
e-mail: ayur1993@yandex.ru, xerorodger@yandex.ru
научный руководитель: доцент ИрГТУ, к.т.н. Давыденко Ю.А.*

В настоящее время актуальна проблема обработки данных импульсной электроразведки, записанных при высоком уровне помех. Данную проблему можно эффективно решать с использованием методов робастных статистик. Эти методы показали свою эффективность в исследованиях помехозащищенности новой конструкции электроразведочной косы.

Первая, оранжевая, электроразведочная коса – специализированная измерительная приёмная коса со специальными выходами для подключения электродов. На выходах провод не разрывается (Рис. 1а).

Вторая, серая, коса (Рис. 1б) представляет собой макет, изготовленный в лаборатории технопарка ИрГТУ из сетевого провода (витой пары), идентичный по подключению

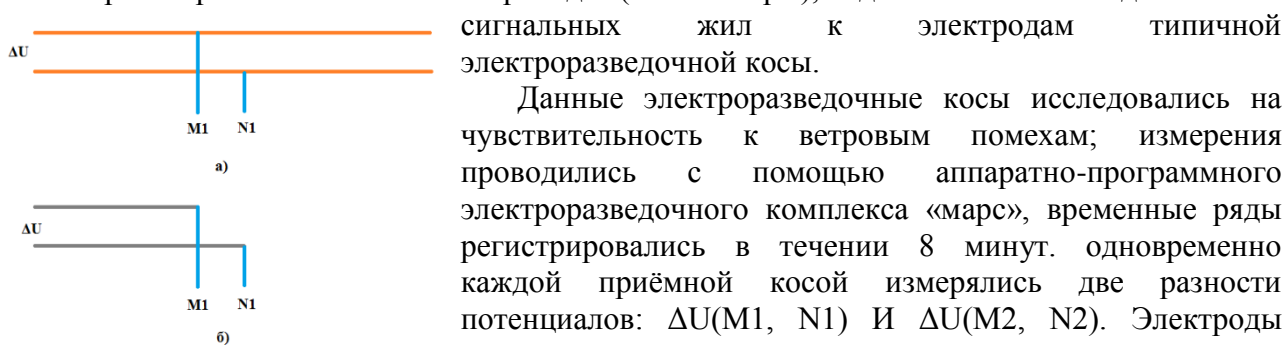


Рис. 1. Схемы подключения электроразведочных кос

Приёмные косы были растянуты параллельно друг к другу и поочередно подключались к АПЭК «МАРС». В ходе опытно-методических работ был получен большой объём данных – порядком 4.7 млн. значений для каждого канала записи. Поэтому вычисления математических статистик проводились на базе ограниченного временного отрезка длительностью 550 мс, что составляет 55000 отсчётов АЦП при частоте дискретизации 100 кГц.

Перед тем, как приступить к самой обработке данных необходимо решить, какую из робастных оценок лучше использовать при высоком уровне резко выделяющихся наблюдений.

Сравнение робастных оценок

Рассмотрим устойчивость различных робастных оценок на примере синтетического сигнала. Ниже представлены графики смещений и коэффициентов вариаций оценок: среднее, усечённое среднее, медиана, М-оценка Хьюбера, М-оценка Хампеля (Рис. 2).

На оценку среднее сильно влияют резко выделяющиеся значения, что не скажешь об остальных оценках. Медиана является слишком грубой оценкой и имеет низкую чувствительность к локальному сдвигу, в отличие от М-оценки Хьюбера, но в целом эти две оценки имеют одинаковые результаты. Существенные преимущества перед медианой и М-оценкой Хьюбера имеет М-оценка Хампеля, дополняя их свойства нулевой чувствительностью к резко выделяющимся значениям. Это делает М-оценку Хампеля лучшей оценкой для решения технических задач, что доказывается на графиках (Рис. 2): М-оценка Хампеля сохраняет свою устойчивость вплоть до 50% загрязнения исходного сигнала резко выделяющимися значениями (аномалиями).

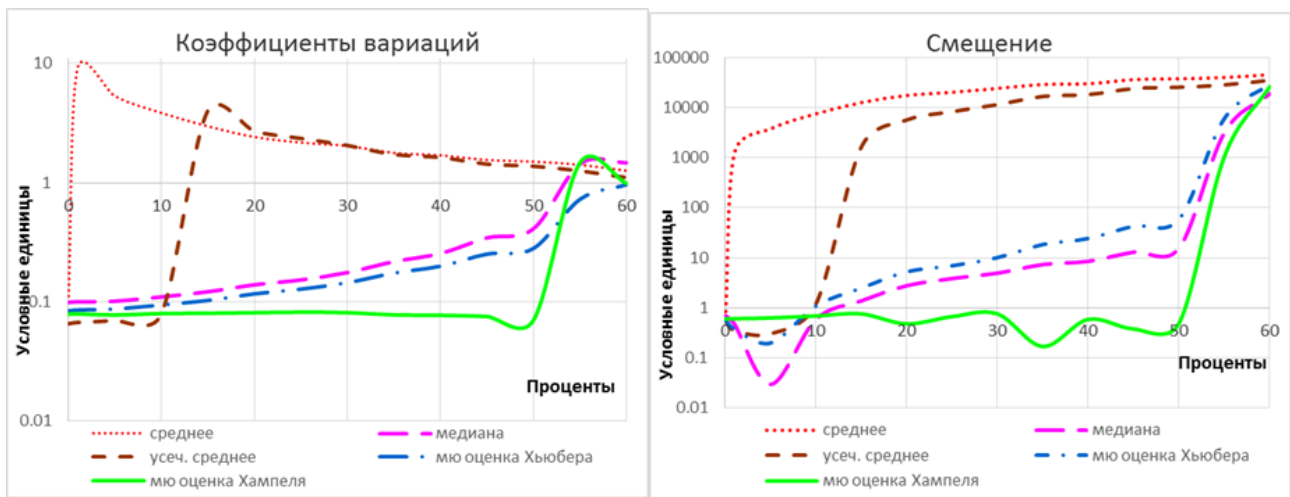


Рис. 2. Смещение и коэффициенты вариаций различных робастных оценок

По оси абсцисс – процент загрязнения исходного сигнала помехами.

Смещение – процент отклонения математического ожидания от исходного.

Коэффициент вариаций – отношение математического ожидания и стандартного отклонения.

Сделав выбор в пользу М-оценки Хампеля, переходим к обработке и интерпретации данных результатов эксперимента.

Интерпретация данных

В результате обработки данных М-оценкой Хампеля были получены результаты, изложенные ниже.

У оранжевой специализированной косы по первому каналу уровень дисперсии меньше на

122.02% (Рис. 3), по второму – на

31.86%. Математическое ожидание так же уменьшилось: на 45.36% и

156.08% соответственно по первому и второму каналами.

Существенная разница в мат. ожидании и дисперсии между

оранжевой и серой косами обусловлена конструктивными особенностями

измерительных кос. В оранжевой измерительной косе сигнальные

жилы не разрывались в области

выводов электродов, что придало конструкции большую степень симметрии, и как

следствие, более высокой помехозащищённостью. Так что при движении косы в магнитном

поле Земли на сигнальных жилах наводятся одинаковые ЭДС, вычитающиеся при

формировании разности потенциалов во входном каскаде дифференциальных высокоомных

усилителей.

Для выявления помех также используется и медианная оценка, особенно эффективна

медиана абсолютных отклонений (MAD).

На рис. 4 точками показан MAD, рассчитанный на некотором интервале переходного процесса. Уровень компарации показан линией, заданной интервалом в несколько интервалов MAD, отложенных от медианной оценки (в данном случае использовался интервал $3 \cdot \text{MAD}$).

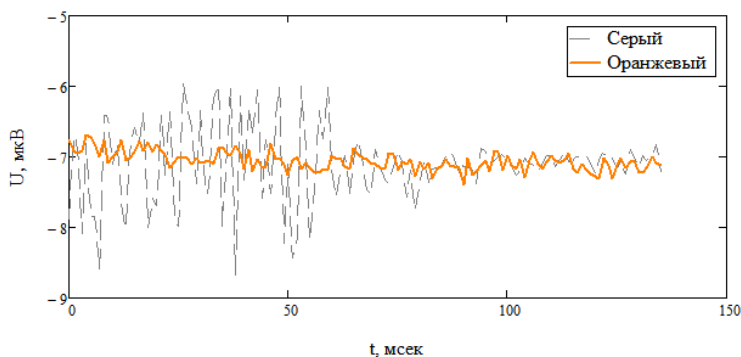


Рис. 3. Дисперсии во временной области, рассчитанные с помощью М-оценки Хампеля.

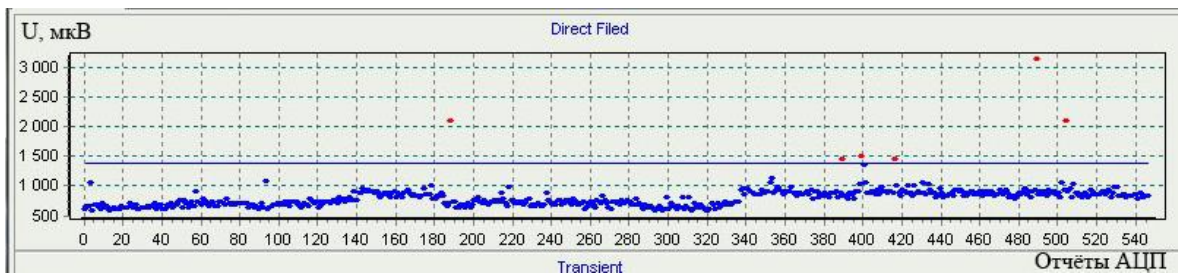


Рис. 4. Рассчитанные MAD на некотором интервале переходных процессов

Таким образом, удастся выделить из записи кривые переходных процессов с аномально высоким уровнем помех. В данном случае точка 490 (рис. 4) соответствует кривой становления записанной во время прохождения грозового облака над измерительной установкой (рис. 5). Очевидно, что уровень помех непомерно высок. Для сравнения показан нормальный вид переходного процесса (рис. 6).

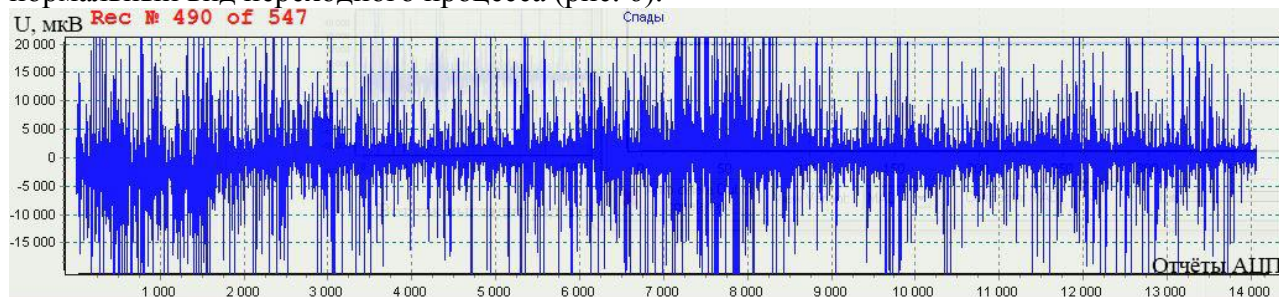


Рис. 5. Кривая переходного процесса записанная во время грозы

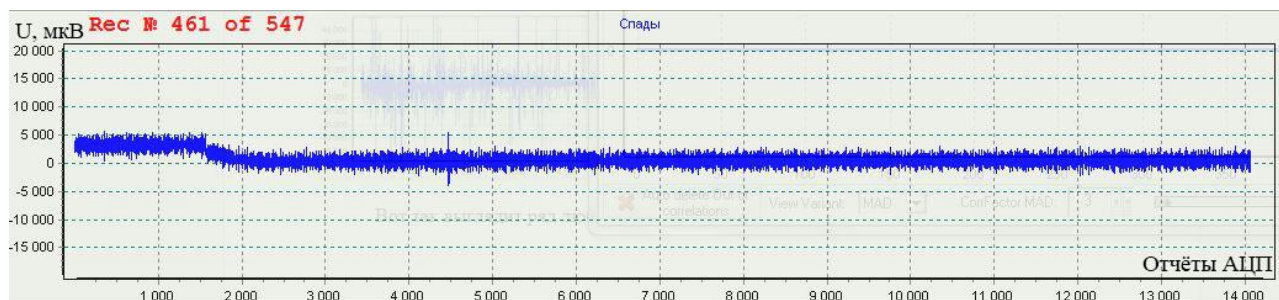


Рис. 6. Кривая переходного процесса с минимальным уровнем помех

Применение робастных статистик в автоматическом и полуавтоматическом режиме позволяет существенно повысить качество данных электромагнитных зондирований и реализовать обработку информации в поточном режиме. Такой подход позволяет существенно снизить время при первичной обработке данных технологии электромагнитного зондирования и вызванной поляризации, когда во время съёмки площади в 1 км² записывается более 1000 точек зондирования общим объемом более 70 Гб.

Литература

1. Давыденко Ю. А. Подавление спорадических помех и устранение тренда в дифференциально-нормированном методе электроразведки. // Геофизика, 2004. № 2. С. 37-48.
2. Башкеев А. С., Давыденко Ю. А. Исследование устойчивости робастных оценок на примере синтетического сигнала. // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: мат-лы Всерос. науч.-техн. конф. с междунар. участием «Геонауки – 2013: актуальные проблемы изучения недр». Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2013. Вып. 13. С. 228-233;
3. Хампель Ф., Рончетти Э., Рауссеу П. и др. Робастность в статистике. Подход на основе функций влияния. М.: Мир, 1989. 512 с.

ТЕХНОЛОГИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (ЭМЗВП)

*Бухалов Сергей Владимирович, студент,
Башкеев Аюр Саянович, студент,
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск
e-mail: xerorodger@yandex.ru, ayur1993@yandex.ru
научный руководитель: доцент ИрГТУ, к.т.н. Давыденко Ю.А.*

Целью работы является исследование чувствительности измерительной системы метода электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП) по результатам опытно-методических работ, проведенных на участке Буардахский, расположенный в 40 км. от г. Мирный.

Измерения переходных процессов проводились аппаратно-программным комплексом «Марс», в составе: 18-разрядного 4-х канального модуля с частотой дискретизации в 100 кГц; пылевлагозащищенного ноутбука Panasonic с программой сбора данных; силовой установки на базе генератора переменного тока мощностью 5 кВт и коммутатора с токовой стабилизацией ВП-1000м, создающего в линии АВ ток в 3.7 А. Генераторный диполь АВ был заземлен вручную металлическими электродами, для заземления приемной линии использовались медные электроды. В питающем диполе АВ использовался провод ГПМП. В качестве приёмной MN использовалась многоэлектродная коса, изготовленная из ГПСМПО.

Контрольные измерения проведены на 46 пикетах, что составило 5% от общего объема работ. Среднее по площади среднеквадратичное расхождение между основными и контрольными наблюдениями, посчитанное во всем временном диапазоне, составило 3.06%.

Краткое описание методики работ



Рис. 1. Форма импульса тока в генераторном диполе АВ и разность потенциалов, возникающая на приемной линии MN

Аппаратно-программный электроразведочный комплекс «Марс» регистрирует полную форму переходного процесса (рис. 1), что позволяет перейти от использования кажущихся параметров (ρ_k и η_k) к полноценному решению задач одномерной или трехмерной инверсии с учетом частотной дисперсии электропроводимости.

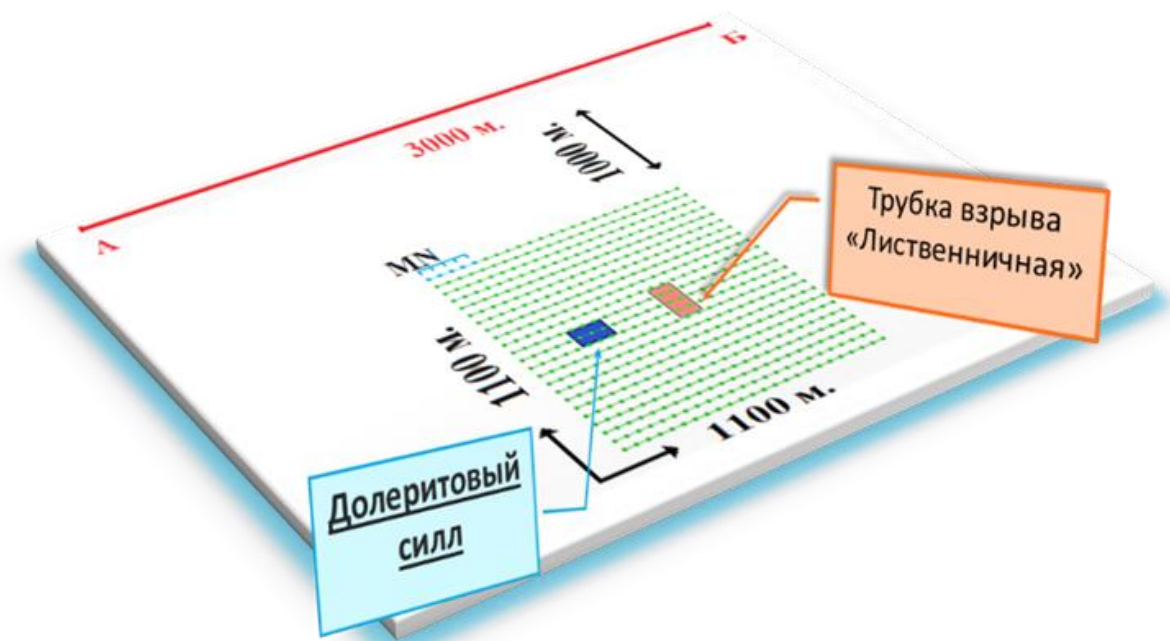


Рис. 2. Положение измерительной системы в плане относительно трехмерных объектов

В обработке первичных данных широко используются методы робастной статистики, которые позволяют получать качественные кривые переходных процессов в условиях высокого уровня естественных и техногенных помех.

В аппаратуре используется до 8-ми независимых высокоомных входов (более 100 мОм), что позволяет эффективно работать даже в условиях плохого заземления (более 100 кОм). 18-ти разрядное АЦП последовательного приближения с частотой дискретизации в 100 кГц обеспечивает высокую разрешающую способность в сочетании с приемлемым для работы заземленной линией динамическим диапазоном. USB-интерфейс позволяет проводить непрерывный сбор информации. В течение 3-х минут (типичное время записи) сохраняется более 60 Мб первичных данных.

Измерительная система показана на рис. 2. Сеть приемников представляет собой квадрат 1100 м*1100 м, и состоит из 23 профилей, расположенных с шагом 50 метров. Расстояние между электродами MN так же равно 50 метров. Трубка взрыва находится ближе к центру площади, и профиль № 12 проходит точно над ней и пресекает в районе 13, 14, 15 пикетов.

В геологическом строении участка работ принимают участие терригенно-карбонатные породы нижнего кембрия, континентальные и прибрежно-морские осадки нижней юры, четвертичные отложения. Изверженные породы, представленные базальтовыми трубками взрыва среднепалеозойского возраста [1], перекрытая юрскими отложениями.

Разрабатываемая методика отличается простотой и надежностью, которые свойственны методам постоянного тока. Для площадной съемки используется установка срединного градиента, в течение недели, производится площадная съемка участка с примерными размерами 1x1 км по сетке 50x50 м от одного заземленного генераторного диполя длиной около 3 км. В результате за неделю бригадой из 6-7 человек регистрируется около 1000 точек электромагнитных зондирований, по которым после обработки можно с высокой точностью определить глубинное строение участка работ на глубину до двух километров.

Технология ЭМЗВП имеет более высокую чувствительность к поляризионным параметрам разреза и разрешающую способность по латерали, чем традиционные методы постоянного тока и зондирования установкой петля-петля (МПП). При этом цена одной физической точки наблюдения составляет до 5000 р по сравнению со средней ценой для МПП в 25000 р. С точки зрения проведения полевых работ предлагаемая методика отличается высокой гибкостью и технологичностью.

С целью внедрения технологии ЭМЗВП разработан экспериментальный образец аппаратно-программного электроразведочного комплекса (АПЭК) «Мрас», который прошел успешную апробацию в Якутии, Приольхонье и Монголии, где за летний сезон 2013 год было записано около 2000 точек зондирования.

Литература

1. Чернов И.Н., Давыденко Ю.А., Белов В.А., Башкеев А.С., Бухалов С.В. Первые результаты 3D моделирования для технологии электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП) для эталонного объекта типа «трубка взрыва» на участке Лиственичный [Электронный ресурс] // Материалы VI Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли – ЭМЗ-2013 [Официальный сайт]. 02.09.2013. <http://ems2013.ipgg.sbras.ru/> (дата обращения: 13.09.2013)

ИССЛЕДОВАНИЕ АНИЗОТРОПНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПО РАСПРОСТРАНЕНИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

*Бухвалова Анастасия Владимировна, ведущий инженер
ФГБУН Отдел геоэкологии ОНЦ УрО РАН, г. Оренбург
e-mail: bukh_a@rambler.ru*

В большинстве исследований тектонического строения платформенных территорий основываются на разработанной А.В. Пейве (1971), В.В. Белоусовым (1975), Н.А. Беляевским (1981), В.Е. Хаиным (1985), В.И. Дюниным (2000) и др. блоково-слоистой модели земной коры. С геодинамических позиций формирование структуры осадочного чехла может рассматриваться как результат внутриплитной динамики, вызванной в основном коровыми процессами, ротационными напряжениями; либо как внешними по отношению к платформенным структурам воздействиями, которые связаны с динамикой литосферных плит. Литосферная плита в результате вращательно-поступательного движения и воздействия внешних сил дробится на крупные блоки – платформы и на их границах формируются горноскладчатые пояса, которые в свою очередь взаимодействуют между собой и делятся на более мелкие блоки и т.д., вплоть до микроблоков. При этом максимальные градиенты напряжений наблюдаются на границах блоков, где наиболее часто наблюдаются деформации и подвижки земной коры, обуславливающие землетрясения. Выяснение конкретных причин их возникновения предполагает знание особенностей геологического строения территории в плане её исторического становления [1, 2]. Согласно подходу Г.Г. Кочаряна и А.А. Спивака (2003), исследуемый участок земной коры рассматривается как система иерархически соподчиненных структурных блоков. При этом предполагается, что прочность межблоковых промежутков каждого из рангов существенно ниже эффективной прочности структурного блока этого же ранга. Деформирование пород в массиве рассматривается как последовательная (поэтапная) разгрузка упругонапряженных блоков при их дифференциальных подвижках вдоль поверхностей ослабления прочности (межблоковых промежутков).

Существует множество методов выделения тектонических нарушений на основе сейсмических критериев [3]:

1. Анализ сейсмической информации.
2. Составление топонимических схем.
3. Построение временных палеоразрезов по профилям.
4. Составление карт изохрон.
5. Использование различных сопутствующих аномалий геологического разреза.
6. Использование других видов геолого-геофизической информации для обоснования выделения тектонических нарушений: новые программы, улучшающие отношение сигнал-помеха, увеличивающие разрешенность записи; различные виды миграции временного разреза в различных сейсмогеологических условиях, новые способы представления информации такие, как модификации Гилберт-преобразования (мгновенные фазы, мгновенные амплитуды, разрезы псевдоакустического каротажа), разрезы в униполярной форме (TRABS), цветные разрезы, временные срезы – результат пространственной сейсморазведки, спектрально-временной анализ (СВАН) и др.

Однако на большей части территорий данные исследования не проводились в связи с их трудоемкостью и дороговизной.

Целью данного исследования является разработка подхода к выявлению и трассированию тектонических нарушений на основе данных сейсмической сети.

Различные горные породы характеризуются различными скоростями распространения упругих волн. Параметр скорости определяется упругими константами и плотностью горной породы, а они в свою очередь зависят от минерального состава, пористости, трещиноватости

и глубины залегания. Для того чтобы установить связь между деформациями по обе стороны от границы (разреза), необходимо учитывать граничные условия [4]:

Предположим, что поверхность R разделяет пространство на две области W_1 и W_2 . Соприкосновение обеих областей W_1 и W_2 вдоль поверхности R приводит к тому, что упругие возмущения из одной части среды переходят в другую. Следовательно, между деформациями и напряжениями (блоков земной коры) частиц, расположенных рядом по разные стороны от границы R , существует определенная связь, которая ослабевает на границе R (за счет экранирующих свойств разлома). Вид и сила (теснота) этой связи устанавливается физическими (свойствами) особенностями среды.

На основе этого следует выдвинуть и проверить **гипотезу**: Тектонические разломы и нарушения имеют экранирующие свойства по отношению к сейсмическим волнам, следовательно связь между характеристиками сейсмических волн зарегистрированными сейсмометрами расположенными по одну сторону разлома существенно сильнее чем между сейсмометрами – по разные его стороны.

Исследование экранирующих свойств разломов целесообразно проводить на основе определения взаимосвязи скоростей смещения грунта, с помощью программного средства, реализованного на основе оценки взаимосвязи временных рядов скоростей смещений грунта с учетом задержки [5, 6].

Применение данного метода, основано на расчете коэффициентов корреляции с учетом лага [7]:

$$r_{U_{x_j} U_{y_{i+l}}} = \frac{\sum_{i=1}^{n-l} U_{x_i} U_{y_{i+l}}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-l} U_{x_i}^2 \cdot \sum_{i=1}^n U_{y_i}^2}},$$

где $r_{U_{x_j} U_{y_{i+l}}}$ – коэффициент парной корреляции колебаний с лагом равным l ;

l – лаг, $l = \overline{0, p}$;

x_i и y_j – тренды временных рядов, $i, j = \overline{0, n}$;

U_{x_i} и U_{y_j} – отклонения отдельных уровней от трендов.

В качестве переменной временного ряда принимаем скорость смещения грунта, зарегистрированную каналом на сеймостанции в течение определенного промежутка (отсчета) времени или амплитуду спектра.

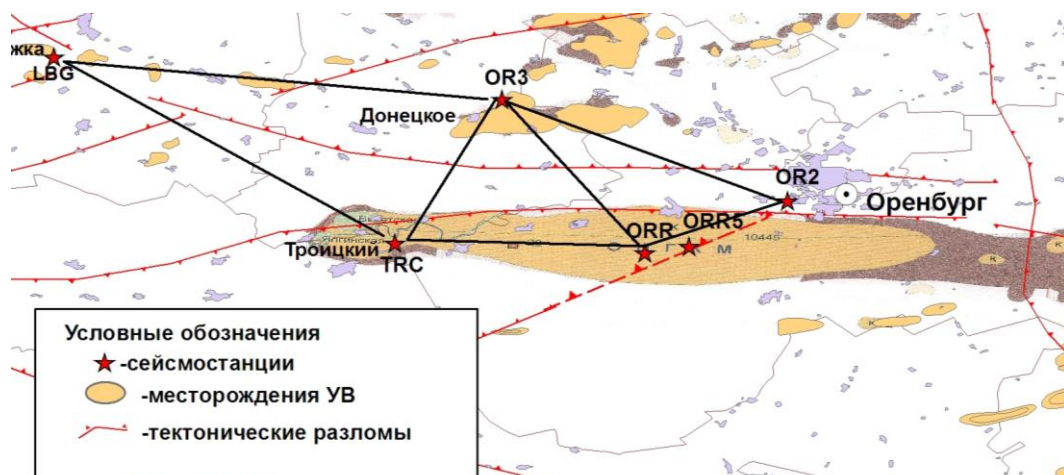


Рис. Схема расположения сейсмических станций относительно разлома

Функционирующая в Отделе геоэкологии с 2005 года сеть «Газ-сейсмика» позволяет экспериментально проверить выдвинутую гипотезу. Сеть «Газ-сейсмика» к 2013 году состоит из 5 стационарных и одной передвижной сейсмических станций. Расположение стационарных станций позволяет проанализировать взаимосвязь сейсмограмм, расположенных по разные и по одну сторону от разломов. На рисунке показано схематическое расположение сейсмических станций относительно Оренбургского разлома. Корреляционный анализ с учетом временного лага выполнен по данным о скоростях смещения грунта сейсмических станций: TRC, ORR, OR2 и OR3.

В результате выполненных исследований тесная корреляционная связь выявлена в 47 из 60 (более 78%) случайно выбранных участков сейсмограмм, зарегистрированных одновременно на станциях TRC, ORR, OR2 и OR3, расположенных по одну сторону от разлома, и незначительная корреляция наблюдается в 87 из 102 (более 85%) участков сейсмограмм. Полученная статистика подтверждает выдвинутую гипотезу о том, что тектонические разломы и нарушения имеют экранирующие свойства по отношению к сейсмическим волнам, следовательно, связь между характеристиками сейсмических волн зарегистрированными сейсмометрами, расположенными по одну сторону разлома существенно сильнее, чем между сейсмометрами – по разные его стороны. Это позволяет сделать вывод о возможности использования вероятностного подхода к выявлению и трассированию разломов в земной коре с помощью сети сейсмических станций.

Особую благодарность выражаю д.г.-м.н., зав. лабораторией антропогенеза в водных системах и геодинамике Южного Урала, ФГБУН Отдел геоэкологии ОНЦ УрО РАН М.Ю. Нестеренко за помощь, научное консультирование, ценные замечания и пожелания по улучшению качества исследований.

Литература

1. Нестеренко М.Ю. Геоэкология недр нефтегазоносных районов Южного Предуралья. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 137 с.
2. Нестеренко М.Ю. Научно-методологические основы исследования и мониторинга геоэкологического состояния недр в районах активной нефтегазодобычи (на примере Южного Предуралья): Автореф. дис. на соискание ученой степени д-ра геол.-мин. Наук. Екатеринбург, 2012. 42 с.
3. Соколов А.Г. Выделение и трассирование тектонических нарушений по данным сейсморазведки и прогнозирование приразломных ловушек в платформенном Оренбуржье. Оренбург: ОГУ, 2010. 107 с.
4. Гурвич И.И., Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка: Учебник для вузов. 3-е изд., перераб. М.: Недра, 1980. 551 с.
5. Нестеренко М.Ю., Бухвалова А.В., Пелагеин А.А. Распознавание слабо-энергетических сейсмических событий при изучении техногенной сейсмичности // Вестник Самарского государственного технического университета. Серия «Технические науки», 2012. № 2(34). С. 75-81.
6. Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю., Никонорова О.А., Бухвалова А.В. Программа для ЭВМ «Автоматизированная система распознавания слабо энергетических сейсмических событий» // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011617503 от 27 сентября 2011 г.
7. Бокс Дж. Анализ временных рядов: Прогнози управление. М.: Мир, 1974. 324 с.

ОПТИМИЗАЦИЯ ВЫЧИСЛЕНИЙ ИНТЕГРАЛОВ В ЗАДАЧЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ КРИВЫХ ЯМР-РЕЛАКСОМЕТРИИ

*Бызов Денис Дмитриевич, научный сотрудник,
Муравьев Лев Анатольевич, научный сотрудник,
Фадеева Наталья Викторовна, младший научный сотрудник
ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: natalyvfadeeva@gmail.com*

В настоящее время достигнуты большие успехи в использовании данных ЯМР-релаксометрии для выявления и дифференциации пластовых флюидов, например, свободная и связанная вода, а также нефть. Использование данных ЯМР позволяют петрофизикам, специалистам по разработке месторождений и геологам изучать типы флюидов и их распределение в пласте, вскрытом скважиной. ЯМР позволяет выделить интервалы, в которых присутствуют углеводороды, и прогнозировать их извлекаемость.

Распределение времени поперечной релаксации (стандартно обозначаемое T_2) по данным ЯМР позволяет определять тип пластового флюида. Поскольку флюиды, заключенные в малых порах, близкие к поверхности зерен породы, характеризуются коротким временем релаксации T_2 , а свободные флюиды в крупных порах – длительным временем T_2 , анализ распределения T_2 дает возможность дифференцировать флюиды, содержащиеся в породе по степени связанности и его типу [1].

Исследования, проведенные авторами данной работы, направлены на оптимизацию времени вычисления интегралов, возникающих в задаче ЯМР, с сохранением заданной погрешности. При подборе релаксационной кривой в общем случае возникает необходимость вычислять интегралы вида (1):

$$s(t) = \int_0^{\infty} A(T) e^{-\frac{t}{T}} dT, \quad (1)$$

где время поперечной релаксации для сокращения записи обозначаем T .

В образце существуют поры различного размера и каждая из них будет давать вклад в измеряемую релаксационную кривую со своим T , поэтому измеренную релаксационную кривую следует рассматривать как результат интегрирования по всем положительным T .

Поскольку при подборе интеграл (1) требуется вычислять много раз, то для экономии процессорного времени и сохранения необходимой точности предлагается аппроксимировать $A(T)$ оптимальным полиномом $A_m(T)$ степени m , чтобы получить для интеграла (1) выражение через аналитические функции. Воспользуемся известным свойством частичной суммы разложения липшицевой функции в ряд по полиномам Лежандра [2]. Эта сумма задает полином выбранной степени, оптимально (в смысле естественной нормы в L_2) приближающий раскладываемую функцию.

На практике релаксационную кривую подбирают набором пробных финитных функций $f(T)$ с носителем на отрезке $[a, b]$ ($\alpha_i > 0, h_i > 0$):

$$A(T) = \sum_{i=0}^N \alpha_i f\left(\frac{T - \mu_i}{h_i}\right) \quad (2)$$

Будем аппроксимировать $f(T)$ частичной суммой ряда по полиномам Лежандра:

$$f_m(T) = \begin{cases} \sum_{n=0}^m c_n P_n\left(\frac{T - \mu}{h}\right), & T \in [a, b], \\ 0, & T \notin [a, b] \end{cases}, \quad (3)$$

где $\mu = \frac{a+b}{2}$, $h = \frac{b-a}{2}$, $b > 0$. $P_n(x)$ – полином Лежандра степени n , общая формула которого:

$$P_n(x) = \frac{1}{2^n} \sum_{k=0}^{[n/2]} (-1)^k C_n^k C_{2n-2k}^n x^{n-2k} \quad (4)$$

Коэффициенты разложения вычисляются по формуле:

$$c_n = \frac{2n+1}{2} \int_{-1}^1 f(hT + \mu) P_n(T) dT \quad (5)$$

Следует отметить, что значения c_n остаются постоянными при аффинных преобразованиях отрезка $[a, b]$. Таким образом, их можно рассчитать один раз для пробной функции $f(T)$ в сумме (2).

Квадрат нормы невязки при используемой аппроксимации вычисляется по формуле:

$$(\Delta f_m)^2 = \|f - f_m\|_{L_2[a,b]}^2 = \int_a^b (f(T))^2 dT - 2h \sum_{n=0}^m \frac{c_n^2}{2n+1} \quad (6)$$

Необходимая погрешность приближения достигается выбором максимального показателя степени полиномов Лежандра.

Оптимальный полином $A_m(T)$ для аппроксимации $A(T)$:

$$A_m(T) = \sum_{i=0}^N \alpha_i f_m \left(\frac{T - \mu_i}{h_i} \right) \quad (7)$$

Поскольку $A_m(T)$ линейно зависит от $f_m(T)$, то ошибку приближения липшицевой функции $A(T)$ полиномом $A_m(T)$ можно ограничить следующим образом:

$$\|A - A_m\|_{L_2} \leq K \Delta f_m,$$

где K – некоторый постоянный коэффициент.

При подстановке (3) в (7), а затем в (1), получаем приближение $s_m(t)$ для интеграла (1):

$$s_m(t) = \int_0^\infty A_m(T) e^{-\frac{t}{T}} dT = \sum_{i=0}^N \alpha_i \int_{\max\{0, ah_i + \mu_i\}}^{bh_i + \mu_i} e^{-\frac{t}{T}} \sum_{n=0}^m c_n P_n \left(\frac{T - \mu h_i - \mu_i}{hh_i} \right) dT \quad (8)$$

Приводя подобные слагаемые перед одинаковыми степенями в подынтегральной сумме формулы (8), получаем:

$$s_m(t) = \sum_{i=0}^N \alpha_i \sum_{n=0}^m \frac{\beta_{m,n}}{h^n h_i^n} \int_{\max\{0, ah_i + \mu_i\}}^{bh_i + \mu_i} e^{-\frac{t}{T}} (T - \mu h_i - \mu_i)^n dT, \quad (9)$$

где коэффициенты $\beta_{m,n}$ для четных и нечетных n выражаются:

$$\beta_{m,2n} = \sum_{k=n}^{[m/2]} \frac{(-1)^{k-n}}{2^{2k}} c_{2k} c_{2k}^{k-n} c_{2n+2k}^{2n}$$

$$\beta_{m,2n+1} = \sum_{k=n}^{[(m-1)/2]} \frac{(-1)^{k-n}}{2^{2k+1}} c_{2k+1} c_{2k+1}^{k-n} c_{2n+2k+2}^{2n+1}$$

Интеграл из (9) можно выразить через аналитические функции при помощи формулы:

$$\int_0^x x^n e^{-\frac{t}{x}} dx = x e^{-\frac{t}{x}} \sum_{k=0}^n \frac{(-1)^k (n-k)!}{(n+1)!} t^k x^{n-k} + \frac{(-1)^{n+1}}{(n+1)!} t^{n+1} E_1 \left(\frac{t}{x} \right)$$

где $E_1(x)$ – интегральная показательная функция первого порядка.

Грубая оценка сверху погрешности аппроксимации интеграла (1) функцией $s_m(t)$ дается формулой:

$$\|s - s_m\|_{L_2} \leq K \Delta f_m \cdot \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=0}^N \mu_i \sum_{i=0}^N h_i}$$

В работе описан метод конструктивного применения разложения по полиномам Лежандра для решения задачи моделирования релаксационных кривым в методе ЯМР. Такой инструмент позволяет существенно уменьшить вычислительную сложность расчета релаксационной кривой по функции $A(T)$, а следовательно и время расчета по сравнению с численными методами интегрирования. Кроме того, численные методы не позволяют заранее выбрать параметры разбиения отрезка для достижения заданной погрешности. Поскольку описанный в работе метод использует аналитическое выражение для интеграла, то ошибка интегрирования зависит только от ошибки приближения подынтегральной функции. Заданная аппроксимационная погрешность достигается за счет выбора максимальной степени многочлена еще на этапе вычисления коэффициентов ряда по полиномам Лежандра.

Литература

1. Coates G.R., Xiao Lizhi, Prammer M.G. NMR Logging, Principles & applications. Houston: Hulliburton Energy Services Publishing. 2000. 234 p.
2. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики: Учеб. пособие. 6-е изд., испр. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1999. 799 с. ISBN 5-211-04138-0.

ОБЗОР СЕЙСМИЧНОСТИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ЗА 2013 ГОД

Варлашова Ю.В.¹,
Верхоланцева Т.В.¹,
Скоркина А.А.²,
Старикович Е.Н.²

¹ – ГИ УрО РАН, г. Пермь; ² – ГС РАН, г. Обнинск
научный руководитель: к.ф.-м.н., Р.А. Дягилев

Начиная с 1999 г. на территории Уральского региона действует, развивается и совершенствуется сеть сейсмических станций, которая фиксирует широкий спектр разномасштабных событий. На конец 2013 года Уральская сейсмическая сеть состоит из тринадцати современных цифровых сейсмических станций: двух телесейсмических (Арти – ARU, Соликамск – SOKR), десять короткопериодных станций (Верхнечусовские Городки – PR0R, Власы – PR4R, Добрянка – PR2R, Кунгур – PR3R, Каменск-Уральский – KAUR, Романово – PR1R, Сараны – PR7R, Свердловск – SVE, Североуральск – SVUR и Уфа – BA1R) и одна сейсмическая группа (Екимьята – PR6R). На рисунке 1 показана действующая сейсмическая сеть.

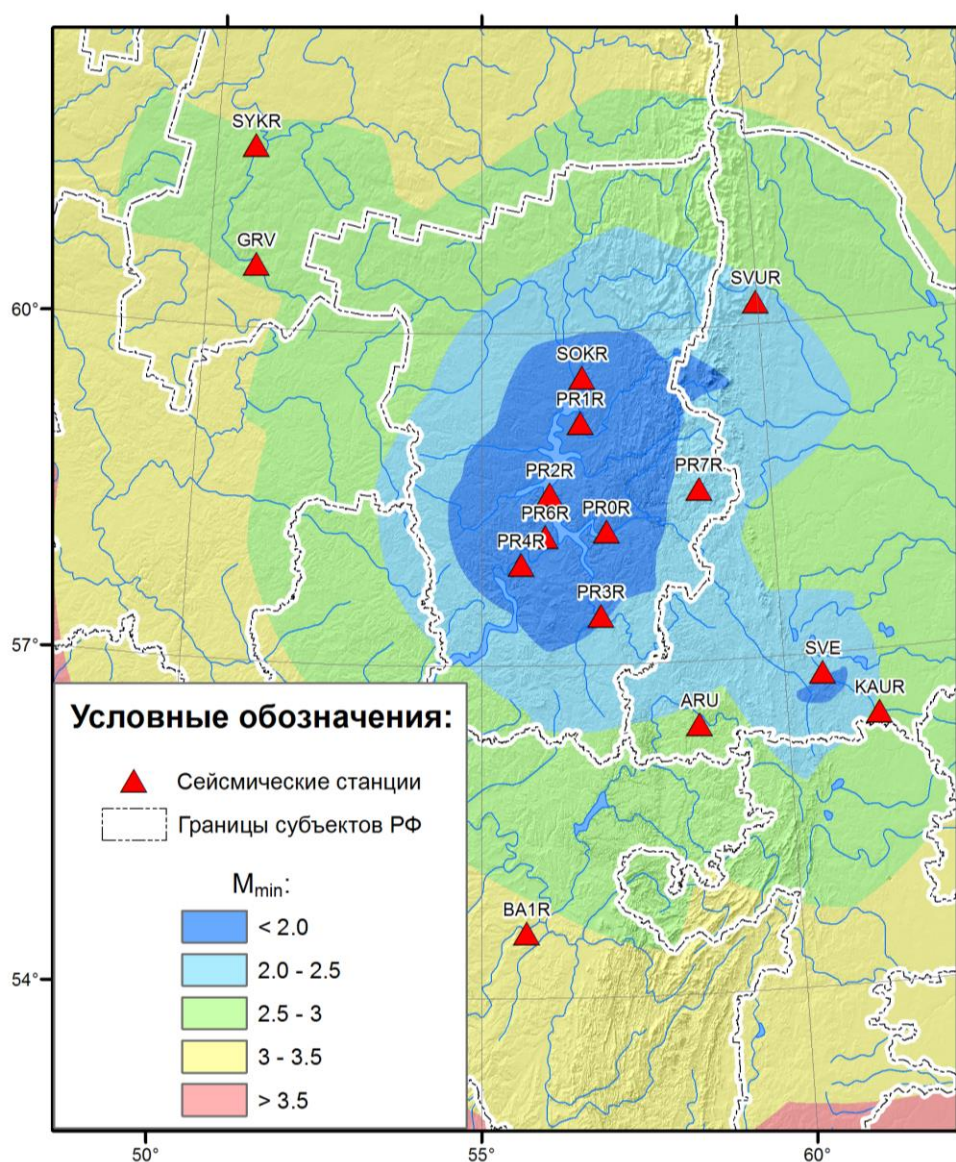


Рис. 1. Структура сейсмологической сети на территории Уральского региона и ее регистрационные возможности на конец 2013 г.

В результате обработки и интерпретации данных сейсмологических наблюдений на территории Уральского региона за 2013 год выделено более пяти тысяч событий различной природы. В таблице 1 представлены результаты регистрации разномасштабных событий по месяцам.

Таблица 1

Распределение зарегистрированных сейсмических явлений по типам

	Удаленные землетрясения	Взрывы	Региональные и местные события	Всего
Январь	298	140	15	453
Февраль	327	141	14	482
Март	264	228	19	511
Апрель	342	260	5	607
Май	275	172	21	468
Июнь	222	183	14	419
Июль	291	225	2	518
Август	206	96	5	307
Сентябрь	234	147	12	393
Октябрь	259	225	24	508
Ноябрь	264	245	10	519
Декабрь	273	252	10	535
Всего	3255	2314	151	5720

Наибольшее количество событий представлено удаленными землетрясениями – на их долю приходится около 3200, значительную часть событий составляет массовые взрывы на карьерах и рудников региона. За 2013 год было зафиксировано более двух тысяч взрывов. Наименьшая доля приходится на региональные и локальные события. Часть событий имела локальный характер, т.е. зарегистрированы одной, реже – двумя станциями, из-за чего рассчитать параметры очагов не удалось.

Самым крупным сейсмическим событием на территории Урала стал горно-тектонический удар на Североуральских бокситовых месторождениях (Свердловская область), который произошел 30 марта в 17:45:09 UTC и был зафиксирован большинством станций региона. Магнитуда удара (M_L), оцененная по полученным записям, составила 3.6.

Уникальным событием за этот период стал взрыв Челябинского метеорита 15 февраля 2013 года в 3:20:32 UTC. Станциями ARU, PR3R, PR4R (а также сейсмическими станциями других агентств – таблица 2) зафиксирован сейсмический эффект от ударной волны в эпицентре, сопоставимый с эффектом от землетрясения с $M_L = 3.2$. Первыми движение тела по небу в 9:15 местного времени увидели жители Костанайской и Актюбинской областей Казахстана. Жители Оренбурга – в 9:21. Также его след наблюдался в Свердловской, Курганской, Тюменской, Челябинской областях и Башкортостане. Самой далёкой точкой с видеофиксацией полёта метеорита является район посёлка Просвет в Волжском районе Самарской области, отдалённый от Челябинска на 750 км [2]. По данным [2], в Челябинске почти 3 тыс. многоквартирных домов пострадали от взрывов, были повреждены окна в больницах и поликлиниках. Основной урон от катастрофы пришёлся на шесть населённых пунктов Челябинской области: на города Еманжелинск, Копейск, Коркино, Южноуральск, Челябинск и на село Еткуль [2].

Таблица 2

Разные решения параметров взрыва Челябинского метеорита 15 февраля 2013 г.

Агентство	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Гипоцентр				Магнитуда	
			φ° , N	$\delta\varphi^\circ$	λ° , E	$\delta\lambda^\circ$		h , км
PERM	3:20:32		54.766		61.301		-20 f	$M_L=3.2$
NEIC	3:20:26		55.1500		61.4100		0 f	MN=4.2
NNC	3:21:59		54.7222		61.5721		4 f	$m_b=3.5, m_{pv}=3.1$

Примечание. PERM – ГИ УрО РАН, г. Пермь; NEIC – National Earthquake Information Center [3]; NNC – Казахстанский национальный центр данных [1].

Литература

1. Казахстанский национальный центр данных. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.kndc.kz>
2. Падение метеорита Челябинск. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://ru.wikipedia.org/wiki/Падение_метеорита_Челябинск
3. International Seismological Centre [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk>

РЕЗУЛЬТАТЫ ОДНОВРЕМЕННЫХ СКВАЖИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

*Вдовин Алексей Геннадьевич, м.н.с.
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: agvd@bk.ru
научный руководитель: д.т.н. Астраханцев Ю.Г.*

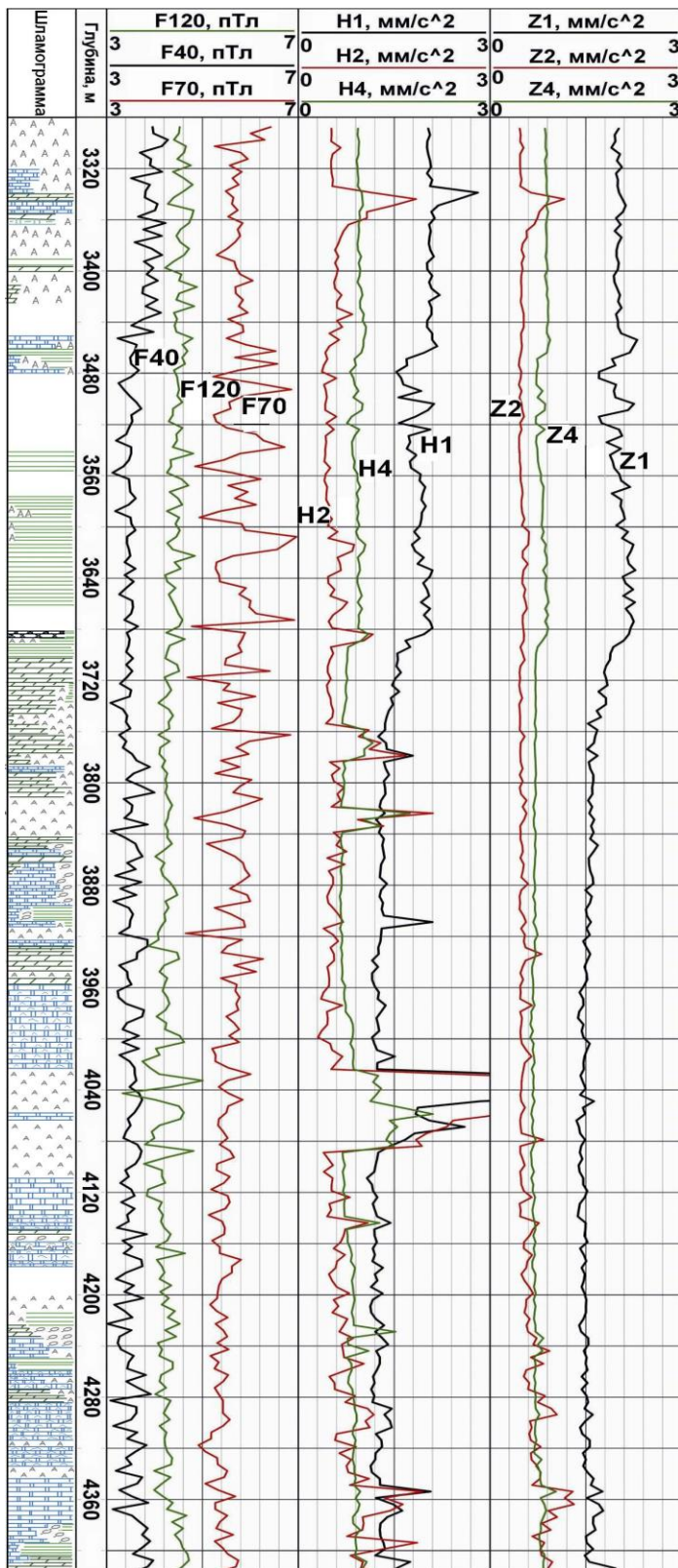
Процесс механического разрушения горных пород сопровождается образованием и развитием трещин различного масштаба, при этом возникает сейсмоакустическая эмиссия (САЭ) и электромагнитное излучение (ЭМИ). САЭ развивается с нарастанием интенсивности трещинообразования и достигает максимума во время макроразрушения, а процесс возникновения электрических зарядов на границах разрыва берегов трещин сопровождается ЭМИ. Поскольку релаксация электрических зарядов происходит с учетом свойств, характеризующих электропроводность среды, то это означает, что сейсмоакустическая эмиссия не всегда должна сопровождаться электромагнитным излучением. С другой стороны, ЭМИ более чувствительно к деформациям пород, потому что, прежде чем произойдет хрупкий разрыв, идет разделение электрических зарядов расходящихся берегов трещины. В объеме геосреды это создает интегральный сигнал, который и является характеристикой ЭМИ, поэтому электромагнитное излучение не всегда сопровождается регистрируемой САЭ [1].

Проведение исследований в скважинах помогает понять механизм природы процесса разрушения горных пород и охарактеризовать динамические свойства трещиноватой среды.

Экспериментальные исследования проводились с аппаратурой МЭШ-42 [2], разработанной в Институте геофизики УрО РАН. Данная аппаратура предназначена для одновременных измерений трех составляющих вектора ускорения испытываемых скважинным прибором от действия внешних факторов в диапазоне частот 0,1-0,5 кГц (Н1, Z1), 0,5-5,0 кГц (Н2, Z2), 2,5-5,0 кГц (Н4, Z4) и электромагнитных сигналов на частотах 45 кГц (F45), 70 кГц (F70), 120 кГц (F120). В приборе применено временное разделение каналов. Цикл измерения всех каналов составляет 2 с.

Исследования, проведенные аппаратурой МЭШ-42, в Желдонской опорно-параметрической скважине показали тесную связь измерений САЭ и ЭМИ с глубинной структурой геологического разреза (рис.1). Весь измеренный интервал сложен породами осадочного комплекса, представленного песчаниками, аргиллитами, алевролитами, каменными солями и ангидритами. На глубинах 3460 и 3680 м происходит резкое изменение фонового уровня САЭ и ЭМИ, обусловленное сменой литологического состава пород. В исследуемой скважине, зонам с аномально высокими значениями измеренных параметров, как правило, соответствуют наиболее нарушенные участки: контакты пород, интервалы повышенной трещиноватости (косвенно подтверждается наличием каверн), а также, зоны контактного метаморфизма с возможным выделением углеводородов (подтверждается газовым каротажем). В интервале глубин 3680-3690, 3755-3785, 3820-3840, 4020-4090 м, по аномально высоким значениям сейсмоакустической эмиссии, выделяются динамически активные нарушенные зоны, с пониженными прочностными характеристиками, представленные пропластками ангидритов.

В скважине 133 (рис. 2) на Восточно-Тарутинском месторождении, каротаж проводился с шагом в 1м. По геологическим данным, в интервале 85-113 м залегает рудная зона. Данная зона выделяется по ЭМИ и по данным капнометрии. При этом низкочастотные сигналы САЭ в данном интервале остаются на уровне фоновых значений, а значения Н4 возрастают. На глубине 140 метров по данным Н4 выделяется мощная аномалия связана с зоной дробления пород, что подтверждается кавернометрией. По результатам комплексных измерений в ряде других железорудных скважин, установлено, что максимальные уровни сигналов соответствуют наиболее тектонически нарушенным зонам, а в конкретных случаях – зонам

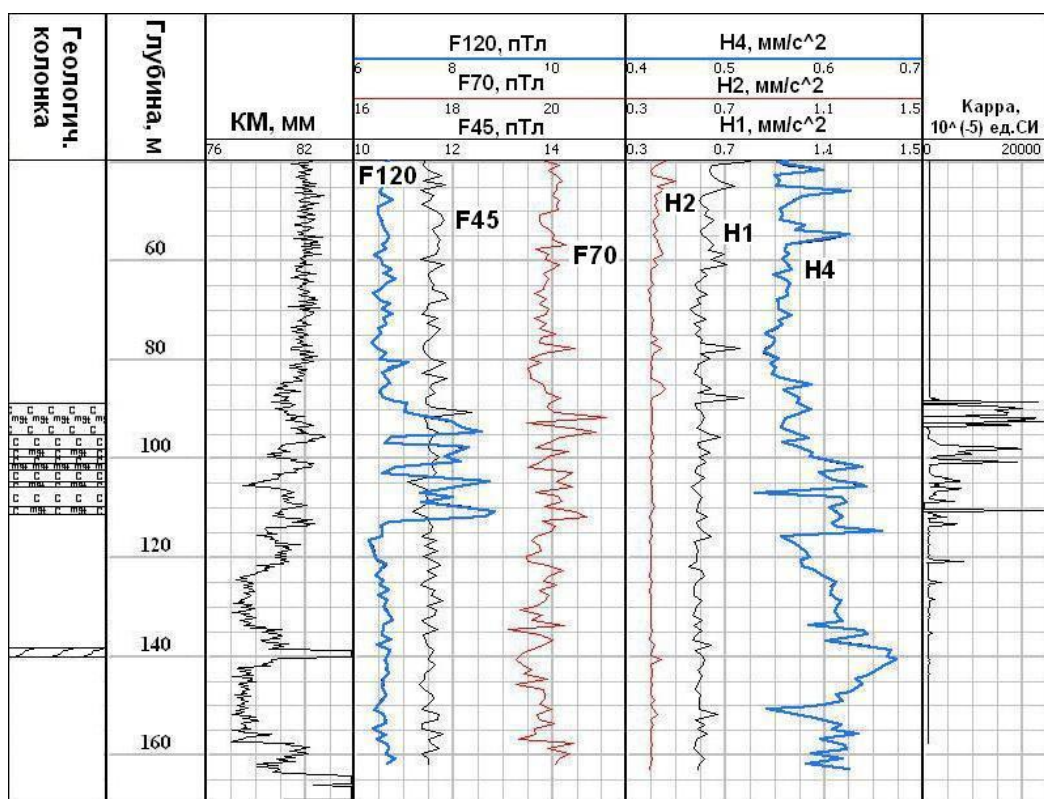


Условные обозначения:

- | | | | | | |
|--|------------|--|-----------------------|--|------------|
| | - доломит | | - доломит глинистый | | - мергель |
| | - аргиллит | | - известняк глинистый | | - ангидрит |
| | - песчаник | | - кремнистая порода | | |

Рис. 1. Результаты комплексных измерений САЭ и ЭМИ в Желдонской параметрической скважине (по данным ОАО “НПЦ “НЕДРА”)

внедрения интрузии. Следует заметить, что на разных месторождениях эти зоны проявляются в различных частотных диапазонах электромагнитного излучения. В работе [3], авторами в лабораторных условиях, исследовался процесс разрушения горных пород при одноосном нагружении до разрушения. Ими была произведена оценка величин излучаемой электромагнитной энергии при трещинообразовании различных по составу и свойствам образцов горных пород. Показано, что на разных стадиях нагружения, частотный диапазон, в котором излучались импульсы ЭМИ при росте трещин, различен, а максимальные уровни сигналов регистрируются последовательно на высоких, низких и снова на высоких и низких частотах. Исходя из этой работы и проведенных исследований, можно сделать вывод, что частотный сигнал электромагнитного излучения зависит от структурных особенностей пород и степени их нагружения. Этим можно объяснить доминирующий частотный сигнал в различных скважинах.



Условные обозначения:

C C C - скарн разномерный ~~~~~ - зона дробления
C mgt C - скарн сложного состава: пирит, магнетит

Рис. 2. Пример выделения тектонически нарушенной зоны по данным комплексирования измерений САЭ и ЭМИ с данными кавернометрии (КМ) и капнометрии (по материалам Кустанайской геологосъемочной экспедиции). Южный Урал.

Таким образом, исследования фоновых акустических и электромагнитных сигналов в скважинах показали, что наибольший уровень ЭМИ и САЭ соответствует разрушению хрупких горных пород, а также, тектонически ослабленным областям, а наименьший – консолидированным.

Работа выполнена при финансовой поддержке от Правительства Свердловской области и Российского фонда фундаментальных исследований по проекту РФФИ-Урал № 13-05-96019, а также при поддержке проекта РАН 12-У-5-1044.

Литература

1. Троянов А.К., Мартышко П.С., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Гаврилов В.А., Белоглазова Н.А. Сейсмоакустическая эмиссия и электромагнитное излучение трещиноватых пород в скважинах. ДАН, 2011. том 436. №1. С. 118-120.
2. Астраханцев Ю.Г., Троянов А.К. Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине. Пат. 2123711 РФ МКИ; G01V1/40 // Бюл. Изобр. 1988. № 35.
3. Вострецов А.Г., Кривецкий А.В., Бизяев А.А., Яковицкая Г.Е. Характеристики электромагнитного излучения горных пород при их разрушении в лабораторных экспериментах. ДОКЛАДЫ АН ВШ РФ, 2013. № 2 (21). С. 46-54.

ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ СЕЙСМОМИКРОРАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИЙ ОСОБО ОТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

*Ведерников Андрей Сергеевич, м.н.с.,
Григорьев Данила Вячеславович, м.н.с.*

*Зуев Павел Игоревич, м.н.с.
ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: A.Zamyatin@mail.ru*

научный руководитель: д.т.н. Сашурин Анатолий Дмитриевич

Задача сейсмического микрорайонирования заключается в уточнении параметров сейсмических воздействий на площадке строительства и эксплуатации зданий и сооружений в зависимости от местных условий – грунтовых, геоморфологических, гидрогеологических и геофизических. Повышенное внимание следует уделять микрорайонированию территорий особо ответственных объектов, к числу которых относятся атомные электростанции, высотные плотины и гидроузлы, крупные мосты, нефтепроводы, уникальные научные установки (например, ядерные установки для научных целей), хранилища РАО [1]. Проведенным на территории расположения такой установки исследованиям по сейсмическому микрорайонированию посвящена данная статья.

Существует несколько методов уточнения сейсмичности заданной площади. Один из них это метод сейсмических жесткостей, в котором сравниваются сейсмические жесткости в исследуемой и эталонной точке территории. Для возможности вычисления сейсмической жесткости массива необходимо знание о скоростях распространения упругих (сейсмических) волн [2].

Сведения о свойствах пород верхней части разреза (скорости продольных и поперечных волн, мощность рыхлых отложений) на исследуемой территории были получены в результате проведения сейсморазведочных работ методом преломленных волн (МПВ) [3]. В отличие от обычных ситуаций, на данной территории очень высокой оказалась плотность размещения различных источников промышленных помех. В связи с чем вместо стандартной кувалды весом 6-10 кг в качестве средства возбуждения волн использовался металлический груз массой 170 кг, роняемый в свободном падении с высоты 4 м над поверхностью точки измерения на специальную металлическую подложку [4]. При проведении исследований было сделано 4 расстановки, каждая на отдельном профиле, записано 28 физических наблюдений. Использовалась система прямых, встречных и нагоняющих годографов. Регистрировались продольные (P) и поперечные (SV) волны. Схема расположения профилей и пунктов регистрации микросейсм показана на рис. 1.

Обработка сейсморазведочных данных выполнена с помощью программного комплекса «RadExPro», в котором были произведены фильтрация исходных данных, амплитудная регулировка и полосовая фильтрация с целью подавления помех и выделения полезных сигналов. Затем была произведена поканальная пикировка первых вступлений, построены годографы первых вступлений и по ним произведена оценка послонного разделения исследуемого массива. По результатам обработки были определены мощности геосейсмических слоев и интервальные скорости продольных и поперечных волн в них. По этим данным построены геосейсмические разрезы.

Геологическая интерпретация данных сейсморазведки выполнена с учетом геологических изысканий прошлых лет и результатов георадарного зондирования, спектрального сеймопрофилирования [5] (работы по георадарному зондированию и сеймопрофилированию были также проведены на данной территории совместно с другими работами). В результате увязки данных сейсморазведки (скоростей распространения упругих волн, эффективных глубин отражающих горизонтов) с геологическими данными (физико-механические свойства горных пород) на исследуемых участках выделено три

сейсмогеологических слоя, характеризующихся наличием между ними сейсмогеологических горизонтов и разницей пластовых скоростей распространения упругих волн внутри слоя.

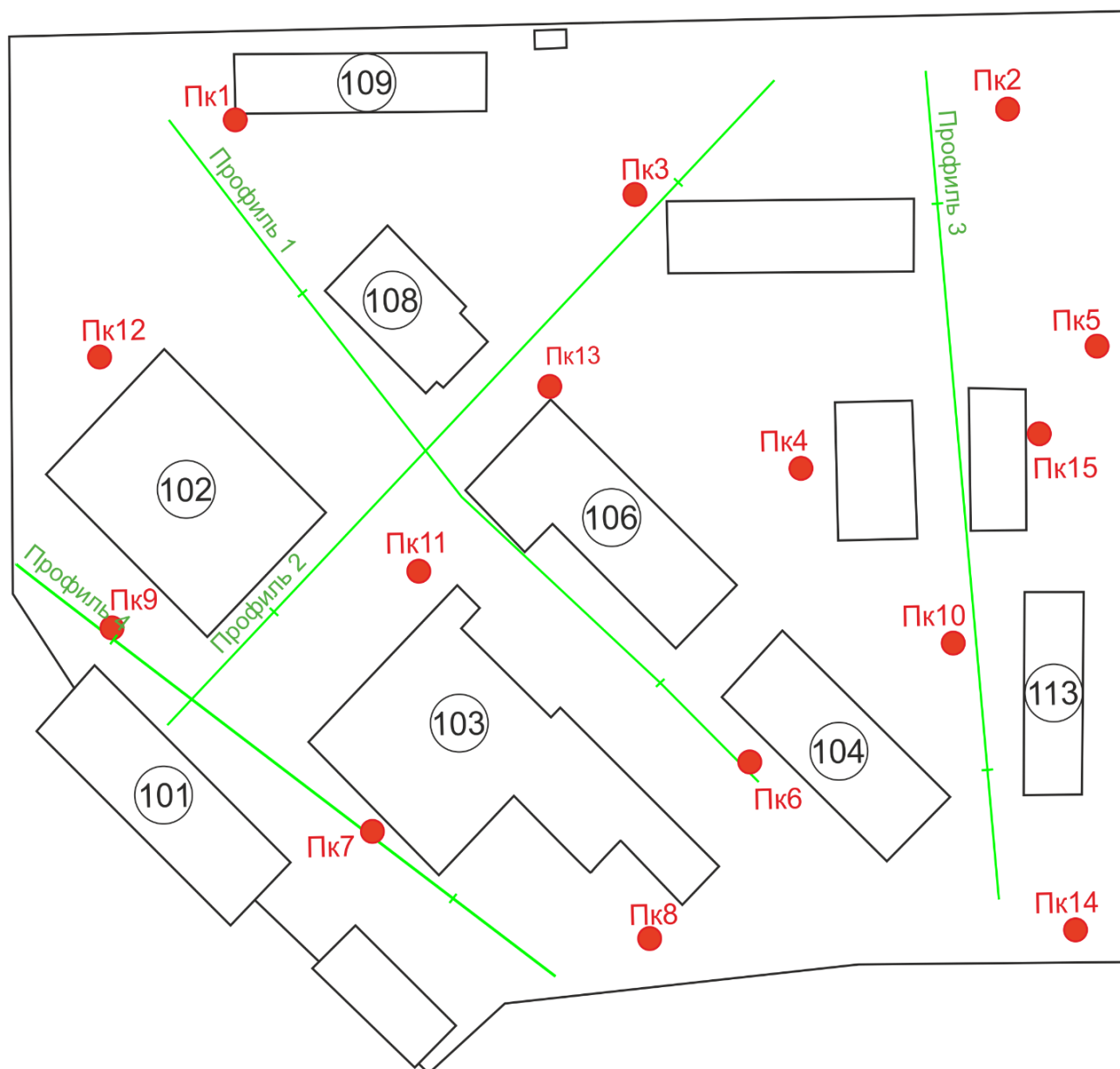


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей и пунктов регистрации микросейсм

Определение скоростей необходимо для вычисления приращений сейсмической интенсивности ΔI , которые, согласно РСН 65-87 [6], рассчитываются по следующей формуле:

$$\Delta I = \Delta I_c + \Delta I_B + \Delta I_{рез}, \quad (1)$$

где ΔI_c – приращение сейсмической интенсивности за счет различия сейсмической жесткости грунтов на изучаемом и эталонном участке;

ΔI_B - приращение сейсмической интенсивности за счет ухудшения сейсмических свойств грунтов на изучаемом участке при обводнении (водонасыщении);

$\Delta I_{рез}$ - приращение сейсмической интенсивности за счет возможного возникновения резонансных явлений при резком различии сейсмических жесткостей в покрывающей и подстилающей толще пород изучаемого разреза.

Раскрывая слагаемые формулы 1, получим:

$$\Delta I = 1,67 \cdot \log \left(\frac{V_0 \cdot \rho_0}{V_i \cdot \rho_i} \right) + K \cdot e^{-0,04 \cdot h^2} + \Delta I_{рез}, \quad (2)$$

где V_0 , ρ_0 , V_i и ρ_i – средневзвешенные значения скоростей упругих волн и плотностей расчетных толщ для эталонных и исследуемых грунтов соответственно;

K – коэффициент, зависящий от литологического состава грунтов;

h – расчетное положение уровня грунтовых вод в рассматриваемой толще;

$\Delta I_{рез}$ – приращение сейсмической интенсивности за счет возможного возникновения резонансных явлений при резком различии сейсмических жесткостей в покрывающей и подстилающей толще пород изучаемого разреза.

Приращение сейсмической интенсивности за счет резонансных явлений $\Delta I_{рез}$ рассчитывается при наличии в разрезе однородного слоя песчаных, глинистых или крупнообломочных грунтов с содержанием песчано-глинистого заполнителя более 30%, подстилаемых скальными породами, характеризующимися значительно большими по сравнению с покрывающими отложениями значениями сейсмических жесткостей. На исследуемой площади эти условия не выполняются, и вероятность возникновения эффекта резонанса крайне мала.

Для расчетов приращений сейсмической интенсивности методом сейсмических жесткостей необходимо определить эталонный грунт. Согласно РСН 60-86, при выборе параметров эталонных грунтов рекомендуется выбирать средние грунты, к которым относится величина исходного балла по карте сейсмического районирования территории РФ ОСР-97*. По результатам геофизических работ оценены средневзвешенные значения скоростей поперечных волн в верхней десятиметровой толще с учетом планировочной отметки. Для сопоставления результатов расчетов приращений сейсмической интенсивности различными методами, расчеты производились на пикетах сейсмических профилей, наиболее близко расположенных к пунктам записи микросейсмических колебаний.

Результаты расчетов приращений сейсмической интенсивности методом сейсмических жесткостей приведены в таблице 1.

Таблица 1

Результаты расчета ΔI методом сейсмических жесткостей

Точка расчета	ΔI , балл	Точка расчета	ΔI , балл	Точка расчета	ΔI , балл
Пк 1	0,0	Пк 6	-0,4	Пк 13	-0,3
Пк 2	-0,1	Пк 8	0,4	Пк 14	0,1
Пк 3	-0,3	Пк 9	0,4	Пк 15	-0,2
Пк 4	-0,2	Пк 10	-0,5		
Пк 5	-0,4	Пк 12	0,0		

Как видно из таблицы, приращения сейсмической интенсивности, рассчитанные по методу сейсмических жесткостей, лежат в диапазоне от -0,5 до +0,4 балла шкалы MSK-64. Такой относительно широкий диапазон приращения интенсивности может быть обусловлен неоднородностью верхней части разреза вследствие неравномерного распространения коры выветривания.

Другим образом рассчитать приращение сейсмической интенсивности можно при помощи метода регистрации микросейсмических колебаний. В данном методе производится длительная (чаще до суток) запись микросейсмического фона при помощи низкочастотных трехкомпонентных сейсмометров.

Всего была произведена запись на 15 точках с длительностью от 8 до 24 часов, что явилось достаточным для определения приращения сейсмической интенсивности на

площадке исследований. Схема расположения точек наблюдений микросейсм на площадках показана выше на рис. 1.

При анализе записей микросейсм применялся метод Ютаки Накамуры, в основе которого лежит анализ отношений спектров горизонтальных компонент сигнала к спектрам вертикальных компонент и получение спектральной характеристики H/V , являющейся основной в данном методе [7]. Метод позволяет компенсировать спектральные компоненты колебаний, являющиеся техногенным шумом, и получать более надежные результаты при выполнении микросейсмического районирования в условиях высокого уровня техногенных шумов. Данный метод позволяет сделать выводы об амплитудно-частотных характеристиках (АЧХ) исследуемых грунтов, наличии резонансных частот. Метод также позволяет выполнять измерения даже одним комплектом оборудования (сейсмометр + регистратор). Сейсмические записи, полученные с регистраторов, обрабатывались в программном комплексе «Geopsy 2.9», в котором были рассчитаны спектры для каждой компоненты сигнала по интервалам записи от 10 до 60 мин.

По записям микросейсм производился расчет спектральных характеристик сигналов во времени, в том числе значение H/V , предварительно были подобраны оптимальные параметры для расчета спектров и сглаживания отношений спектров.

Для расчета значения H/V использовалась следующая формула [3]:

$$H/V = \frac{\sqrt{H_N^2(f) + H_E^2(f)}}{V(f)}, \quad (3)$$

где $H(f)$ – горизонтальные компоненты сигнала,

$V(f)$ – вертикальная компонента сигнала.

Приращения сейсмической интенсивности рассчитывались по формуле [2]:

$$\Delta I = k \cdot \log \frac{(H/V)_i}{(H/V)_0}, \quad (4)$$

где k – эмпирический коэффициент, которым учитываются особенности геологического строения;

$(H/V)_i$ и $(H/V)_0$ – максимальные значения характеристики для исследуемого и эталонного грунта.

За эталонный пункт взят пикет, который располагался непосредственно на скальном выходе гранитов.

Результаты расчетов приращений сейсмической интенсивности по данным регистрации микросейсм приведены в таблице 2.

Таблица 2

Результаты расчета ΔI методом регистрации микросейсм

Точка расчета	ΔI , балл	Точка расчета	ΔI , балл	Точка расчета	ΔI , балл
Пк 1	-0,1	Пк 6	-0,2	Пк 13	0,2
Пк 2	0,1	Пк 8	0,0	Пк 14	0,0
Пк 3	-0,2	Пк 9	0,4	Пк 15	0,0
Пк 4	0,0	Пк 10	-0,1		
Пк 5	0,2	Пк 12	0,2		

Как видно из таблицы, значения рассчитанных приращений лежат в диапазоне от -0,2 до 0,4 балла шкалы MSK-64.

Сейсмическое микрорайонирование территории ядерной установки проведено на основании следующих материалов: литературные и архивные источники по геологическому строению, тектонике, сеймотектонике и сейсмичности, материалы инженерно-

геологических изысканий; результаты инструментальных наблюдений (сейсморазведочные работы и регистрация микросейсм).

Исследования проводились следующими методами:

- метод сейсмических жесткостей;
- метод регистрации микросейсм.

Совместный анализ результатов, полученными разными методами, позволяет более достоверно провести оценку параметров ожидаемых сейсмических воздействий. Результаты расчетов приращений сейсмической интенсивности приведены в таблице 3. Исходя из консервативного подхода, за результирующие значения приращений сейсмической интенсивности в точках расчета принято наихудшее из значений.

Таблица 3

Расчет итогового приращения сейсмической интенсивности

Точка расчета	ΔI_{сж}, балл	ΔI_{мс}, балл	Итоговое ΔI, балл	Точка расчета	ΔI_{сж}, балл	ΔI_{мс}, балл	Итоговое ΔI, балл
Пк1	0,0	-0,1	0,0	Пк9	0.4	0.4	0,4
Пк2	-0,1	0,1	0,1	Пк10	-0.5	-0.1	0,0
Пк3	-0,3	-0,2	0,0	Пк12	0.0	0.2	0,2
Пк4	-0,2	0,0	0,0	Пк13	-0.3	0.2	0,2
Пк5	-0,4	0,2	0,2	Пк14	0.0	0.0	0,0
Пк6	-0,4	-0,2	0,0	Пк15	0.2	0.0	0,2
Пк8	0,4	0,0	0,4				

Литература

1. Григорьев Д.В., Ведерников А.С. Полевые методы при решении задач сейсмического микрорайонирования в районе г. Кирово-Чепецка // Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С.69-74.
2. Ведерников А.С. Исследования по оценке влияния структуры горного массива на распространение сейсмических волн от технологических взрывов в шахтах // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2009. № 4. С.66-69.
3. Григорьев Д.В. Геофизические исследования на месте будущего Эльгинского угольного комплекса // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал), 2012. № 6. С. 307-311.
4. Зуев П.И., Ведерников А.С. Геофизическая диагностика участка бывшего Пышминского рудника // Двенадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С.41- 45.
5. Мельник В.В., Замятин А.Л., Пустуев А.Л. Применение метода спектрального сейсмопрофилирования для прогноза и снижения риска аварий и катастроф при недропользовании // Горный журнал, 2012. №1. С. 86-89.
6. РСН 65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. 1988.
7. Nakamura Y.A. Method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground. Y.A. Nakamura. QR RTRI. Vol. 30. P. 25-33. 1989.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА УРОВНЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА В 2000-2013 ГГ. ПО ШКАЛЕ СОУС'09

Воропаев Петр Валентинович, н.с.,

Коновалова Анна Александровна, м.н.с.

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

e-mail: chicoli@emsd.ru, seismo@emsd.ru

научный руководитель: к.ф.-м.н. Салтыков Вадим Александрович

Исследователями сейсмичности на вулканах мира отмечено, что усиление сейсмической активности во многих случаях предвещает и сопровождается вулканические извержения. Оценка текущей сейсмичности в качественных терминах, указав, например, что она находится на низком (или очень высоком, или фоновом) уровне актуальна и востребована, например, МЧС и службами Росавиации. В Камчатском филиале Геофизической службы РАН внедрена и используется методика оценки уровня сейсмичности СОУС'09 [5] для оценки уровня сейсмической активности регионов России [6], в частности для мониторинга Камчатской сейсмоактивной зоны [7]. Разработана программная реализация методики [1], что обеспечивает оперативность получения оценок сейсмического режима различных пространственно-временных областей. Применение данной методики для оценки уровня сейсмической активности вулканических областей на примере Ключевского вулкана представлено в работе [3], где оценки сделаны по данным каталога Северной группы Вулканов Камчатки, полученного КФ ГС РАН с 1999 г. по 2012 г. Непрерывно пополняемая база сейсмологических данных позволяет вести мониторинг уровня сейсмической активности Ключевского вулкана в оперативном режиме. Начиная с 2013 года еженедельно в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений передаются оценки уровня сейсмичности Ключевского вулкана.

Под Ключевским вулканом [11] рассматриваются два сейсмоактивных объема, выделенных с учетом особенностей поведения локальной сейсмичности в районе вулканического центра [8-10]. В радиусе 7 км от вершины вулкана до глубины 5 км выделяется первый объем сейсмических данных – область малоглубинного магматического очага (НД1), второй объем сосредоточен в том же радиусе в диапазоне глубин от 20 до 35 км – область промежуточного магматического очага в коромантийном слое (НД2). Сейсмичность выбранных элементов магматической питающей системы Ключевского вулкана можно рассматривать независимо друг от друга, что статистически обосновано в работе [3]. В таблице 1 приведена информация об анализируемых наборах данных. Оценки рассчитываются на основе использования статистической функции распределения (F) сейсмической энергии, выделившейся в различных временных окнах: 7, 15, 30, 90 суток ($F(K)=P(\lg E < K)$, где E – сейсмическая энергия, выделившаяся за определенный временной интервал) [5]. Интервалы между пороговыми значениями функции распределения: $F = 0.005, 0.025, 0.15, 0.85, 0.975, 0.995$ формируют шкалу из 7 уровней сейсмичности: экстремально высокий, высокий, фоновый повышенный, фоновый средний, фоновый пониженный, низкий и экстремально низкий (рис. 1).

Таблица 1

Информация об анализируемых наборах данных вулкана Ключевской (1999-2013 гг.)

Набор данных	Глубина, км	Уровень надежной регистрации (класс) K_s^*	Общее число землетрясений каталога / Число землетрясений надежной регистрации	Логарифм суммарной выделившейся сейсмической энергии	Максимальный класс K_s
НД1	$h = \{-5, 5\}$	4	17339/15691	9.88	7.9
НД2	$h = [20, 35]$	5	39895/11355	9.39	7.9

K_s - Класс по энергетической классификации С.А. Федотова, 1972.

Для временного интервала 2000-2012 гг. оценки проводились ретроспективно [2] в сопоставлении с данными об активности вулкана, что позволило выявить ряд особенностей в динамике уровня сейсмической активности Ключевского вулкана, коррелируемых с периодами извержений и фазами его активности. Отмечается рост уровня сейсмической активности в области НД2 за несколько месяцев до извержений (до 1 года), наиболее ярко проявившийся перед эксплозивным извержением (март 2003 г. – февраль 2004 г.) и эксплозивно-эффузивными извержениями (декабрь 2006 г. – июль 2007 г.), (август – декабрь 2013 г.) с выходом на высокий и экстремально высокий уровни. Максимумы сейсмической активности в области НД1 выходят за фоновый повышенный уровень и соответствуют активной фазе извержений. Лишь извержение (июль 2009 г. – декабрь 2010 г.) не сопровождалось выходом сейсмичности за пределы фонового среднего уровня, которое характеризуется преимущественно эффузивным и по интенсивности гораздо слабее других извержений в последнем эруптивном цикле [4]. Статистически значимые изменения уровня сейсмичности в рассматриваемых нами областях (НД1 и НД2) развиваются в противофазе. Эти процессы наблюдаются и перед терминальными эксплозивно-эффузивными извержениями (январь - апрель 2005 г., июнь 2008 г. – февраль 2009 г.).

После окончания извержения (июль 2009 г. – декабрь 2010 г.) в январе 2011 г. наблюдается резкий выход уровня сейсмичности НД2 на фоновый повышенный, где он держится в течение трех недель. После чего вновь достигает фонового повышенного уровня сейсмичности к концу 2011 г. – началу 2012 г. Дополнительно к НД1 и НД2 рассмотрен набор данных для промежуточного набора глубин от 5 до 20 км. Примечательным является синхронное повышение уровня сейсмичности во всех рассматриваемых сейсмоактивных объемах в начале декабря 2012 г. с выходом на фоновый повышенный (в зоне НД1 и промежуточной зоне $h=[5, 20 \text{ км}]$) и высокий уровень в НД2 (рис. 1). По времени это явление соответствует начальному этапу Толбачинского трещинного извержения, начавшегося 27 ноября 2012 г. Такое поведение сейсмичности (синхронность для разных диапазонов глубин) наблюдается впервые с 1999 г. (с начала рассматриваемого каталога). Трещинное Толбачинское извержение сопровождалось сильным вулканическим дрожанием, из-за которого сейсмический мониторинг Ключевского вулкана был затруднен в декабре 2012 г. – марте 2013 г. Этот период времени на рис. 1 выделен сплошной заштрихованной областью.

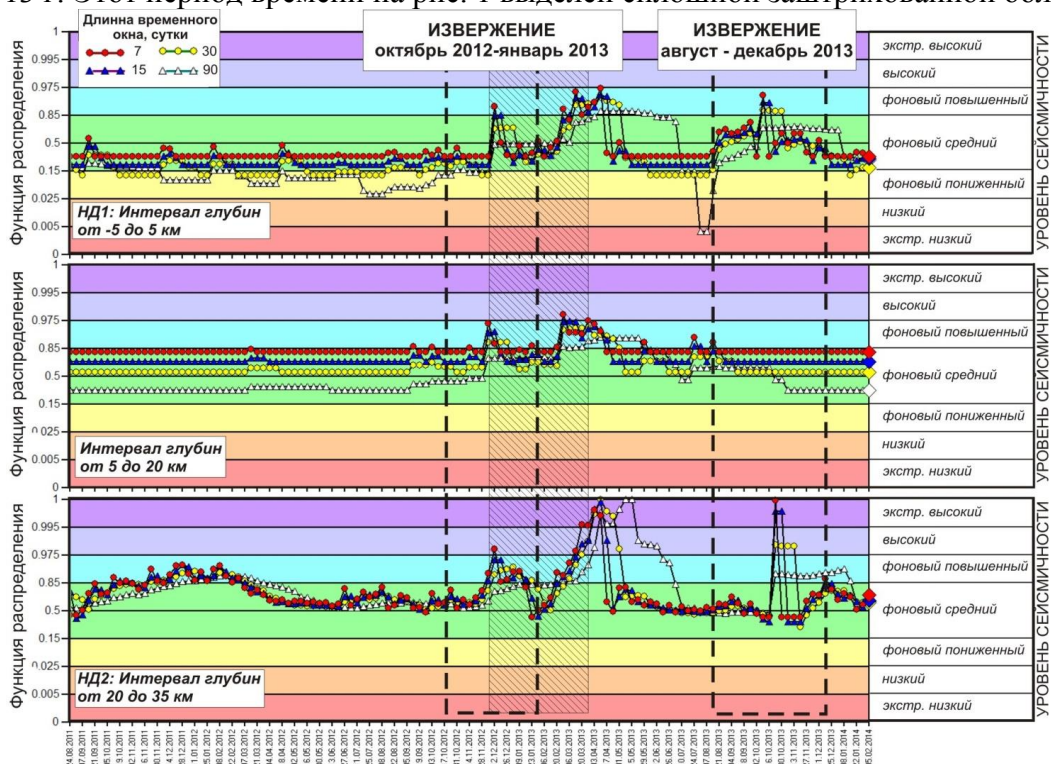


Рис. 1. Вариации уровня сейсмичности Ключевского вулкана с августа 2011 г. по февраль 2014 г.

15 августа 2013 г. началось эксплозивно-эффузивное извержение Ключевского вулкана, достигшее своей кульминации 15-20 октября (максимум вулканического дрожания приходится на 18 октября – 312 мкм/сек. www.emsd.ru). Это наиболее сильное извержение Ключевского вулкана после пароксизмального вершинного извержения 1994 г. Перед извержением наблюдается синхронное поведение сейсмичности во всех рассматриваемых сейсмоактивных объемах. На рис.1 это проявилось в виде двух всплесков уровня сейсмичности. Первый всплеск проявился во время извержения (октябрь 2012 г. – январь 2013 г.), второй – в марте-апреле 2013 г. Во время второго всплеска активность вулкана ограничивалась эпизодической парогозовой и слабой фумарольной деятельностью. При этом в НД2 до начала извержения наблюдались выходы уровня сейсмичности во всех временных окнах на экстремально высокий уровень за 4 месяца; в промежуточной зоне 5-20 км в окне 7 суток на высокий уровень за 5 месяцев и фоновый повышенный за один месяц. В НД1 во всех временных окнах произошел выход на фоновый повышенный уровень за 5 месяцев до начала вулканической активности. Перед кульминацией извержения, наблюдался рост сейсмичности в зоне НД1, вызванный землетрясением 4.10.2013 г., $K_s=7.7$, $H=0$ км, достигнув максимума на фоновом повышенном уровне в окнах 7, 15, 30 суток. После чего сейсмичность во всех временных окнах НД1 снижается до фонового среднего уровня к середине ноября. В кульминационный период отмечается всплеск активности в зоне НД2 до экстремально высокого уровня, вызванный двумя землетрясениями с $K_s > 7$: 17.10.2013 г., $K_s=7.6$, $H=20$ км и 18.10.2013 г., $K_s=7.9$, $H=21$ км. Затем резко снижается до фонового среднего уровня и с середины ноября до конца декабря вновь наблюдается подъем. В этот период зафиксированы пепловые выбросы 19 ноября (10-12 км н.у.м.), 7 и 11 декабря (до 6 км н.у.м.) (www.kscnet.ru/ivs/kvert). К концу декабря сейсмичность во всех сейсмоактивных объемах переходит на фоновый средний уровень.

В результате анализа вариаций уровня сейсмичности за 2012 – 2013 гг. были отмечены синхронные активизации сейсмичности во всем объеме среды под Ключевским вулканом в декабре 2012 г. и марте-апреле 2013 г. Такое поведение сейсмического процесса ранее не наблюдалось.

Авторы благодарны Салтыкову В.А. и Кугаенко Ю.А. за помощь в проведении работы и полезные советы.

Литература

1. Воропаев П.В., Салтыков В. А. Вычислительная система оценки уровня сейсмичности // Геология и Геофизика Юга России, 2013. № 2. С. 18-25.
2. Воропаев П. В., Салтыков В. А., Кугаенко Ю. А., Коновалова А. А. Ретроспективная оценка вариаций уровня сейсмичности Ключевского вулкана по шкале СОУС'09 (2000-2012 гг.) // Материалы IV научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России". Петропавловск-Камчатский, КФ ГС РАН, 2013. С. 31-35.
3. Кугаенко, Ю.А., Воропаев П.В., Коновалова А.А. Статистическая оценка вариаций уровня сейсмичности Ключевского вулкана по шкале СОУС'09: ретроспективный анализ и современное состояние // Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». 22–28 сентября 2013 г. Геленджик. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 184-189.
4. Муравьев Я.Д., Овсянников А.А., Дубровская И.К. Необычный этап в динамике очередного извержения Ключевского вулкана в 2009-2010 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2010. № 1. Вып. 15. С. 7-9.
5. Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2011. № 2. С. 53-59.
6. Салтыков В.А., Кравченко Н.М., Пойгина С.Г., Воропаев П.В. Оценка уровня сейсмической активности регионов России // Землетрясения России в 2011 году. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 60-66.

7. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Кравченко Н.М., Коновалова А.А. Параметрическое представление динамики сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2013. № 1. С. 65-84.
8. Сеньюков С.Л., Дрознина С.Я., Нуждина И.Н., Гарбузова В.Т., Кожевникова Т. Ю. Исследования активности вулкана Ключевской дистанционными методами с 01.01.2001 г. по 31.07.2005 г. // Вулканология и сейсмология, 2009. № 3. С. 50-59.
9. Федотов С.А., Жаринов Н.А. Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986-2005 гг. и механизме его деятельности. // Вулканология и сейсмология, 2007. № 2. С. 3-31.
10. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2010. № 1. С. 3-35.
11. Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки, под ред. Федотова С.А., Т.1, М.: Наука. С. 106-145.

ОЧИСТКА ПРИЗАБОЙНОЙ ЗОНЫ ПЛАСТА АКУСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

*Габитов Ильшат Талгатович, студент 5 курса
Стерлитамакский филиал Башкирского государственного университета
e-mail: ivt30@mail.ru
научный руководитель: Хусаинов И.Г., к.ф.-м.н., доцент*

Исследование акустического воздействия на призабойную зону пласта горных пород представляет большой интерес для использования в различных технологических процессах, в частности, при эксплуатации газонефтяных скважин. Основное его преимущество – осуществление нагрева пласта с возможностью регулирования подаваемой через скважину энергии волн акустического поля без экологического ущерба окружающей среде и возможность достаточно простых технических решений. О широких возможностях использования акустических полей при воздействии на породы-коллекторы говорят серьёзные теоретические расчёты, подтверждённые экспериментально в лабораторных условиях и промысловыми испытаниями [1].

Снижение дебита эксплуатационных скважин во многом обусловлено уменьшением фильтрационных свойств в поровом пространстве пласта, в непосредственной близости от стенки скважины из-за выпадения парафина, солей или твердых частиц. Поэтому восстановление фильтрации именно в этой зоне может служить достаточным условием восстановления производительности скважин [2].

Глубина воздействия высокочастотных акустических полей небольшая, но вполне соизмерима с зоной коагуляции, поэтому использование акустических методов перспективно, главным образом, для обработки призабойной зоны пласта. Изменение состояния призабойной зоны пласта под влиянием акустической энергии зависит как от свойств пород, так и от технического состояния скважины [3].

В работах [4, 5] показано, что акустическое воздействие по тепловому механизму обеспечивает повышение температуры в околоскважинном пространстве до 10-13°C, и там же отмечено, что эти данные согласуются с экспериментально полученными результатами в работе [6].

В работе [7] исследован процесс нагрева однородной пористой среды с помощью акустического поля. Рассмотрена плоскопараллельная модель движения жидкости. В данной работе рассматривается радиальная задача. Получена математическая модель задачи. Проанализированы зависимости температурного поля от параметров волнового поля и параметров, определяющих состояние пористой среды.

Рассматривается полость цилиндрической формы радиусом r_0 , окруженная насыщенной жидкостью пористой средой с пористостью m и проницаемостью k . На границе полости ($r = r_0$) в момент времени $t = 0$ начинает действовать источник гармонических волн давления. При описании волновой и температурной задачи будем считать, что температуры жидкости и скелета пористой среды в каждой точке совпадают, пористый скелет несжимаемый.

В рамках вышеизложенных допущений для нестационарного течения жидкости в пористой среде запишем систему линеаризованных уравнений неразрывности, импульса и уравнения состояния:

$$m \frac{\partial \rho_1}{\partial t} + \rho_{10} \frac{1}{r} \frac{\partial (ru)}{\partial r} = 0, \quad (1)$$

$$\rho_{10} \frac{\partial u}{\partial t} = -m \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{m\mu}{k} u, \quad (2)$$

$$p = C_1^2 \rho_1, \quad r > r_0, \quad t > 0, \quad (3)$$

где ρ_{10} – начальная плотность жидкости; ρ_1 – возмущение плотности жидкости; u – скорость фильтрации; p – возмущение давления в жидкости; μ – вязкость жидкости; C_1 – скорость звука в насыщающей жидкости.

Наличие источника гармонических волн давления на границе $r=r_0$ записано в виде следующего граничного условия:

$$p = A_p \cos \omega t, \quad r = r_0, \quad t > 0. \quad (4)$$

Второе граничное условие уравнения (1)

$$p = 0, \quad r \rightarrow \infty. \quad (5)$$

Под воздействием гармонических волн давления насыщающая пористую среду жидкость совершает колебательное движение относительно твердого скелета. За счет сил вязкого трения между жидкостью и скелетом энергия волны переходит в тепло. Интенсивность нагрева q , отнесенная к единице объема пористой среды, будет равна мощности сил трения при относительном движении фаз (жидкости относительно скелета), и для нее запишем

$$q = \frac{\mu}{k} (\text{Re}(u))^2. \quad (6)$$

Поскольку в реальных процессах, представляющих практический интерес, характерное время нагрева значительно больше, чем период колебаний акустических волн ($t \gg \tau = 2\pi/\omega$), то наиболее важным параметром является средний приток тепла в единицу объема за единицу времени

$$Q = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} q dt. \quad (7)$$

Запишем уравнение притока тепла в пористую среду с учетом объемного источника тепла, связанного с вязкостным затуханием акустического поля:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T}{\partial r} \right) + Q(r) \quad (8)$$

$$\rho c = (1-m)\rho_s c_s + m\rho_l c_l, \quad \lambda = \lambda_s(1-m) + \lambda_l m.$$

Здесь T – температура насыщенной жидкостью пористой среды; λ – теплопроводность насыщенной жидкостью пористой среды; λ_l и λ_s – теплопроводность жидкости и скелета пористой среды; ρ_s – плотность пористой среды; c_s и c_l – теплоемкость пористой среды и жидкости.

Начальное и граничные условия для температуры:

$$T = T_0 \quad (r > 0, t = 0), \quad (9)$$

$$\frac{\partial T}{\partial r} = 0 \quad (r = r_0). \quad (10)$$

$$T|_{r \rightarrow \infty} = T_0. \quad (11)$$

На основе полученной математической модели были проведены численные расчеты с целью анализа особенностей нагрева пористой среды, насыщенной жидкостью, в зависимости от состояния системы, а также от характеристик акустического поля. Полученные результаты показывают, что в зависимости от параметров пористой среды и насыщающей ее жидкости, подбирая частоту и амплитуду волн, можно добиться более эффективного воздействия акустическим полем на призабойную зону пласта.

Литература

1. Мерсон М.Э., Митрофанов В.П., Сафин Д. Возможности ультразвука в нефтедобыче // Нефть России, 1999. № 1. С. 17-23.
2. Кузнецов О.Л., Ефимова С.А. Применение ультразвука в нефтяной промышленности. М.: Недра, 1983. 221 с.
3. Митрофанов В.П., Дзюбенко А.И., Нечаева Н.Ю., Дрягин В.В. Результаты промысловых испытаний акустического воздействия на призабойную зону пласта. // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1998. № 10. С. 36.

4. Максимов Г. А., Радченко А. В. Моделирование интенсификации нефтедобычи при акустическом воздействии на пласт из скважины. // Техническая акустика, 2003. № 10. С. 1-14.
5. Максимов Г. А., Радченко А. В. Роль нагрева при акустическом воздействии на пласт // Геофизика, 2001. № 6. С. 38-46.
6. Печков А.А., Шубин А.В. Результаты работ по повышению продуктивности скважин методом акустического воздействия. // Геоинформатика, 1998. № 3. С.16-24.
7. Хусаинов И.Г., Юмагузина А.Г. Распределение температуры в однородной пористой среде при акустическом воздействии на призабойную зону // Проблема сбора, подготовки и транспорта нефти и нефтепродуктов. Уфа: ТРАНСТЭК, 2003. № 62. С. 118-127.

УТОЧНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ СОЦИАЛЬНОЗНАЧИМЫХ ОБЪЕКТОВ В Г. ВЛАДИВОСТОКЕ

*Горелов Пётр Владимирович, аспирант, м.н.с.
Дальневосточный Федеральный Университет,
Геофизическая служба РАН на сейсмостанции «Владивосток», г. Владивосток
e-mail: pet_gor@mail.ru
научный руководитель: Шкабарня Николай Григорьевич, профессор, д.т.н.*

Среди всех стихийных бедствий землетрясения относятся к самым опасным по причиняемому ими экономическому ущербу и занимает одно из первых мест по числу человеческих жертв. Территория Приморского края является сейсмически опасным регионом благодаря горообразованию Сихотэ-Алиня.

Особое значение имеет оценка сейсмической интенсивности исследуемых площадок строительства.

Определение сейсмичности площадки строительства следует производить на основании сейсмического микрорайонирования.

Целью исследования является уточнение сейсмичности на территории г. Владивостока. Были рассмотрены и проанализированы результаты инженерно-геологических исследований выполненные ООО «НПЦ «ГЕОПОЛИС» на трёх участках: № 1 – ул. Первая 4а; № 2 – ул. Маковского 53а; № 3 – ул. Океанский проспект 155. Автором была проведена дообработка материалов, их сравнение и составление карт инженерно-геологического районирования по сейсмическим свойствам. Уточнение сейсмической интенсивности выполнялось сейсмостанцией "СЕЙСМОЛОГ" с шагом расстановки сейсмоприёмников через 2.5 м и выносом концевых пунктов удара на 2,5; 5 и 10 м.

В основе исследования лежит карта детального сейсмического районирования (ДСР) г. Владивостока. В соответствии с нормативными документами (СНиП 11-02-96 п. 6.22) основными методами уточнения сейсмичности являются: регистрация и изучение естественных землетрясений и взрывов, изучение сейсмических жесткостей, расчетные методы, анализ поля микросейсм.

В результате анализа материалов выполнены: статистическая дообработка результатов спектрального анализа полевых наблюдений; определение пластовых скоростей и жесткостей. Полученные результаты приведены в таблицах 1-А-В.

Таблица 1-А

**Сводные результаты уточнения сейсмической интенсивности грунтов площадки в
пунктах ударов на объекте № 1**

Профили	I					
	A 2,5	A 5,0	A 10	B 2,5	B 5,0	B10
ΔJ_c	0,28	-0,21	-0,02	0,26	0,06	-0,04
$\sum \Delta J$ $J_{расч}$	0,28 <u>7,28</u>	-0,21 <u>6,79</u>	-0,02 <u>6,98</u>	0,26 <u>7,26</u>	0,06 <u>7,06</u>	-0,04 <u>6,96</u>

Таблица 1-Б

**Сводные результаты уточнения сейсмической интенсивности грунтов площадки в
пунктах ударов на объекте № 2**

Профили	I						II					
	A 2,5	A 5,0	A 10	B 2,5	B 5,0	B 10	A 2,5	A5,0	A10	B 2,5	B 5,0	A10
ΔJ_c	0,28	0,28	0,39	0,08	0,23	0,32	0,26	-0,07	---	0,35	0,24	---
$\Delta J_{рез}$	0,0	0,0	0,0	-0,36	0,0	+0,08	0,0	0,0	---	0,0	0,0	---
$\sum \Delta J$ $J_{расч}$	0,28 <u>7,3</u>	0,28 <u>7,3</u>	0,39 <u>7,39</u>	-0,28 <u>6,72</u>	0,0 <u>7,23</u>	0,4 <u>7,4</u>	0,26 <u>7,26</u>	-0,07 <u>6,93</u>	---	0,35 <u>7,3</u>	0,24 <u>7,2</u>	---

Таблица 1-В

Сводные результаты уточнения сейсмической интенсивности грунтов площадки в пунктах ударов на объекте № 3

Профили	I				II			
	A 2,5	A 5,0	B 2,5	B 5,0	A 2,5	A 5,0	B 2,5	B 5,0
ΔJ_c	0,25	0,31	0,32	0,65	0,22	0,22	0,22	0,18
$\Delta J_{рез}$	0,0	0,0	0,0	-0,29	0,00	0,0	0,0	0,0
$\Sigma \Delta I$	0,25	0,31	0,32	0,36	0,22	0,22	0,22	0,18
$J_{расч}$	<u>7,25</u>	<u>7,31</u>	<u>7,32</u>	<u>7,36</u>	<u>7,22</u>	<u>7,22</u>	<u>7,22</u>	<u>7,18</u>

Примечание: приращения сейсмической интенсивности за счет водонасыщенности грунтов $\Delta J_B = 0,0$

Результаты определения приращения сейсмичности, учитывая резонансные добавки полученных при исследовании собственных колебаний здания, (табл.1-А-В) показывают:

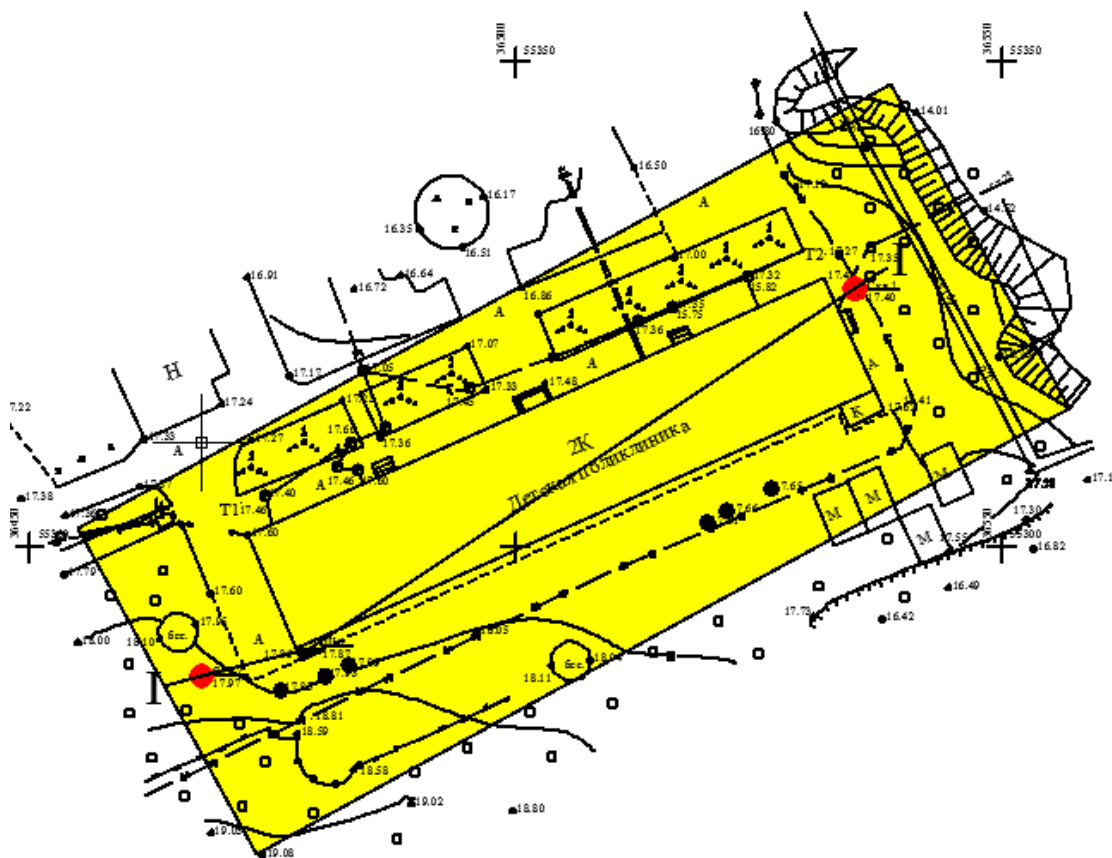


Рис. 1 А. Карта инженерно-геологического районирования грунтов по сейсмическим свойствам на объекте № 1

На объекте № 1.

- уточненная сейсмичность для всех точек зондирования лежит в диапазоне 6,18-7,36 баллов;
- средние значения уточненной сейсмичности территории по зонам пунктов ударов равны 7,02 (зона А) и 7,09 (зона В);
- резонансная добавка $\pm 0,12$ балла;
- среднее значение уточненной сейсмичности территории в целом по обследованному району составляет $7,05 \pm 0,12$ балла;
- при риске 10% сейсмическая интенсивность обследованной площадки равна 7,21 балла, а при риске 5% - 7,25 балла.

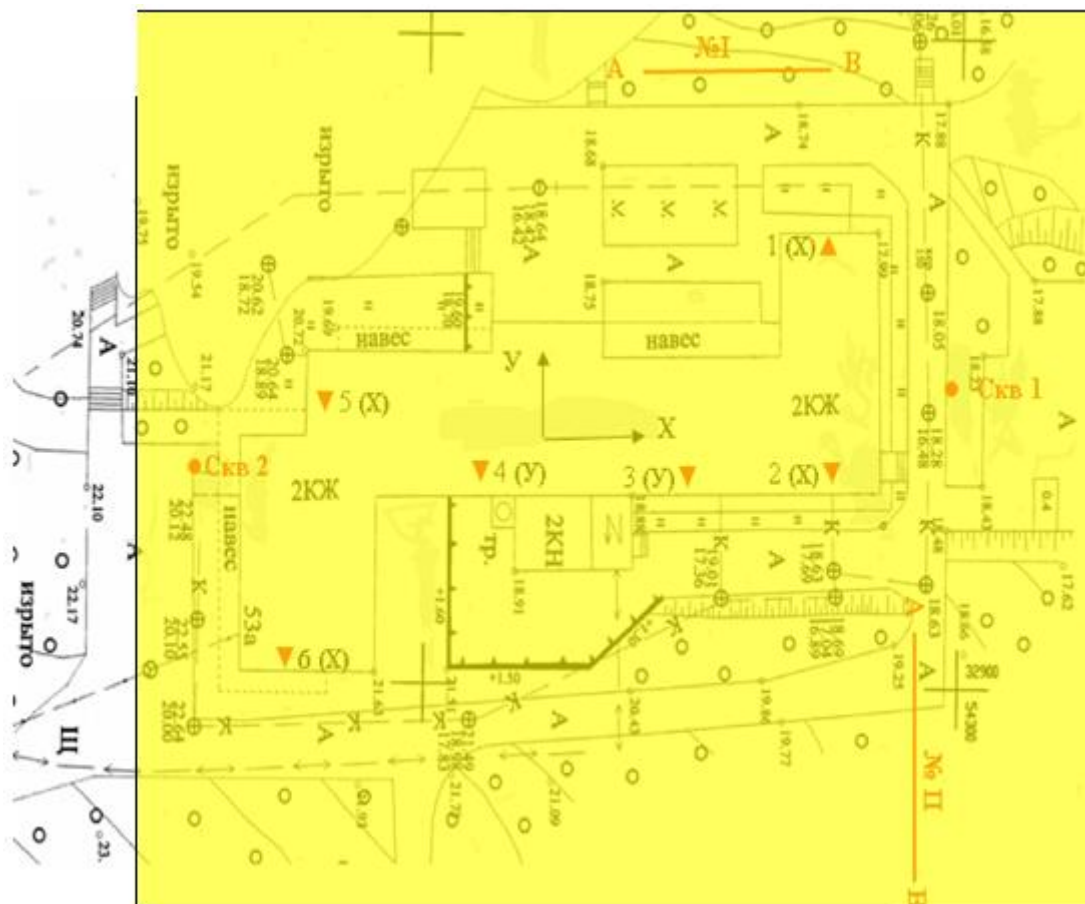
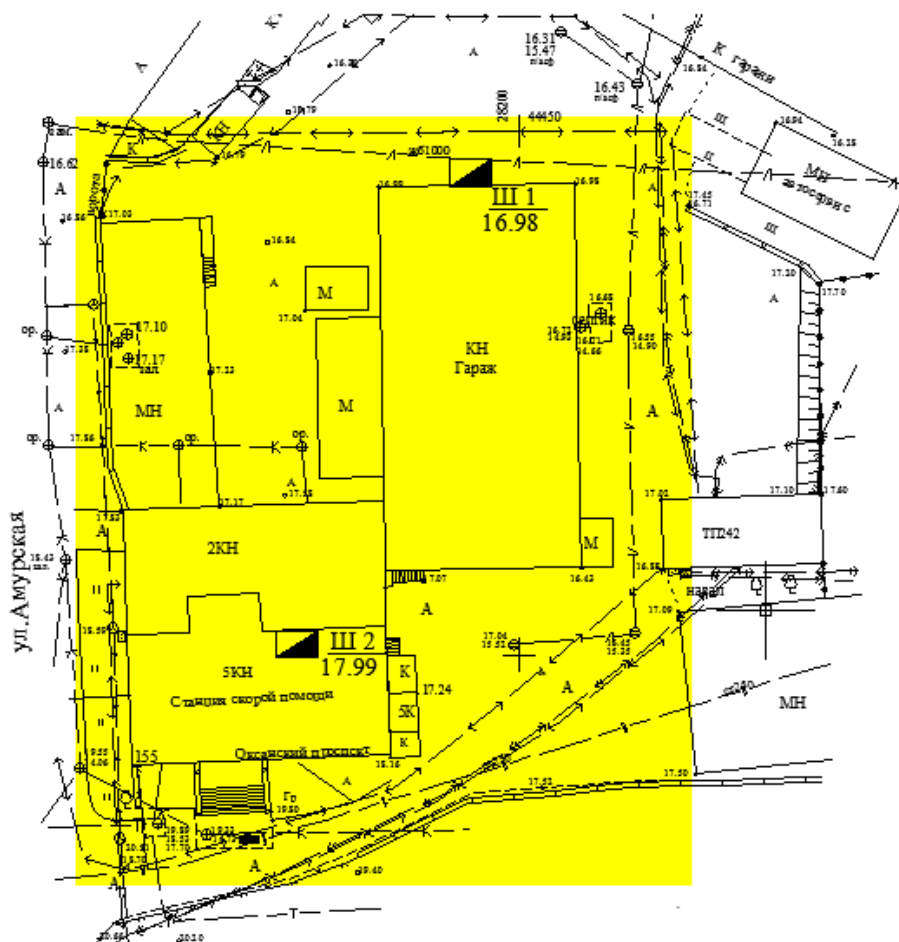


Рис. 1 Б. Карта инженерно-геологического районирования грунтов по сейсмическим свойствам на объекте №2

На объекте № 2.

- уточненная сейсмичность для всех точек зондирования лежит в диапазоне 6,72-7,4 баллов;
- средние значения уточненной сейсмичности территории по зонам пунктов ударов равны 7,22 (зона А) и 7,16 (зона В);
- резонансная добавка $\pm 0,25$ балла;
- среднее значение уточненной сейсмичности территории в целом по обследованному району составляет $7,18 \pm 0,25$ балла;
- при риске 10% сейсмическая интенсивность обследованной площадки равна 7,27 балла, а при риске 5% - 7,35 балла.



Пояснительная таблица

категория грунтов по сейсмическим свойствам	Грунты
II	Глинистые грунты (суглинки, глины) полутвердые, тугопластичные с дресвой и щебнем до 20%; щебенные грунты;



II категория грунтов по сейсмическим свойствам

Рис. 1 В. Карта инженерно-геологического районирования грунтов по сейсмическим свойствам на объекте №3

На объекте № 3.

- уточненная сейсмичность для всех точек зондирования лежит в диапазоне 7,18-7,36 баллов;
- средние значения уточненной сейсмичности территории по зонам пунктов ударов равны 7,27 (зона А) и 7,23 (зона В);
- резонансная добавка $\pm 0,17$ балла;
- среднее значение уточненной сейсмичности территории в целом по обследованному району составляет $7,25 \pm 0,17$ балла;
- при риске 5% сейсмическая интенсивность обследованной площадки равна 7,38 балла.

По результатам выполненных работ, на основании ДСР и СНиП II-7-81* табл.1 составлены карты инженерно-геологического районирования объектов по сейсмическим свойствам грунтов (рис.1 А-В).

В результате исследования автор пришёл к выводу, что, все 3 объекта попадают в зону 7 баллов, что соответствует карте детального сейсмического районирования (ДСР) г. Владивостока, так же по объектам автором были составлены карты инженерно-геологического районирования грунтов по сейсмическим свойствам, в основе которых лежит табл.1. СНиП II-7-81*, то есть попадают под вторую категорию грунтов, что ещё раз подтверждает, что все объекты исследования располагаются в зоне 7 баллов.

СИНХРОНИЗАЦИЯ ВРЕМЕННЫХ ШКАЛ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПАЛЕОКЛИМАТА

*Горностаева Анастасия Александровна, аспирант, м.н.с.,
Антипин Александр Николаевич, ст. инженер
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
e-mail: free_ride_@mail.ru
научный руководитель: д.г.-м.н. Дмитрий Юрьевич Демежко*

Изучение климата Земли – одна из наиболее актуальных фундаментальных задач во всем мире. Анализ современных климатических изменений и их прогноз в будущем во многом зависят от достоверности знаний о климате прошлого. Такие знания можно получить, анализируя современное состояние теплового поля верхней части земной коры. Геотермический метод реконструкции палеоклимата позволяет успешно реконструировать такие элементы палеоклимата, как температурная история земной поверхности, а также история изменения теплового потока через поверхность, представляющего собой разность потоков приходящей солнечной радиации и явных и скрытых потоков тепла от поверхности [1]. Однако геотермический метод имеет ряд недостатков, одним из которых является недостаточная точность датировки реконструируемых климатических событий. Точность временной привязки реконструкций зависит от теплофизических свойств пород, слагающих исследуемый разрез [2, 3]. Знания тепловых свойств пород *in situ* чрезвычайно ограничены. Лабораторные методы исследования этих свойств не всегда дают исчерпывающую информацию, т.к. породы в массиве могут существенно отличаться по своему состоянию от лабораторных образцов. К тому же существуют естественные процессы, приводящие к искажению эффективных теплофизических свойств среды (конвективный теплоперенос, наличие фазовых переходов). В результате возникает вопрос о достоверности получаемых геотермических реконструкций температурных и тепловых историй земной поверхности.

В данном исследовании предлагается новый подход к решению проблемы синхронизации временных шкал геотермических реконструкций, основанный на сопоставлении реконструированных историй с данными о внешнем радиационном воздействии (форсинге) на длинных временных шкалах (десятки тысяч лет). Разрабатываемый алгоритм синхронизации предполагает, что реконструированные изменения теплового потока определяются исключительно внешним радиационным воздействием.

Синхронизация сводится к совмещению реконструированной кривой изменения теплового потока с кривой изменения внешнего радиационного воздействия путем варьирования коэффициента температуропроводности от исходного. Т.к. изменение температуропроводности сжимает или растягивает временную шкалу относительно момента каротажа, для совмещения кривых удобно перевести их в логарифмический масштаб. Тогда совмещение тепловой истории и изменений внешнего форсинга можно осуществить простым сдвигом одной кривой относительно другой. Критерием оптимальной синхронизации является максимум взаимной корреляционной функции кривых. После нахождения оптимального сдвига определяется соответствующее ему значение температуропроводности, в соответствии с которым меняется временная шкала теплового потока через поверхность и связанная с ней шкала температур.

В общем виде предлагаемый алгоритм синхронизации можно представить следующим образом.

1. Реконструкция температурных историй поверхности по скважинным термограммам для исходного значения коэффициента температуропроводности (например, $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$). Историю изменения теплового потока через поверхность можно получить непосредственно из имеющейся термограммы, либо – путем трансформации ранее реконструированной температурной истории [4].

2. Перевод реконструированных рядов в логарифмическую шкалу. Реконструированные ряды и кривая изменения внешнего радиационного воздействия должны быть равномерно оцифрованы на логарифмической шкале.
3. Разрешающая способность геотермического метода убывает по мере удаления в прошлое, поэтому для корректного сопоставления рассматриваемых параметров необходимо сгладить кривую изменения внешнего радиационного воздействия в скользящих окнах переменной ширины [2].
4. Построение взаимной корреляционной функции между тепловой историей земной поверхности и внешним радиационным воздействием, по максимуму которой оценивается необходимая степень растяжения или сжатия временной шкалы от принятой за исходную. Одновременно оценивается соответствующий этому значению растяжения оптимальный коэффициент теплопроводности пород.
5. Трансформирование временных шкал реконструированных элементов палеоклимата в соответствии с оптимальным значением теплопроводности.

Предложенный алгоритм синхронизации был реализован на примере термограммы Уральской сверхглубокой скважины SG-4. Значительная глубина скважины (4 км) позволила реконструировать температурную и тепловую истории земной поверхности длительностью в 40 000 лет. Для столь значительного временного интервала в качестве внешнего радиационного воздействия было выбрано изменение инсоляции на широте 60° с. ш. [5], обусловленное вариациями параметров земной орбиты. Значение инсоляции рассчитывается теоретически. Оно не отягощено ошибками реконструкции, что позволяет осуществить очень точную временную привязку.

Реконструкция температурной и тепловой историй земной поверхности проводилась при значении коэффициента теплопроводности $a = 10^{-6}$ м²/с. Тепловой поток рассчитывался по полученным температурам. Максимум взаимной корреляционной функции $R = 0.73$ достигается при сдвиге на логарифмической шкале $\Delta \ln(t) = 0.345$ (рис. 1). Соответствующий коэффициент теплопроводности $a = 0.71$.

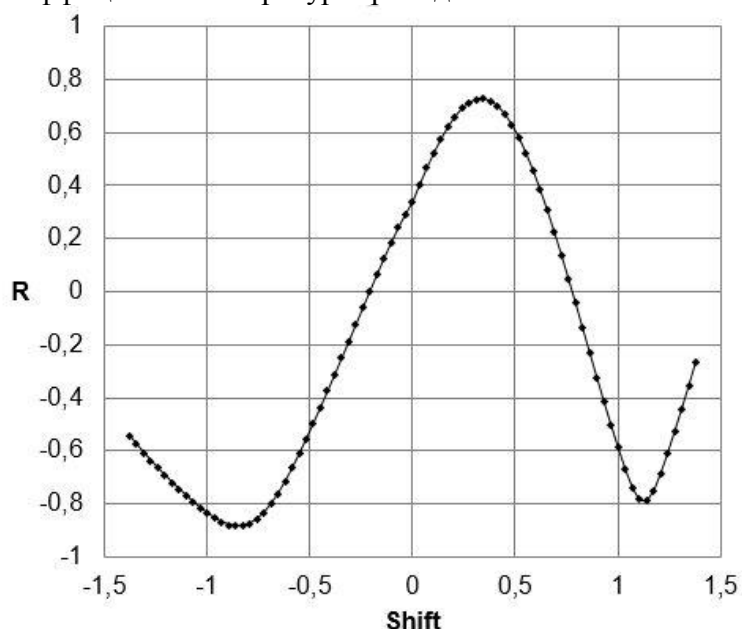


Рис. 1. Зависимость коэффициента взаимной корреляции R между тепловым потоком и инсоляцией от величины сдвига тепловой истории на логарифмической временной шкале

После синхронизации реконструированные палеоклиматические истории сдвинулись дальше в прошлое, а амплитуда изменения потока и температуры возросла вследствие увеличения тепловой активности при уменьшении теплопроводности (рис. 2) [6].

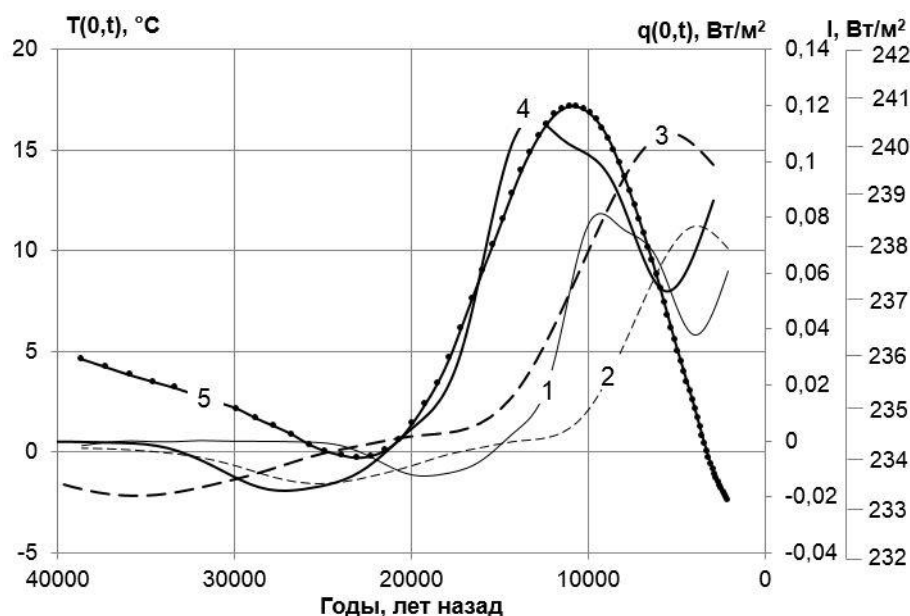


Рис. 2. Трансформация температурной $T(0,t)$ и тепловой $q(0,t)$ историй земной поверхности на Урале после процедуры синхронизации временных шкал геотермических реконструкций

(1, 2) – $q(0,t)$ и $T(0,t)$ соответственно, реконструированные при $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, (3, 4) – $q(0,t)$ и $T(0,t)$ соответственно после процедуры синхронизации для оптимального $a = 0.7 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, (5) – изменение инсоляции I на широте 60° с. ш. [5]

Таким образом, в результате проведенного исследования был разработан и реализован новый алгоритм синхронизации временных шкал геотермических реконструкций палеоклимата. Одновременная реконструкция температурной и тепловой историй земной поверхности позволяет использовать для синхронизации не только независимые косвенные температурные свидетельства, которые также отягощены ошибками реконструкции, но и количественные характеристики внешнего радиационного воздействия. Такой подход может существенно повысить достоверность палеоклиматической интерпретации геотермических данных на разных временных шкалах.

Исследования выполнялись в рамках проекта РФФИ 14-05-31055 мол_а.

Литература

1. Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V., and Esipko O.A. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data // *Bulletin of Geography – Physical Geography Series*, No. 6, 2013, pp. 7-25, <http://dx.DOI:10.2478/bgeo-2013-0001>
2. Демежко Д. Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. ISBN 5-7691-1106-2. 143 с.
3. Bodri L. and Cermak V. Borehole climatology. A new method on how to reconstruct climate. Elsevier Science, 2007, 352 pp.
4. Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V., and Moses T.H., Jr. Permafrost, Heat Flow, and the Geothermal Regime at Prudhoe Bay, Alaska // *Journal of Geoph. Res.*, Vol. 87, No. B11, pp. 9301-9316, November 10, 1982
5. Berger A. and Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million of years // *Quaternary Sciences Review*, 1991, Vol. 10, No. 4, pp. 297-317.
6. Котлованова А.А. Влияние параметра тепловой активности на распространение температурных волн в геологических средах. Двенадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 119-123.

ИЗУЧЕНИЕ АНОМАЛЬНОГО ЭФФЕКТА ОТ ЛОКАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ СРЕДЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАЗМЕРА УСТАНОВКИ ДЛЯ МЕТОДА ДИП

*Горишков Виталий Юрьевич, м.н.с.,
Институт Геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: vitalaa@yandex.ru*

научный руководитель: д.ф.-м.н. Алексей Фёдорович Шестаков

Применение индуктивных методов наземной электроразведки для решения задач геоэлектрического картирования базируется в большинстве случаев на модели плоскостойкого полупространства, для определения параметров которой разработаны различные методики при частотных и индукционных зондированиях [1].

Наличие локальных неоднородностей, отличающихся по электропроводности от зондируемой области геосреды, может оказывать значительное помехообразующее влияние на результаты одномерной интерпретации из-за искажений, вносимых в измеряемые составляющие магнитного поля при использовании вертикального магнитного диполя (ВМД) в качестве источника.

Известно, что для модели горизонтально-слоистой среды, возбуждаемой ВМД, азимутальная компонента H_{φ} нормального магнитного поля равна нулю. Поэтому любое отклонение от такой модели, вызванное горизонтальными неоднородностями среды (либо локальным объектом, контрастным по электропроводности с вмещающей средой), неизбежно проявится в аномальном эффекте H_{φ} .

В качестве количественной характеристики влияния горизонтальных неоднородностей среды, в работе [2] предложено использовать параметр $\delta = |H_{\varphi}| / |H_r| * 100\%$. По мнению авторов работы [2] учёт этого параметра необходим при картировании зон аномальной электропроводности. Как будет показано ниже, эта величина имеет максимум на некотором удалении от его проекции на поверхность земли.

Поскольку этот параметр характеризует признак отклонения зондируемой области геосреды от одномерной модели, то на основе этого критерия была разработана методика площадных индукционных исследований резко неоднородных геоэлектрических сред [3] с использованием вертикального магнитного диполя в качестве источника электромагнитного поля.

Вместе с тем, следует отметить, что изучение основных особенностей проявления аномального эффекта от локальных неоднородностей среды, возбуждаемой ВМД, является важным не только для проработки методических вопросов проведения индукционных зондирований, но также и для непосредственного применения способа наземной электроразведки, относящегося к категории «чистой аномалии» [4]. Этот способ первоначально появился в индуктивной электроразведке на переменном токе (в частности, электромагнитном профилировании методом индукции) при поисково-картировочных исследованиях и несколько позднее стал развиваться применительно к решению инженерно-геологических задач.

Изучение характера проявления аномального эффекта в различных составляющих электромагнитного поля, возбуждаемого в проводящей среде с локальной неоднородностью (контрастной по электропроводности), проводилось на основе математического моделирования.

В ранее опубликованных работах автором были представлены основы математической модели, используемой для расчётов [5], результаты моделирования для случая малого объекта [6] и результаты моделирования для случая протяжённого объекта [7]. В данной работе исследуется, какое расстояние между источником и приёмником (так называемое «плечо установки») электромагнитного поля лучше всего подойдёт для выявления аномалиеобразующего объекта.

В настоящей работе в качестве модельных неоднородностей предложены линейные протяженные вдоль оси Y объекты, образованные совокупностью 4-х кубов со стороной 1 м. с центрами $X_c=4$ на глубине $Z_c=2$ при перемещаемой (параллельно оси X) установке электромагнитного профилирования.

Результаты математического моделирования показали, что аномальный эффект, обусловленный локальным проводящим объектом, возбуждаемым вертикальным магнитным диполем, наиболее сильно выражен в мнимых составляющих горизонтальных компонент магнитного поля. На всех графиках представлены распределения радиальной (H_r) и азимутальной (H_φ) компонент суммарного магнитного поля, нормированных на максимальное значение модуля горизонтальной составляющей.

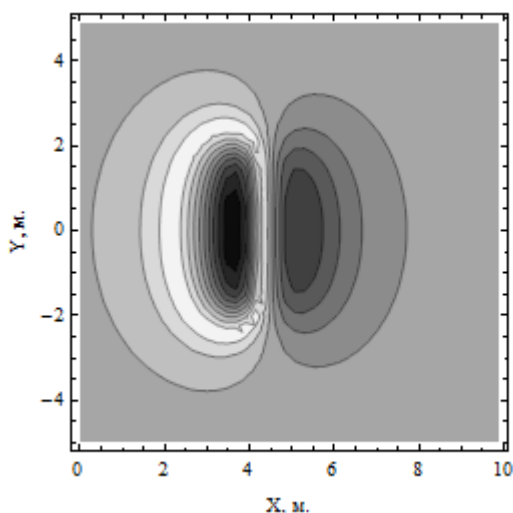


Рис. 1. Распределение H_r при различных положениях дипольной установки с плечом 0,5 м.

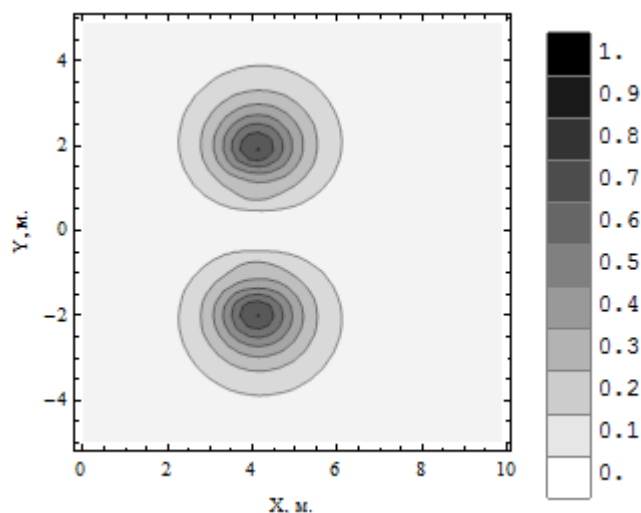


Рис. 2. Распределение H_φ при различных положениях дипольной установки с плечом 0,5 м.

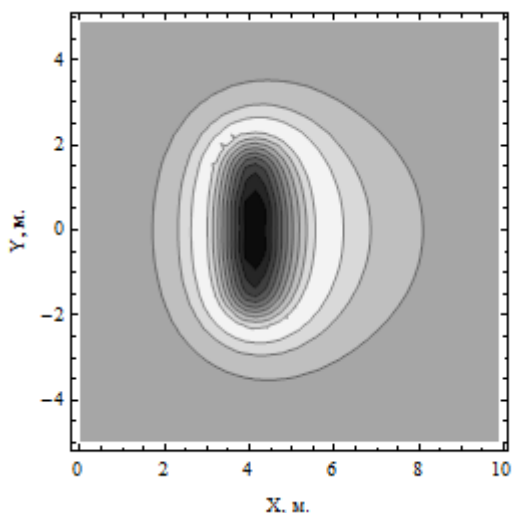


Рис. 3. Распределение H_r при различных положениях дипольной установки с плечом 6 м.

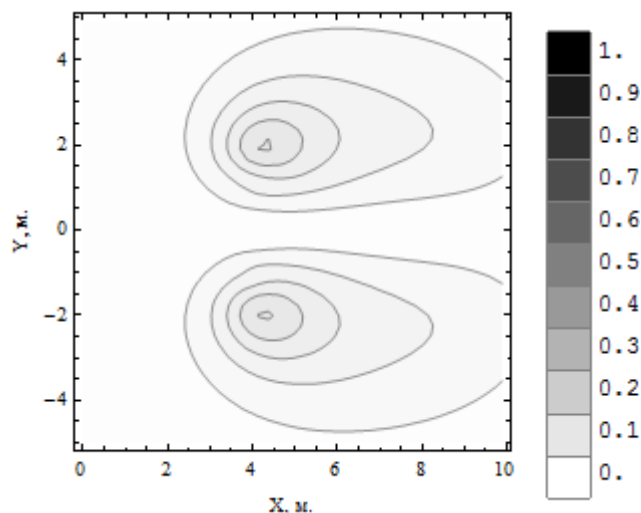


Рис. 4. Распределение H_φ при различных положениях дипольной установки с плечом 6 м.

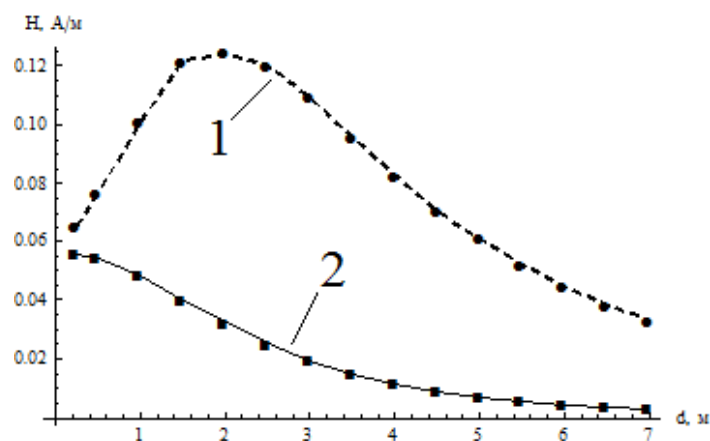


Рис. 5. Зависимость максимальных значений компонент магнитного поля от плеча установки d : 1- максимальные значения H_r , 2- максимальные значения H_ϕ .

Во всех случаях приняты следующие характеристики объекта, вмещающей среды и источника электромагнитного поля:

- частота переменного поля источника 500 Гц;
- высота источника и приёмника над землёй 0,5 метра
- удельная электропроводность воздуха 0 См/м;
- удельная электропроводность нижнего полупространства 10^{-2} См/м;
- удельная электропроводность объекта 50 См/м.

Магнитная проницаемость и диэлектрическая проницаемость воздуха, среды и объекта были приняты равными соответствующим характеристикам вакуума.

Анализ результатов математического моделирования показал, что аномальный эффект наиболее отчётливо выражен, когда расстояние между источником и приёмником поля сравнимо с глубиной залегания аномалиеобразующего объекта. С увеличением плеча установки эффект ослабевает, причём более значительно – в азимутальной составляющей аномального поля.

Литература

1. Электроразведка. Книга первая. М.: Недра, 1989. 440 с.
2. Хачай О.А., Бакаев В.П. Об усовершенствовании методики площадных индукционных исследований на россыпных месторождениях. // Горный журнал, 1994. № 1. С.8-13.
3. Хачай О.А. Опыт площадных индукционных исследований резко неоднородных геоэлектрических сред / Хачай О.А., Новгородова Е.Н. // Физика Земли, 1997. № 5. С.60-64.
4. Тархов А.Г. Об электроразведочных методах чистой аномалии // Известия АН СССР. Сер. геофизическая, 1957. № 8. С. 979-989.
5. Горшков В.Ю. Математическое моделирование вторичного магнитного поля локального проводящего объекта, возбуждаемого вертикальным магнитным диполем в однородной среде XIII уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. Екатеринбург: ИГф УрО РАН. 2012. С. 43-45.
6. Горшков В.Ю. Математическое моделирование электромагнитных аномалий в поле вертикального магнитного диполя над проводящим полупространством с локальной неоднородностью Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С. 65-69.
7. Шестаков А.Ф., Горшков В.Ю. Математическое моделирование аномалий магнитного поля от локальных объектов при дипольном индуктивном профилировании Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. С. 340-342.

БАЗА ДАННЫХ GPS НАБЛЮДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ СЕТИ

*Гражданкин Андрей Михайлович, инженер-исследователь
ФГБУН Научная Станция РАН, г. Бишкек
e-mail: gam@gdirc.ru*

научный руководитель: Кузиков Сергей Иванович, к. ф.-м. н., зав. лаб. GPS

Введение. Деятельность лаборатории изучения современных движений земной коры методами космической геодезии (ЛГПС) НС РАН главным образом направлена на исследование приповерхностных смещений и связанных с ними геодинамических процессов на территории Центральной Азии. При этом основным инструментом исследования является GPS метод. На первых этапах становления развертывались отдельные локальные GPS сети на небольших территориях, которые затем, расширяясь и объединяясь, превратились в Центрально-Азиатскую (ЦА) GPS сеть, расположенную на территориях Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана и Китая. В создании ЦА GPS сети принимали участие ученые России, Германии, США, Кыргызстана, Китая, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана. История измерений в пределах ЦА GPS сети насчитывает уже 20 лет.

На сегодняшний день количество пунктов составляет более 600, в том числе 13 пунктов непрерывного многолетнего наблюдения. Пункты ЦА GPS сети можно разделить на три группы, имеющие различные режимы измерений:

- локальная GPS сеть развернута в предгорьях Кыргызского хребта, к северу от г. Бишкек, на сегодняшний день наблюдения проводятся на 36-ти посещаемых пунктах с частотой 4 раза в год по 36 часов;
- пункты региональной GPS сети расположены на обширной территории Центральной Азии и наблюдения на них, как правило, проводятся 1-3 раза в год по 36 часов;
- перманентная GPS сеть состоит из 13-ти стационарных пунктов, рассредоточенных по территории данного региона и наблюдение на которых ведется непрерывно.

Прежде чем приступить к непосредственному изучению современных движений земной коры необходимо подготовить информационную базу для такого научного анализа. Сначала GPS данные необходимо получить, обработать, систематизировать и структурировать. Помимо этого, при значительном объеме исходных данных необходимо средство для оперативного и эффективного манипулирования этими данными. Целью данной работы является создание базы данных (БД) для эффективной работы с GPS информацией, которая позволит оперативно обрабатывать поступающие данные, извлекать наборы данных по различным критериям и их комбинациям для дальнейшего статистического и научного анализа и прогнозирования.

Помимо информации, получаемой с различных типов приемников в цифровом виде, существуют метаданные, представляемые в виде стандартизованных бумажных паспортов GPS измерений, которые заполняются оператором и содержат в себе информацию различных типов. Перед ЛГПС стояла задача по оцифровке метаданных (бумажного архива) и разработке автоматизированной информационной системы, позволяющей:

- заносить информацию из паспортов в базу данных;
- структурированно хранить все виды GPS данных;
- вычислять дополнительные параметры измерений на основе имеющихся данных;
- предоставлять выборки данных по различным критериям отбора и их комбинациям;
- автоматически генерировать RINEX-файлы на основе имеющихся “сырых” и метаданных внешней утилитой TEQC;
- связывать метаданные с исходными (“сырыми”) и приведенными к международному формату (RINEX) данными;
- автоматически предоставлять входные данные для программы GAMIT/GLOBK [1-2] из базы данных;
- хранить различную справочную информацию;

Создание структуры БД

Данные GPS измерений и их производные можно свести к следующим информационным блокам (таблицам):

1. Данные о марках.

Марки - специальные геодезические точки, жестко закрепленные на земной поверхности. Одна или несколько (обычно 2-3, может быть до 10) близко расположенных (обычно 2-20 м, может быть до 150 м) марок объединяются в пункт (см. раздел **пункты**). На каждой марке должно быть произведено как минимум 1 измерение промышленным GPS прибором (см. разделы **приемники** и **антенны**), одна из марок пункта измеряется регулярно в зависимости от режима измерений. Остальные (запасные) марки включаются в режим измерения в случае выхода из строя основной.

2. Данные о GPS измерениях.

Аппаратурная GPS-запись ведется в течение от нескольких часов до непрерывного длительного (перманентного) наблюдения. Чаще всего, в качестве одного измерения понимаются наборы данных за 36-часовой или 24-часовой (UTC-сутки) интервал наблюдений, но возможны другие варианты. Полевые данные об одном измерении содержатся в одном или нескольких "сырых" файлах и на бумажном листке "паспорта наблюдений". При дальнейшей обработке "сырых" данных информация об этом измерении расширяется.

3. Данные о пунктах наблюдения.

Вычисляемая таблица на основе «**Данных о марках**». Все марки разбиваются по группам с одинаковыми "названиями пунктов" и по данным внутри этих групп формируется информация об отдельных пунктах.

4. Прочие справочные таблицы.

В данную группу таблиц входят однотипные, простые по структуре справочные таблицы с соответствующими полями.

Выбор средств реализации

1. Выбор системы организации интерфейса

Так как процесс обработки данных проводится под управлением различных операционных систем (Windows, Linux, Solaris), то одним из важных требований к ИС является ее кроссплатформенность. Существует два варианта реализации. Первый вариант - это создание клиентских приложений для различных платформ и установка их на рабочие станции, с которых должна осуществляться работа с ИС. Второй - создание WEB-системы, через которую осуществляется процесс обработки данных. Был выбран второй вариант, так как он позволяет использовать со стороны клиента обычный WEB-браузер, тем самым не требуя реализации и установки клиентских приложений, что упрощает создание и использование системы.

2. Выбор сервера БД

Из большого количества существующих решений был выбран MySQL сервер. MySQL поддерживает SQL (структурированный язык запросов) и может применяться в качестве SQL-сервера. Это означает, что общаться с сервером можно на языке SQL: клиент посылает серверу запрос, тот его обрабатывает и отдает клиенту только те данные, которые были получены в результате этого запроса.

3. Выбор WEB-сервера

В качестве WEB-сервера был выбран Apache, т.к. де-факто он является стандартом №1 для Linux-серверов в частности, и для WEB-серверов в общем. Более половины всех сайтов глобальной сети работают под Apache или производных от него. Преимущества Apache заключаются в модульной организации, стабильности и быстродействии.

4. Выбор языка программирования

В качестве языка программирования для реализации проекта был выбран язык PHP. PHP обладает множеством преимуществ по сравнению с другими продуктами, среди которых

наиболее значительными являются производительность, масштабируемость и низкая стоимость (пакет является бесплатным).

5. Выбор средства администрирования СУБД

В качестве средства администрирования СУБД был выбран пакет phpMyAdmin. phpMyAdmin – веб-приложение с открытым кодом, написанное на языке PHP и представляющее собой веб-интерфейс для администрирования СУБД MySQL. phpMyAdmin позволяет через браузер осуществлять администрирование сервера MySQL, запускать команды SQL и просматривать содержимое таблиц и баз данных.

6. Выбор средства реализации интерфейса

Для реализации интерфейса пользователя БД был использован набор скриптов DadaBik, также являющийся свободным ПО с открытым кодом, который подвергся существенной переработке исходя из требований к реализации.

7. Взаимодействие компонентов

В выше приведенных пунктах раздела представлено описание основных компонентов, которые обеспечивают организацию, хранение и обработку GPS информации.

Информационная система представляет собой две большие части: непосредственно данные, структурированно хранящиеся на сервере БД, и различные наборы PHP-скриптов, с помощью которых осуществляются различные функции работы с БД. Эти скрипты обрабатываются Web-сервером Apache (который, в свою очередь, осуществляет взаимодействие с сервером БД путем SQL-запросов). Результат выполнения скриптов возвращается в браузер пользователя. Для работы может использоваться любой браузер под управление любой ОС.

Вспомогательные скрипты используются для устранения различных программных тонкостей обработки и отображения информации.

Набор скриптов phpMyAdmin используется для администрирования БД: создания новых таблиц, полей, изменения типов данных, названий полей, анализа структуры БД, экспорта/импорта данных и различных других административных задач.

Измененный и доработанный набор скриптов DadaBik используется для реализации пользовательского интерфейса работы с БД (просмотр, добавление, редактирование, удаление, поиск, экспорт данных).

Заключение

Разработанная ИС решает следующие задачи:

- систематизация и структуризация GPS-данных ЦА GPS-сети всех уровней.
- автоматизация подготовки входных данных (RINEX) для дальнейшей обработки в GAMIT/GLOBK, что является значительным сокращением требуемого ранее времени;
- реализована возможность формирования различных аналитических выборок данных по различным параметрам для составления планов дальнейших работ по GPS-измерениям.

База Данных прошла регистрацию в Федеральной службе интеллектуальной собственности и имеет свидетельство № 2013620819.

Литература

1. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GAMIT: GPS Analysis at MIT. DEAPS. Release 10.3, Cambridge: MIT, 2009. 183 p.
2. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. DEAPS. Release 10.3, Cambridge: MIT, 2009. 91 p.

АНАЛИЗ ЛЕДНИКОВОЙ АКТИВНОСТИ О. ЗЕМЛЯ АЛЕКСАНДРЫ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

Данилов Алексей Викторович, аспирант

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

e-mail: danilov.aleksey.vikt@gmail.com

научный руководитель: д.ф.-м.н. Н.К. Капустян

научный консультант: к.т.н. Г.Н. Антоновская

В последние годы существенное потепление климата является и причиной, и следствием изменений различных природных процессов. Так темпы таяния ледников в настоящее время существенно выросли. Изменения атмосферной циркуляции проявляются в изменчивости метеорологических характеристик, индикатором и следствием чего являются изменения в состоянии снежного покрова, водного баланса, динамики ледового покрова [1]. В связи с этим, получение новых знаний о ледниковых процессах является актуальной задачей.

В процессе «жизни» ледников происходит большое количество сейсмических явлений, начиная от микротресков, характеризующих начавшееся движение ледниковых масс, до сильных ледниковых землетрясений магнитудой порядка 5, характеризующих отколы кубических километров льда. Непрерывные наблюдения за сейсмической активностью арктических ледников осуществляются преимущественно зарубежными учеными [2], к сожалению, подобные исследования в России практически отсутствуют.

В сентябре 2011 г. сотрудниками лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН при проведении Арктической сейсмологической экспедиции на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа был открыт самый северный сейсмологический пункт России – «Земля Франца-Иосифа» (с/с ZFI) [3]. В ходе анализа полученных данных на сейсмограммах было выявлено достаточно большое количество локальных событий, эпицентры которых ложатся в район ледниковых куполов Лунный и Крапоткина о. Земля Александры (рис. 1). К ним относятся, как обычные высокочастотные трески, возникающие при различных процессах во льду, так и отколы массивных блоков льда с их последующим ударом о морское дно [4]. Важным фактором, управляющим динамикой ледников, являются сезонные изменения. Они связаны с разгрузкой напряжений в теле ледника при повышении температур летом и с последующим увеличением напряжений в нем при понижении температур в октябре и ноябре. Эта сезонность проявляется в изменении числа событий по месяцам (рис. 2, а). Отметим, что с момента проведения наблюдений (с сентября 2011 г.) количество ледниковых событий в период с сентября по декабрь в 2012 и 2013 гг. резко увеличилось (рис. 2, б). Но временной ряд наблюдений пока недостаточен для высказывания однозначных выводов, описывающих данное явление.

В августе 2012 г., т.е. в период активизации динамики ледника, был проведен эксперимент по регистрации микроимпульсов - вблизи ледникового купола Лунный на м. Нимрод (рис. 1) установлен широкополосный комплект аппаратуры CMG-6TD (Guralp). Длительность наблюдений составила 3 часа. На полученных сейсмических записях выделяется резкое изменение микросейсмического поля в виде двух «длиннопериодных ям» с присутствием достаточно большого количества высокочастотных пиков в них (рис. 3). На графиках когерентно-временного анализа (КВАН-диаграммах, используемых для выявления слабых импульсов [5]) эти явления отображаются в виде широких полос в диапазоне частот от 5 до 50 Гц (рис. 4). При этом наиболее ярко выраженная картина наблюдается в вертикальной плоскости NZ, в горизонтальной плоскости EN присутствия «ям» практически не видно. Это говорит о том, что динамические процессы происходят в глубине ледника, причем низкочастотные изменения сопровождаются высокочастотными импульсами. Фоновые высокочастотные микроимпульсы на КВАН-диаграммах отображаются в виде широкой вертикальной полосы в диапазоне 25-35 Гц, присутствующей

постоянно и наиболее ярко проявляющиеся в плоскости EN, т.е. более мелкие ледовые блоки постоянно «живут», двигаясь в горизонтальной плоскости.



Рис. 1. Карта острова Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа

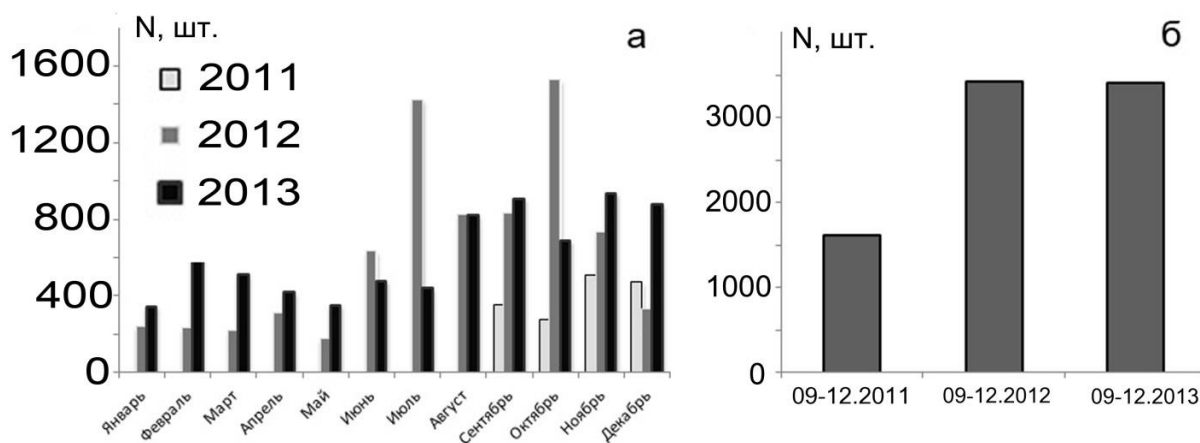


Рис. 2. Диаграмма распределения количества ледниковых событий зарегистрированных сейсмической станцией ZFI: а) по месяцам; б) по годам за период времени с сентября по декабрь

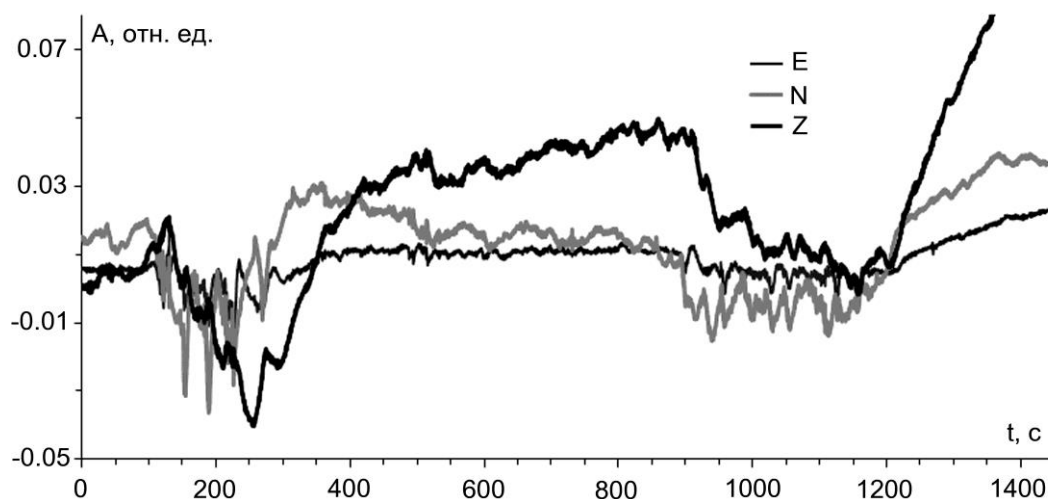


Рис. 3. Вид волновых форм двух «длиннопериодных ям»

Учитывая, что лед по своей структуре неоднороден и наблюдаются многочисленные трещины, аналог разрывным нарушениям в геологической среде, можно предположить, что подвижки, происходящие по одному из «разломов» ледника, порождают движение более мелких структур, расположенных в его окрестности. Подобные низкочастотные ледовые процессы не были зафиксированы на стационарной станции, находящейся в 20 км, что подчеркивает необходимость установки сейсмических станций преимущественно широкополосных вблизи ледников для более качественного изучения ледовых процессов.

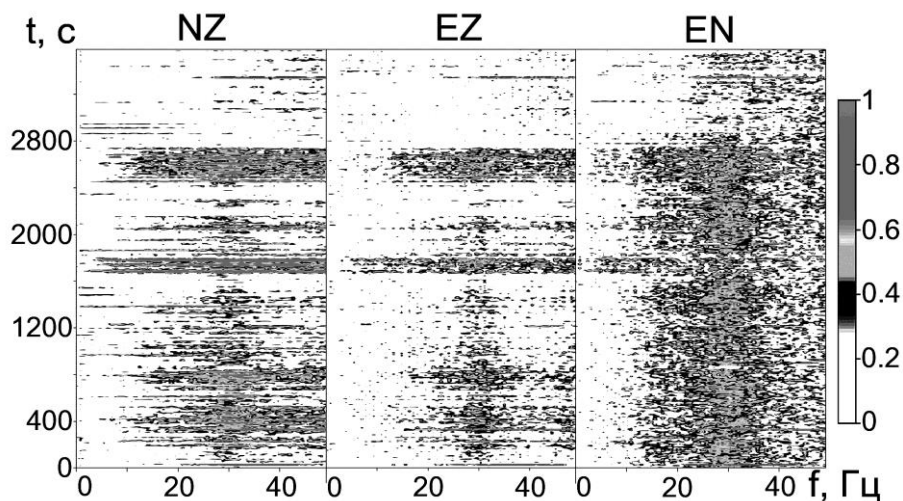


Рис. 4. КВАН-диаграмма записей широкополосного комплекта аппаратуры вблизи ледникового купола Лунный, м. Нимрод

Таким образом, проведение непрерывного сейсмического мониторинга ледников в Арктике является важной задачей, имеющей не только фундаментальное значение для геодинамики планеты, но и практический аспект обеспечения безопасности сооружений в акватории Арктических морей.

Выражаю глубокую благодарность своим научным руководителям Н.К. Капустян и Г.Н. Антоновской за ценные научные консультации и советы, а также К.Б. Данилову за помощь в сборе полевого материала.

Работа выполнена при частичной поддержке проектов РФФИ 14-05-93080 и 14-05-98801.

Литература

1. Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Связь изменчивости площади морского льда Арктики и метеорологических характеристик зимнего периода на севере Евразии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 179-192.
2. Meredith Nettles, Göran Ekström Glacial Earthquakes in Greenland and Antarctica // Annual Review of Earth and Planetary Science, 2010, V 38. P. 465-489.
3. Данилов А.В., Конечная Я.В. Возможности заполярных станций Архангельской сети в сейсмических исследованиях Западно-Арктического сектора России // XIII Уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник докладов. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2012. С. 55-57.
4. Данилов А.В. Микросейсмические исследования архипелага Земля Франца-Иосифа // Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С. 83-87.
5. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 128 с.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В КЛАССЕ СРЕТЕНСКОГО

*Дубовенко Юрий Иванович, с.н.с.
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев
e-mail: nemishayeve@ukr.net*

Вследствие смены парадигмы в теории интерпретации потенциальных полей [1] актуальна разработка адекватного геофизической практике аппарата математического моделирования геофизических полей. Ключевое место в рамках новой методологии принадлежит аналитическим аппроксимациям среды и поля [2]. Предпосылки такого подхода изложены в работе [3]. В продолжение имеющихся разработок предлагается новая аппроксимационная схема для определения поверхности одного подкласса тяготеющих тел по заданному распределению аномалий силы тяжести.

Пусть на плоскости $z=0$ (ось z направлена вниз) заданы значения $U_z(x,0)$ вертикальной производной потенциала силы тяжести, обусловленного бесконечным цилиндром, вытянутым вдоль оси y . Этот объект принадлежит классу двумерных тел постоянной плотности, для которых существует *средняя плоскость* (проходящая через тело так, что любой перпендикуляр к ней пересекает поверхность тела только в двух точках по разные стороны от плоскости). Назовем этот класс тел классом Сретенского $Sr(1,G)$.

Совмещая со средней плоскостью аномального тела координатную плоскость $\xi\sigma\eta$, аналитически опишем область G , занятую телом:

$$G = \{(\xi, \zeta) : a \leq \xi \leq b, \zeta^{(1)}(\xi) \leq \zeta \leq \zeta^{(2)}(\xi)\}. \quad (1)$$

При этом границу ∂G области G можно представить объединением 2 контуров $\partial G_1 \cup \partial G_2$ в виде:

$$\partial G_i = \{(\zeta, \xi) : a \leq \xi \leq b, \zeta = \zeta^{(i)}(\xi), i = 1, 2\}. \quad (2)$$

Рассмотрим подкласс $Sr(1, G_0)$ класса $Sr(1, G)$, когда $a = -\infty, b = \infty$, а оси координат ξ и x , ζ и z параллельны. Тогда, не нарушая общности, можно представить область G_0 и ее границы в виде:

$$G_0 = \{(\xi, \zeta) : -\infty < \xi < \infty, z^{(1)} \leq \zeta \leq z^{(2)}\}, \quad \partial G_{0i} = \{(\xi, \zeta) : -\infty < \xi < \infty, z^{(i)} = \zeta^{(i)}(\xi), i = 1, 2\}. \quad (3)$$

Подкласс $Sr(1, G_0)$ тяготеющих тел состоит из двух контактных поверхностей

$$z^{(i)} = \zeta^{(i)}(\xi), \quad -\infty < \zeta < \infty, \quad i = 1, 2, \quad (4)$$

разделенных средней плоскостью $z = z_0 > 0$. Поставим задачу: определить контакты (4) по значениям вертикальной производной $U_z(x,0)$ потенциала силы тяжести.

Рассмотрим свойства производных потенциала силы тяжести, заданных в виде

$$\frac{\partial U(x, z)}{\partial x} = 2f\sigma \iint_G \frac{\xi - x}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} d\xi d\zeta, \quad \frac{\partial U(x, z)}{\partial z} = 2f\sigma \iint_G \frac{\zeta - z}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} d\xi d\zeta, \quad (5)$$

где в данном случае

$$G = \{(\xi, \zeta) : -\infty < \xi < \infty, 0 \leq \zeta \leq \zeta(\xi)\}. \quad (6)$$

Вследствие представления (6) двойные интегралы в (5) можно записать в виде

$$\frac{\partial U(x, z)}{\partial x} = 2f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} d\xi \int_0^{\zeta(\xi)} \frac{\xi - x}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} d\zeta, \quad \frac{\partial U(x, z)}{\partial z} = 2f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} d\xi \int_0^{\zeta(\xi)} \frac{\zeta - z}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} d\zeta.$$

Отсюда, после ряда несложных аналитических преобразований будем иметь

$$\frac{\partial U(x, z)}{\partial x} = 2f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \arctg \frac{\zeta(\xi) - z}{\xi - x} d\xi,$$

$$\frac{\partial U(x, z)}{\partial z} = f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta(\xi) - z]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta(x) - z]^2} d\xi + \begin{cases} 2\pi f\sigma\zeta(x), & z \leq 0 \\ 2\pi f\sigma[\zeta(x) - 2z], & 0 < x < \zeta \\ -2\pi f\sigma\zeta(x), & \zeta(x) \leq z \end{cases} \quad (7)$$

Итак, функция $U_x(x, z)$ от z непрерывна, а функция $U_z(x, z)$ от z разрывна. На основании фундаментальных свойств (7) контактов (4) получаем при $z \rightarrow -0$ выражения

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_e(x, 0)}{\partial x} &= 2f \sum_{i=1}^2 \sigma_i \int_{-\infty}^{\infty} \operatorname{arctg} \frac{\zeta^{(i)}(\xi)}{\xi - x} d\xi, \\ \frac{\partial U_e(x, z)}{\partial z} &= f \sum_{i=1}^2 \sigma_i \left\{ 2\pi\zeta^{(i)}(x) - \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(i)}(x)]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(i)}(\xi)]^2} d\xi \right\}. \end{aligned} \quad (8)$$

В то же время на средней плоскости $z = z_0$ ($\zeta^{(1)}(x) < z_0 < \zeta^{(2)}(x)$, $-\infty < x < \infty$) из тех же соотношений (7) находим, что

$$\begin{aligned} \frac{\partial U(x, z_0)}{\partial x} &= 2f \sum_{i=1}^2 \sigma_i \int_{-\infty}^{\infty} \operatorname{arctg} \frac{\zeta^{(i)}(\xi) - z_0}{\xi - x} d\xi, \\ \frac{\partial U(x, z_0)}{\partial z} &= -2\pi f\sigma_1 \zeta^{(1)}(x) = 2\pi f\sigma_2 [\zeta^{(2)}(x) - 2z_0] + f \sum_{i=1}^2 \sigma_i \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(i)}(\xi) - z_0]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(i)}(x) - z_0]^2} d\xi. \end{aligned} \quad (9)$$

В различии представлений (8) и (9) заложена интересная возможность решения поставленной задачи. Действительно, найдем внутренний предел производной, вычислив интеграл Пуассона

$$\frac{\partial U_i(x, 0)}{\partial z} = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial U(\eta, z_0)}{\partial z} \frac{z_0}{(\eta - x)^2 - z_0^2} d\eta, \quad (10)$$

при этом представляя подынтегральную функцию в виде

$$\frac{\partial U(x, z_0)}{\partial z} = -2f\sigma_1 \iint_{G_1} \frac{\zeta - z}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} d\xi d\zeta + 2f\sigma_2 \iint_{G_2} \frac{\zeta - z}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} d\xi d\zeta,$$

где $G_i = \{(\xi, \zeta) : -\infty < \xi < \infty, 0 \leq \zeta \leq \zeta^{(i)}(\xi)\}$.

Вычисляя интеграл (10), получим

$$\frac{\partial U_i(x, 0)}{\partial z} = -2\pi f\sigma_1 \zeta^{(1)}(x) + 2\pi f\sigma_2 \zeta^{(2)}(x) - f \sum_{i=1}^2 (-1)^i \sigma_i \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(i)}(x)]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(i)}(\xi)]^2} d\xi. \quad (11)$$

Употребляя значение внешнего предела (8), из (11) найдем разность пределов:

$$\frac{\partial U_e(x, 0)}{\partial z} - \frac{\partial U_i(x, 0)}{\partial z} = 4\pi f\sigma_1 \zeta^{(1)}(x) - 2f\sigma_1 \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(1)}(x)]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(1)}(\xi)]^2} d\xi.$$

Обозначим через $W(x)$ функцию $W(x) = \frac{1}{4\pi f\sigma_1} \left\{ \frac{\partial U_e(x, 0)}{\partial z} - \frac{\partial U_i(x, 0)}{\partial z} \right\}$ и получим

уравнение для определения первого контакта $z^{(1)} = \zeta^{(1)}(x)$, $-\infty < x < \infty$ в виде

$$\zeta^{(1)}(x) - \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(1)}(x)]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(1)}(\xi)]^2} d\xi = W(x). \quad (12)$$

Определив из этого уравнения функцию $\zeta^{(1)}(x)$, сможем вычислить приближение поля

$$\frac{\partial U_1(x, 0)}{\partial z} = 2\pi f\sigma_1 \zeta^{(1)}(x) - f\sigma_1 \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(1)}(x)]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(1)}(\xi)]^2} d\xi.$$

А это, в свою очередь, позволяет найти в "чистом виде" эффект от второго контакта

$$\frac{\partial U_2(x, 0)}{\partial z} = \frac{\partial U_e(x, 0)}{\partial z} - \frac{\partial U_1(x, 0)}{\partial z},$$

что позволяет из уравнения

$$2\pi f\sigma_2 \zeta^{(2)}(x) - f\sigma_2 \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(2)}(x)]^2}{(\xi - x)^2 + [\zeta^{(2)}(\xi)]^2} d\xi = \frac{\partial U_2(x,0)}{\partial z} \quad (13)$$

вычислить его приближение $z^{(2)} = \zeta^{(2)}(x)$, $-\infty < x < \infty$. Этот результат обобщается на случай n границ $z^{(i)} = \zeta^{(i)}(x)$, $-\infty < x < \infty$, если между каждой парой этих границ можно провести среднюю плоскость. Алгоритм решения прошёл первичную апробацию на тестовых данных (samples) *.dat, прилагаемых к программе Golden Software Surfer 11. На классе $Sr(1,G)$ последовательные приближения однозначны и устойчивы (сходятся к точному решению, если погрешность входных данных не превышает 3% от максимальной амплитуды аномалии).

Литература

1. Страхов В.Н. Смена парадигмы в теории линейных некорректных задач. Москва, 2001.
2. Страхов В.Н. Об эффективных по быстродействию и точности методах построения линейных аналитических аппроксимаций в геофизике, геоинформатике и гравиметрии // Геофиз. журн. 2007. 29. № 1.
3. Дубовенко Ю.И. Об аналитической аппроксимации плотности по данным градиента силы тяжести // Геодинамика, 2013. № 2(35). Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды: V Междунар. науч. конф., Львов, 1-4 окт. 2013 г. С. 142–144.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА С ИХ ГЛУБИННЫМИ АНАЛОГАМИ В ТОЛЩЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Ежикова Мария Михайловна, геофизик

ОАО «Самаранефтегеофизика»

e-mail: m-ashany-a@mail.ru

научный руководитель: Малыхин Михаил Данилович, к.г.-м.н., СамГТУ

Одной из главных задач при постановке региональных исследований на землях Самарской области было выявление связи геологических структур осадочного комплекса с их аналогами в толще кристаллического фундамента.

В связи с этим был отработан сейсмический профиль от Юго-Западного борта Бузулукской впадины в направлении свода Жигулевско-Пугачевского выступа фундамента.

По сейсмическим материалам профиля представилась возможность выявить особенности строения осадочного чехла, толщи кристаллического фундамента вплоть до границы Мохоровичича и кровельной части верхней мантии.

В результате анализа материалов профиля, полученного в пределах Бузулукской впадины, очевидно, что осадочный комплекс однозначно непрерывно прослеживается с востока на запад. В этом же направлении происходит сокращение толщины комплекса примерно в два раза в результате выпадения из разреза осадков раннего девона, то есть терригенных осадков и части карбонатов.

Толща кристаллического фундамента в значительной степени выдержана и имеет разнообразное внутреннее строение. Отмечаются конусовидные, однородные, по сейсмическим характеристикам массивы, обладающие малоамплитудными, высокочастотными волновыми полями типичными для массивов, представленными однородным материалом. Между этими конусовидными массивами наблюдаются слоистые участки с волновыми полями характерными для осадочного чехла.

Это подтверждает взгляд исследователей на генезис этих пород: все они осадочно-вулканического происхождения.

Отмечено, что толща кристаллического фундамента представлена чередованием, по латерали, конусовидных массивов («батолитов», рис. 1) со слоистыми участками разреза. Вполне возможно, слоистые участки в толще фундамента могут быть аккумуляторами углеводородов мигрирующих из глубин Земли.

Выявлена тесная связь конусовидных массивов («батолитов») со структурами в осадочном чехле. Это является важным поисковым признаком при доказательстве существования опосредованной структуры. Для использования этого признака необходимо при полевых работах и обработке сейсмических материалов увеличивать длину записи, что определяется в конкретных условиях опытным путем.

В зоне Мелекесской впадины, Жигулевско-Пугачевского свода, волновое поле всей толщи фундамента относительно однородно, что указывает на отсутствие значительных различий в физических свойствах пород, слагающих разрез.

В результате выполненных исследований установлена связь структур осадочного чехла с их глубинными аналогами на территории Ю.-З.б. Бузулукской впадины. (рис.2)

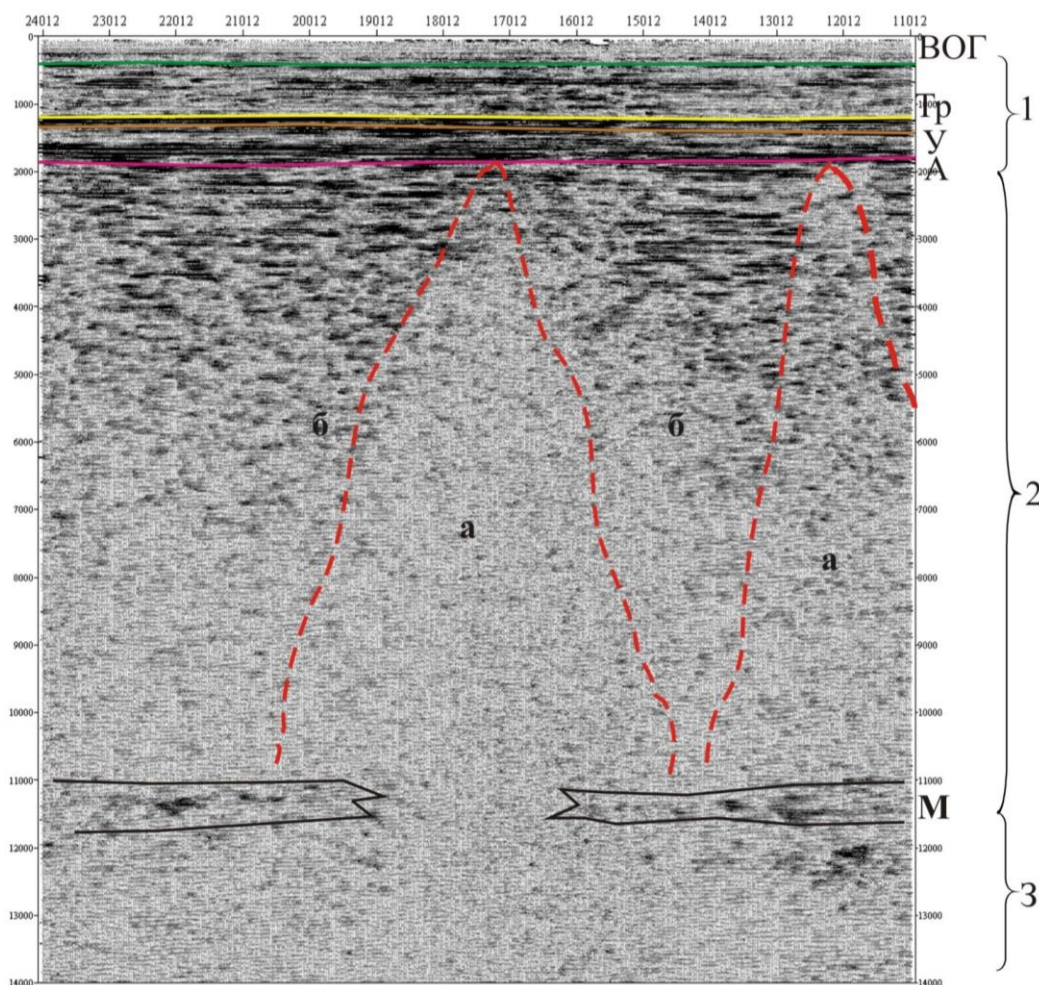
К сожалению, в пределах Жигулевско-Пугачевского свода, Мелекесской впадины подобная связь не выявлена, прежде всего, из-за отсутствия объектов («батолитов») подобных обнаруженным в Бузулукской впадине.

Возможные процессы генерации и пути перемещения углеводородов (УВ)

В настоящее время в различных регионах мира выявлено большое число скоплений УВ в природных резервуарах, сложенных чисто метаморфическими и интегрированными осадочно-метаморфическими образованиями.

К сожалению, используя только материалы сейсморазведки, выявление путей перемещения УВ является сложной задачей.

Наиболее информативным в этом направлении является магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), которое широко используется и дает положительные результаты на территории Западной Сибири.



**Рис. 1. Профиль П ПК ПК – 24.0÷11.0
Юго-Западный борт Бузулукской впадины**

1 – осадочный комплекс; 2 – кристаллический фундамент: а – зоны интенсивной метаморфизации, возможно интрузии магм, б – зоны слабой метаморфизации; М – граница Мохоровичича; 3 – верхняя мантия

МТЗ обеспечивает возможность прогноза новых зон нефтегазонакопления, очагов генерации флюидов и путей их транспортировки, выделения объектов для выполнения высокоразрешающей сейсморазведки и заложения поисковой скважины.

Учитывая высокую эффективность МТЗ в районах Западной Сибири представляется целесообразным сопровождать сейсморазведочные работы на территории Самарского Поволжья магнитотеллурическими зондированиями.

В первую очередь МТЗ желательно использовать в пределах Жигулевско – Пугачевского свода, где эффективность сейсморазведки невысокая по сравнению с соседними районами Самарской области.

По нашему мнению, представляет интерес выполнить работы с применением МТЗ на Покровском месторождении, в котором содержится залежь нефти в карбонатах фаменского яруса (пласт Дл), залегающих на поверхности кристаллического фундамента, при отсутствии подстилающей этот ярус терригенной толщи девона(нефтематеринской свиты).

Материалы МТЗ позволят (можно предполагать) выявить пути транспортировки (миграции) углеводородов и выделить перспективные объекты для выполнения сейсморазведочных работ.

Граница Мохоровичича на полученных материалах прослеживается фрагментарно. Приповерхностная часть верхней мантии однородна по своему составу.

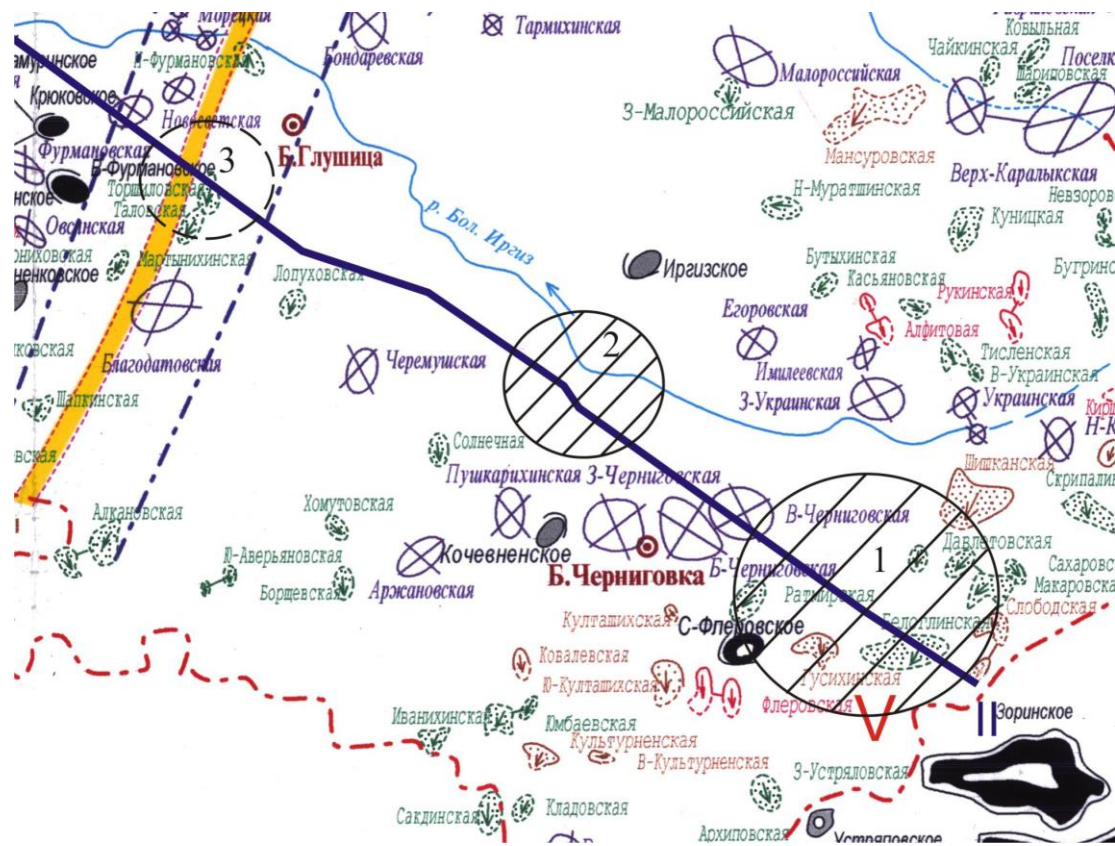




Рис. 2. Проявление связи геологических структур осадочного чехла с глубинными объектами:

П – региональный профиль;  выявленные положительные структуры;  глубинные объекты

В результате выполненных работ определены перспективы выявления залежей углеводородов в толще фундамента в пределах Самарской области.

Автор доклада выражает благодарность к.г.-м.н. М.Д. Малыхину за выбор темы доклада, постоянное внимание к выполняемой исследовательской работе.

ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ВЕРИФИКАЦИИ, ПРОСМОТРА И АНАЛИЗА ДАННЫХ ЛИНЕЙНО-УГЛОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

*Енягин Юрий Владимирович, инженер-исследователь
Научная Станция РАН, Бишкек
e-mail: eyv@gdirc.ru*

*научный руководитель: Кузиков Сергей Иванович,
к.ф.-м.н., заведующий лабораторией GPS*

Введение

Линейно-угловые измерения в лаборатории GPS НС РАН применяются для определения расстояния между двумя геодезическими пунктами. Выполняются с помощью высокоточных тахеометров Leica TS 2003 \ TS 09 на расстояние до 3 км с точностью до 1мм\1км при правильном определении погодных условий

Для высотной привязки геодезических пунктов, на которых проводятся комплексные геодезические измерения, используется высокоточное тригонометрическое нивелирование 1 класса нивелиром DNA 03. Нивелирование проводится секциями с точностью высотной привязки 0.15 мм.

Для геодинамических и геофизических исследований наземный метод позволяет изучать приповерхностные деформации земной коры по вариациям линейно-угловых характеристик между пунктами.

На начало 2014 года измерения ведутся на четырёх площадках (Алмалы, Кентор, Полигон, Норус), на каждой из которых находится от пяти до четырнадцати пунктов. При проведении линейно-угловых измерений с помощью прибора вычисляются расстояние между двумя пунктами, температура, давление, вертикальный и горизонтальный углы. Два измеряемых пункта называются линией.

Данные по линиям, получаемые с приборов, хранятся в текстовых файлах с расширением *.gsi, но в кодированном виде. В лаборатории имеется ПО для удобного просмотра этих файлов, т.е. представляющее их содержимое в понятном человеку виде. Но это не единственная задача, которую необходимо выполнять при анализе содержимого gsi-файлов.

При анализе gsi-файлов перед оператором стоят следующие задачи:

- Проверка данных, хранящихся в файле, на валидность;
- Проверка и исправление неправильно указанных названий измеряемых линий;
- Удаление некорректных записей измерений;
- Набор статистики по проведённым измерениям.

Учитывая то, что измерения проводятся с 2006 года два раза в месяц, скопилось большое количество сырых данных. Ввиду того, что все данные хранятся в закодированном виде, а однотипные ошибки встречаются довольно часто, ручное исправление становится трудоёмким и рутинным. Необходимость настоящей разработки возникла из-за отсутствия каких-либо аналогов программного продукта данного характера.

Описание программного обеспечения

Разработанный программный продукт позволяет облегчить и ускорить процесс проверки gsi-файлов. Разработка программного обеспечения велась с учётом правил именования файлов и измеряемых линий в лаборатории GPS НС РАН. Программный продукт разработан в среде проектирования Microsoft Visual Studio 2010 на языке C#. Таким образом, программное обеспечение может быть легко изменено или усовершенствованно.

Разработанное программное обеспечение предназначено для анализа данных линейно-угловых измерений, исправления ошибок в именах линий, а так же для набора статистики.

Программа имеет графический интерфейс и работает в интерактивном режиме. Для корректной работы необходимо ввести в программу все возможные имена площадок и имена

линий, соответствующие этим площадкам (рис. 1). Эти данные достаточно ввести один раз и сохранить. После этого можно приступить к проверке и исправлению данных в файлах.

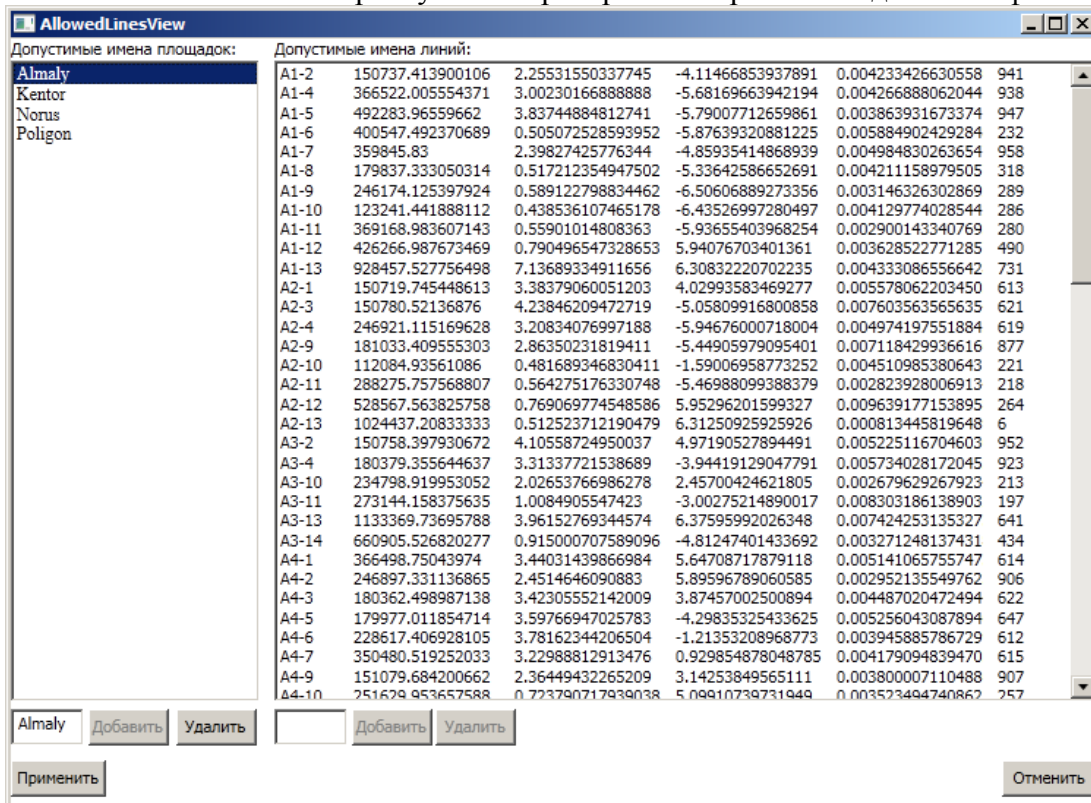


Рис. 1. Окно с допустимыми именами площадок и линий

Список всех загруженных файлов располагается в главном окне программы слева. Цвет названия файла зависит от результата проверки файла:

- Чёрный: ошибок не найдено;
- Синий: все ошибки исправлены автоматически;
- Красный: имеются неисправляемые ошибки. Например, длина линии равняется нулю (ошибка прибора).

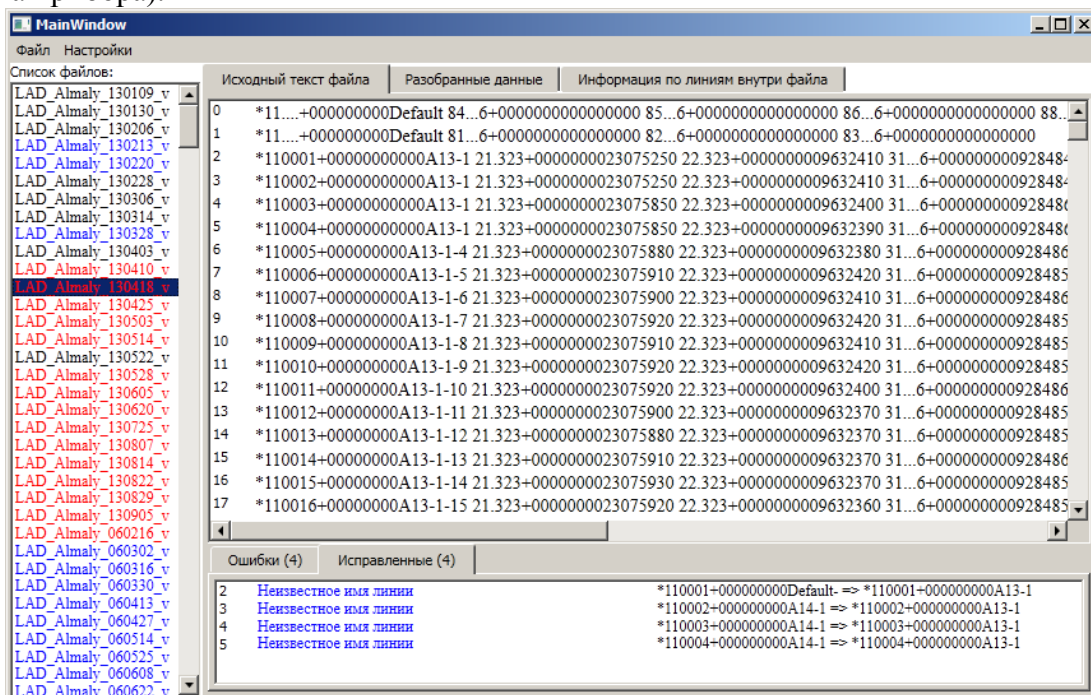


Рис. 2. Главное окно программы

Справа в главном окне расположены данные, хранящиеся в выбранном файле, а так же лог проверки. Данные можно просмотреть как в исходном виде, так и в декодированном. Здесь пользователь может вручную отредактировать данные внутри файла.

Программное обеспечение может работать в двух режимах:

1. Набор статистики:

a. Обычный;

b. «Интеллектуальный»;

2. Проверка данных с учётом набранной статистики.

В обычном режиме набора статистики программа не анализирует данные, добавляя все измерения согласно именам линии. Если же имя линии не корректно, то измерение просто отбрасывается. Для данного режима нужны корректные входные данные.

В «интеллектуальном» режиме набор статистики проходит в три этапа.

На первом этапе происходит загрузка всех измерений. На этом этапе измерения с допустимыми именами приписываются соответствующим линиям, а неопознанные измерения записываются отдельно.

Второй этап заключается в «просеивании» измерений с допустимыми именами, чтобы исключить измерения, которые имеют одно имя линии, но относятся к другой. Эти измерения так же помещаются к неопознанным.

На заключительном этапе все неопознанные измерения проверяются на принадлежность существующим линиям.

Такой режим набора статистики позволяет одновременно исправлять сырые данные, но ему требуется большая выборка данных.

Основные возможности программы:

- Просмотр и ручное редактирование файлов;
- Набор статистики по линиям;
- Автоматическая проверка и исправление загруженных данных на основе набранной статистики;
- Ведение лога.

Программный продукт прошёл тестирование в лаборатории GPS ИС РАН. С его помощью проверяются и корректируются все сырые данные. Программный продукт удовлетворил всем требованиям. В дальнейшем планируется улучшение существующих возможностей и добавление новых.

РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЗКАЗГАН НА ОСНОВНЫЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

*Ефименко Ольга Сергеевна, студентка
Диханов Ерлан Нурғалиевич, инженер-геофизик
Политехнический университет, г. Харьков
ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган
e-mail: serg_yef@mail.ru
научный руководитель: к.т.н. Ефименко С.А.*

В работе обсуждены результаты исследований методом прямого рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) руд месторождения Жезказган на все основные (медь, свинец, цинк) и сопутствующие (серебро, кадмий, рений, сера, германий) промышленные элементы с использованием серийного эмиссионного рентгенофлуоресцентного спектрометра (EDXRF) РЛП-21Т. Приведены основные характеристики спектрометра РЛП – 21Т и метрологические характеристики РФА по элементам. Сделаны выводы о перспективах использования разработанной методики.

Для месторождения медистых песчаников Жезказган в качестве промышленных компонентов утверждены: медь, свинец, цинк (основные промышленные компоненты), серебро, рений, кадмий и сера (сопутствующие промышленные компоненты). Одновременное определение содержаний этих элементов с помощью любого лабораторного спектрометра за одно измерение – это аналитическая задача, которая прежде никогда не ставилась ни на одном предприятии ТОО «Корпорация Казахмыс». Чрезвычайная сложность данной аналитической задачи объясняется тем, что одновременно необходимо определять очень высокие (до 80%) содержания окиси кремния, высокие (до 20%) содержания меди, свинца и цинка, низкие (1–100 ppm) содержания серебра и кадмия и очень низкие (0,5 – 5,0 ppm) содержания рения. Кроме этого, кремний (а также сера и алюминий) относится к легким элементам, анализ которых методом РФА имеет свою специфику в виде необходимости в использовании в процессе анализа вакуумного насоса или инертного газа, что автоматически предполагает проведение второго анализа пробы. Выполнение РФА на полиметаллические и легкие элементы за один анализ – это безусловное «know-how» проекта. С учетом вышесказанного становится понятно, что РФА жезказганских руд на основные и сопутствующие рудные компоненты представляет собой чрезвычайно сложную научную, методическую, математическую и аппаратную задачу.

Констатируем: в настоящее время фактически единственным аналитическим инструментом, который в состоянии решить поставленную задачу, является лабораторный EDXRF спектрометр. Но в специальной литературе отсутствует информация о: а) проведении прямого (без химического обогащения пробы и концентрирования элементов твердым органическим экстрагентом ТВЭК) РФА на рений; б) проведении прямого (без использования вакуумной камеры или инертного газа) РФА на легкие элементы на лабораторном EDXRF спектрометре.

В экспресс-лаборатории геофизической службы ПО «Жезказганцветмет», самого большого филиала ТОО «Корпорация Казахмыс», поставленная задача решалась на EDXRF спектрометре РЛП–21Т, производства ТОО «Аспап Гео» (г. Алма-Ата, Казахстан).

Спектрометр РЛП–21Т обеспечивает одновременное определение содержаний 31 элемента (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, U, Th; определяется и Р, но он в таблицу результатов РФА не выводится, так как практически отсутствует в рудах Жезказгана) в одном режиме без применения вакуумного насоса или инертного газа при анализе на легкие элементы. EDXRF спектрометр РЛП-21Т – это: дрейфовый полупроводниковый детектор (SDD) площадью около 25 мм² и толщиной 300-500 микрон (охлаждение – термохолодильник Пельтье);

рентгеновская трубка VF-50J Rh (50 Вт) фирмы Varian Medical Systems (США); экспозиция измерений 120 сек; облучение кюветы с пробой – сверху; турель на 9 кювет. Детектор обеспечивает разрешение 150 эВ по линии 5,9 кэВ при загрузке 100 кГц. Мишень из теллура. Время формирования импульса 1,6 мкс. Сигнал полностью оцифровывается. Инновация: режим поддержания на постоянном и высоком (90000имп/с) уровне загрузки спектрометрического тракта. Основа спектрометра РЛП – 21Т – спектрометрическое устройство (микропроцессор DS5002FP, программируемая логическая интегральная схема типа FPGA), блок управления, механизм перемещения турели, компьютер и принтер.

В основу идеологии РЛП – 21Т положен принцип: «месторождения разные, градуировка одна». Реализовать данный принцип позволил уникальный по сложности и возможностям пакет специализированных прикладных программ (ПСПП), включающий: реализацию учета матричного эффекта по методу спектральных коэффициентов, когда поправки вводятся только на все определяемые элементы и (по корреляции) на ряд неопределяемых элементов (например: серу через железо на медно-колчеданных месторождениях); вовлечение в математическую обработку спектров всех 19 линий L – серий, а также 5 линий K – серий, мешающих элементов (математическое описание этих линий производится с точностью до 97-98%); полный учет на результаты РФА линий «двойных наложений», линий «пиков вылетов», линий пиков флуоресценций основных и дополнительных мишеней; высокоэффективный идентификатор аналитических линий элементов (идентификация линий идет по 14 параметрам; РЛП–21Т 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 свинца от мышьяка нет (CAs = 3,92%; CPb = 0,009%).

Для обеспечения повышенной чувствительности РФА на легкие (S, Si, Al) элементы в конструкцию спектрометра была добавлена дополнительная мишень из калия. ПСПП обработки вторичных аппаратурных спектров обеспечивал полный учет влияния на результаты РФА пиков линий AgK α 1 и AgK α 2, возбуждаемых при прохождении рентгеновских флуоресценций элементов сквозь воздух; полный учет влияния на результаты РФА пика линии KK α 1 и KK α 2 от дополнительной промежуточной мишени; пиков «двойных наложений»; пиков «вылетов».

Один из спектрометров РЛП-21Т был дополнен опцией «РФА на рений». Данная опция позволяет определять 19 элементов: Re, Ge, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W при экспозиции измерений 500с. Для оптимизации условий возбуждения линий ReL β 1 и GeK α и повышения чувствительности РФА на эти элементы в конструкцию РЛП-21Т введена дополнительная промежуточная мишень из рубидия.

Так как концентрации цинка, свинца и мышьяка в рудах месторождения Жезказган на 2–3 порядка превышают концентрации рения, то было принято решение выполнять РФА на рений по линии ReL β 1 (10,008 кэВ). На эту линию накладываются линии WL β 2 (9,961кэВ), HgL α 1 (9,989 кэВ), PbL α s (9,667 кэВ) и GeK α (9,886 кэВ). При таком режиме измерений обязателен учет влияния линии GeK α . Эта линия непосредственно на линию ReL β 1 не накладывается, но она накладывается на линию ReL α 1 и тем самым нарушает табличное соотношение между линиями ReL α 1 и ReL β 1, используемое при расчетах. В процессе математической обработки вторичных спектров линии элементов выделяются в «чистом» виде», что позволяет делать количественную оценку содержаний мешающих элементов (W, Pb, Hg и Ge).

В процессе исследований использовались государственные стандартные образцы (ГСО) руд полиметаллических месторождений Казахстана. Результаты исследований по направлениям:

1. «РФА на Ag». Точность РФА на 20 ГСО (из 20 имеющихся в наличии) – III категория по ОСТ 41-08-205-04. Предел обнаружения (по критерию 3 σ) на ГСО 8078 (аттестованное значение 1,6 ppm) – 0,74 ppm.

2. «РФА на Re» (20 циклов измерений по 500с). Средние содержания рения в ГСО составили (ppm): 2888 (песчаник медистый) – 1,84 (аттестованное значение 1,65), 2889 (полиметаллическая руда) – 5,02 (4,70), 2891 (концентрат медный) – 29,03 (28,2). Точность РФА на ГСО 2888, 2889 и 2891 – III категория, на ГСО 2887 (0,61 ppm) – V.

3. «РФА на Cd». Точность РФА на 10 ГСО (из 10, имеющих в наличии) – III категория по ОСТ 41-08-205-04. Предел обнаружения (по критерию 3σ) на ГСО 4322 ДВГ (аттестованное значение 5,0 ppm) – 1,05 ppm.

4. «РФА на Ge» (15 циклов измерений по 500с). Средние содержания германия в ГСО составили (ppm): 1712 (руда вольфрамовая) – 3,81 (аттестованное значение – 3,9), 1713 (руда вольфрамовая) – 3,05 (2,9), 5405 (руда окисленная марганцевая) – 3,51 (3,4), 5405 (руда гематитовая) – 4,90 (5,1), 5406 (руда окисленная марганцевая) – 5,84 (4,9), 5407 (руда железомарганцевая) – 22,2 (21,9), 5408 (руда окисленная марганцевая) – 5,44 (5,6), 6588 (руда полиметаллическая) – 4,52 (4,4), 4322 ДВГ (дальневосточные магматические породы) – 6,82 (7,0). Во всех ГСО точность РФА – III категория. Попутно было доказано, что РЛП-21Т обеспечивает РФА ГСО на селен по III категории, начиная с концентраций 4,2 ppm (ГСО 3032).

5. «РФА на S» (45 циклов измерений по 120с). Средние содержания серы в ГСО составили (%): 2887 (песчаник медистый) – 0,24 (аттестованное значение – 0,22), 2888 (песчаник медистый) – 0,61 (0,60), 2889 (полиметаллическая руда) – 1,77 (1,81), 2891 (концентрат медный) – 16,11 (15,98), 3594 (руда колчеданно-барит-полиметаллическая) – 40,94 (41,10), 3595 (руда колчеданно-барит-полиметаллическая) – 47,09 (46,80), 3031 (руда скарновая медно-молибденовая) – 2,88 (2,78). Во всех ГСО точность РФА – III категория.

6. «РФА на Cu, Pb, Zn» (45 циклов измерений по 120с). Точность РФА: Cu на 15 ГСО (из 17 имеющих в наличии); Pb и Zn на 14 ГСО (из 15) – III категория по ОСТ 41-08-205-04. Пределы обнаружения (по критерию 3σ): Cu – 0,0104% (ГСО-84; C(Cu) = 0,11%), Zn – 0,0058% (ГСО-2887; C(Zn) = 0,011%), Pb – 0,0084% (ГСО-2887; C(Pb) = 0,037%).

В программу исследований был включен вопрос о германиенности сфалеритов Жезказгана (известно, что сфалериты Рудного Алтая обогащены германием). С этой целью на спектрометре РЛП-21Т был выполнен РФА трёх проб руды с шахты «Анненская», содержания цинка в которых составили ряд: 2,25; 9,86 и 10,18%. Содержания германия в пробах составили ряд 1,5; 2,6 и 2,5 ppm. Следовательно, сфалериты Жезказгана германием не обогащены.

Выводы:

1. В результате совокупности научных, методических, математических и аппаратурных исследований разработана методика прямого определения содержаний меди, свинца, цинка, серебра, кадмия, рения, германия, серы, полиметаллов и легких элементов, реализованная на самом современном казахстанском лабораторном EDXRF спектрометре РЛП-21Т.

2. Установлено, что чувствительность прямого РФА на рений ограничена и при $t = 500с$ составляет 1,12 ppm (критерий 3σ). Для определения более низких концентраций РФА должна предварять, методика предварительного концентрирования рения. Например: на активированном угле марки БАУ из раствора, полученного после химического разложения пробы.

3. Создана аналитическая база, позволяющая определять содержания в рудах месторождения Жезказган не только содержания всех основных (Cu, Pb, Zn), но и всех сопутствующих (Ag, Re, Cd, S) балансовых компонентов, а также ряда элементов, представляющих интерес для экологов.

4. Методика РФА на спектрометре РЛП – 21Т распространена (кроме рения) на месторождения ТОО «Корпорация Казахмыс» Абыз, Акбастау, Восточная Сары – Оба, Жомарт, Итыауз, Нурказган, Коунрад, Саяк, Шатырколь, а также широко используется на Балхашской, Жезказганской №2, Карагайлинской и Нурказганской обогатительных фабриках.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПИСЕЙ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РЕГИОНА ОХОТСКОГО МОРЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

^{1,2}Ефременко М.А., студентка, e-mail: 2880@mail.ru

^{2,1}Калинина Э.В., e-mail: elakalinina@gmail.com

^{1,2}Пивоваров Р.С., e-mail: nadezhka@geophys.vsu.ru

¹Геофизическая служба РАН ЛСМ ВКМ, г. Воронеж

²Воронежский государственный университет, г. Воронеж

научный руководитель: Надежка Л.И., к.г.-м.н., зав. лаб. СМ ВКМ ГС РАН

Ежегодно сейсмической сетью VKMS (международный код сети) расположенной на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) регистрируется более 2 000 телесеизмических землетрясений из различных районов нашей планеты, в основном, магнитудой 4.0 и более. Все они остаются незамеченными для населения нашего региона. Известны случаи когда макросейсмический эффект далекого землетрясения проявлялся на территории Воронежского кристаллического массива землетрясений произошедших в Карпатах и на Кавказе.

Уникальным сейсмическим событием оказалось землетрясение в Охотском море, произошедшее 24 мая 2013 г. на расстоянии более 6600 км от ВКМ, которое ощутили на территории Воронежского региона. Оно произошло в 05:44:48 (по Гринвичу) его очаг находился на глубине 600 км с магнитудой $m_b=7.7$, координаты 54.89°N , 153.34°E (данные Геофизической службы РАН). Макросейсмические проявления наблюдались по всей территории России от Камчатки до южных и западных границ страны, а также в ряде соседних государств [1-3]. Землетрясение было зарегистрировано всеми мировыми сейсмологическими центрами наблюдений.

На рис. 1 представлены записи волновых форм этого землетрясения по данным сейсмических станций Воронежской сети.

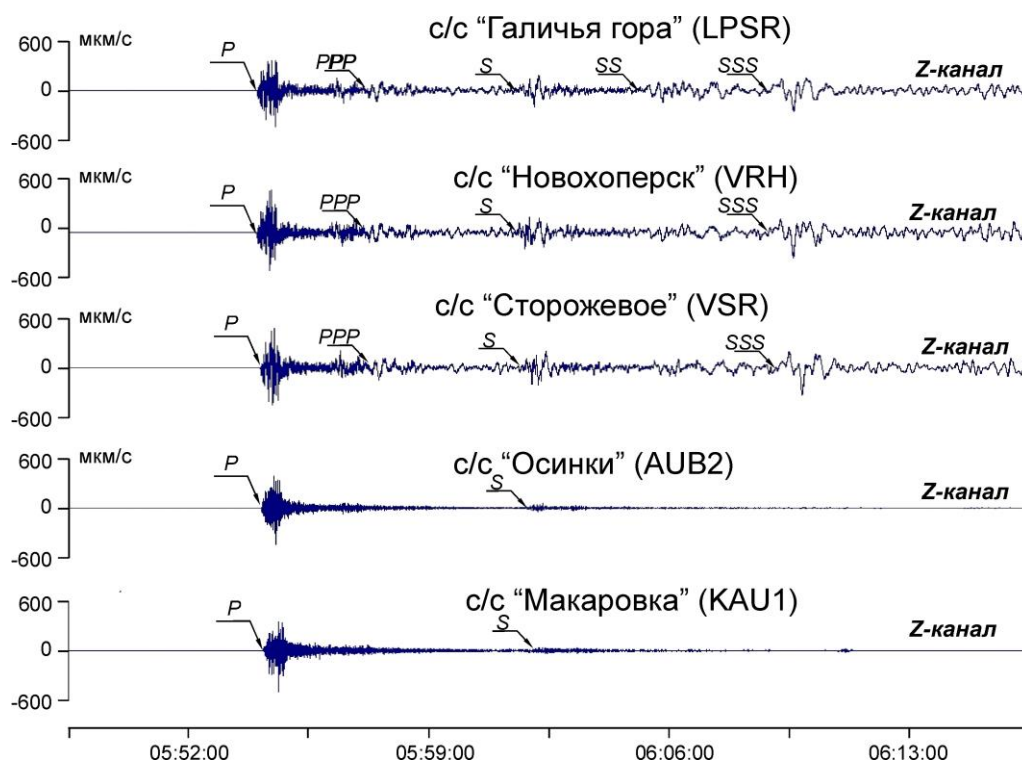


Рис. 1. Запись землетрясения произошедшего 24.05.2013 г. в районе Охотского моря, сейсмическими станциями сети VKMS

На записях видно, что хорошо выделяются все основные сейсмические волны. На станциях «Галичья гора» (LPSR), «Новохоперск» (VRH), «Сторожевое» (VSR) помимо прямых P и S-волн выделяются ряд отраженных длиннопериодных волн. Интенсивность проявления колебаний зависит от грунтовых условий в месте установки станций, поэтому амплитуды скорости смещения грунта по данным станций различны [4].

Глубокофокусные высокомагнитудные землетрясения в районе Охотского моря не являются большой редкостью. В этом районе за последние пять лет произошло несколько сильных глубокофокусных толчков с макросейсмическим проявлением на территории Дальнего Востока России: 05.07.2008 г. ($m_b=7.2$, $h=630$ км) [5]; 24.11.2008 г. ($m_b=6.9$, $h=570$ км); 14.08.2012 г. ($m_b=7.4$, $h=580$ км).

С целью сравнения сейсмических проявлений этих землетрясений и землетрясения 2013 г. на территории Воронежского региона, был выполнен анализ записей волновых форм трех сильных глубокофокусных землетрясений. На рис. 2 приведен пример записи P-волны по открытому каналу глубокофокусных землетрясений зарегистрированных сейсмической станцией «Сторожевое». Эпицентры этих землетрясений располагаются в пределах одного региона, с близкими глубинами и магнитудами.

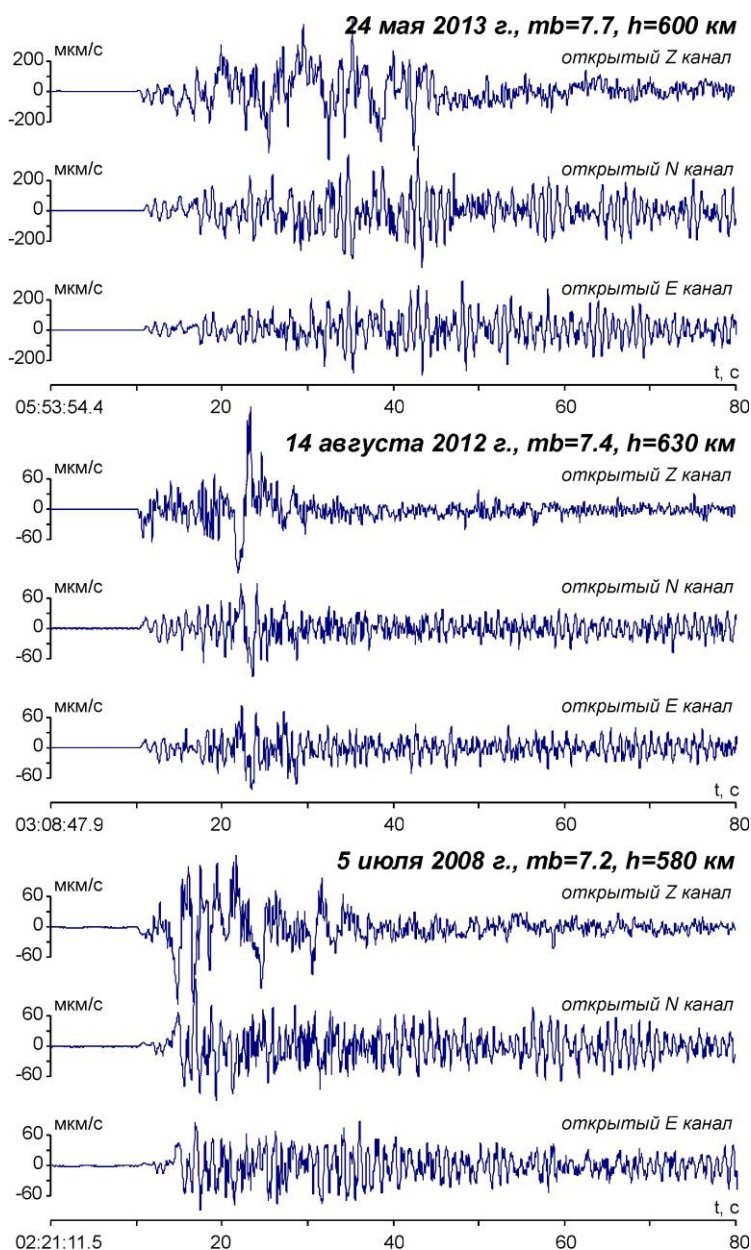


Рис. 2. Записи трех землетрясений из региона Охотского моря

Записи землетрясений имеют как общие черты, так и индивидуальные. Отмечаются четкие вступления на всех каналах. Длительность максимальных колебаний у всех анализируемых землетрясений различна и колеблется от 25 секунд (землетрясение 2012 г.) до 40 секунд (землетрясение 2013 г.), что, по-видимому, связано с количеством выделившейся сейсмической энергии в очаге. На записях землетрясений произошедших в 2008 г и 2013 г имеется несколько периодов максимальных колебаний, в то время как на записи землетрясения 2012 года присутствует только один максимум. Амплитуды максимальных колебаний землетрясений в 2013 г практически в 2 раза превышают амплитуды землетрясения 2012 г и в 3 раза землетрясение 2008 г. (см. таблицу).

Таблица

Дата	Скорость смещения частиц грунта, мкм/с		
	Z	N	E
24.05.2013	472.61	432.16	320.2
14.08.2012	205.21	96.49	84.02
05.07.2008	153.33	134.31	88.73

Отличные черты записи максимальных колебаний Р-волны анализируемых землетрясений отражает разный характер процессов в очагах.

Таким образом, по продолжительности интенсивных колебаний, по величине скорости смещения частиц грунта, по характеру макросейсмических проявлений телесейсмическое землетрясение 24.05.2013 г. можно рассматривать как уникальное сейсмическое событие. За почти 20-летний период сейсмологических наблюдений в Воронежском регионе впервые было зарегистрировано телесейсмическое землетрясение, эпицентр которого расположен в охотском море, и которое создало на территории Воронежского региона макросейсмический эффект 2 балла.

Авторы работы выражают искреннюю благодарность сотрудникам ЛСМ ВКМ и лично зав. лаб. СМ ВКМ Надежке Л.И. за помощь и консультации при проведении исследований.

Литература

1. Маловичко А.А., Маловичко Е.А. Макросейсмические проявления в Москве от глубоководного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 3-9.
2. Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И. Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 10-16.
3. Рогожин Е.А., Завьялов А.Д., Зайцева Н.В. Макросейсмические проявления Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. на территории г. Москвы // Вопросы инженерной сейсмологии, 2013. Т. 40. № 3. С. 46-59.
4. Надежка Л.И., Ефременко М.А., Сафронич И.Н. Особенности записи телесейсмических событий региональной воронежской сетью // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 120-124.
5. Семенова Е.П., Сафонов Д.А. Глубоководное землетрясение 14 августа 2012 г в Охотском море с $M_w=7.7$ // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 10-16.

СЕЙСМИЧНОСТЬ РЕГИОНА БОЛЬШОГО СОЧИ ЗА 2013 ГОД ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

*Заклюковская Анастасия Сергеевна, инженер-исследователь
Геофизическая служба РАН ИСМ ВКМ, г. Воронеж
e-mail: zaklyukovskaya@gmail.com*

Территория региона Большого Сочи характеризуется интенсивным развитием хозяйственной и строительной деятельности, высокой плотностью населения, а также местом проведения зимних Олимпийских игр 2014. Таким образом, постоянно возрастающая нагрузка на среду требует детальной оценки сейсмической опасности. Сейсмологические данные являются фактическим материалом и основой для расчета сейсмической опасности и проведения детального сейсмического районирования.

За период 2013 года в районе Большого Сочи зарегистрировано 202 землетрясения. Из общего числа 139 землетрясений зарегистрировано менее тремя сейсмическими станциями, по этой причине из-за недостатка информации не была проведена локация их эпицентров. Три и более станциями зарегистрировано 63 землетрясения, эпицентры которых определяются с минимальными погрешностями. На рис. 1 представлено распределение 63 землетрясений 2013 года по месяцам года. Наибольшее количество землетрясений - 13 произошло в апреле месяце. Общая выделившаяся энергия от зарегистрированных землетрясений составляет приблизительно 13.78 ГДж. Наибольшее количество суммарной энергии было выделено в июле – 11310 МДж. Диапазон магнитуд зарегистрированных событий $M=1.1-4.3$. Наиболее сильное землетрясение произошло 18 июля в 12:58 по Гринвичу, $M=4.8$, интенсивность колебаний в районе Красной Поляны 2-3 балла.

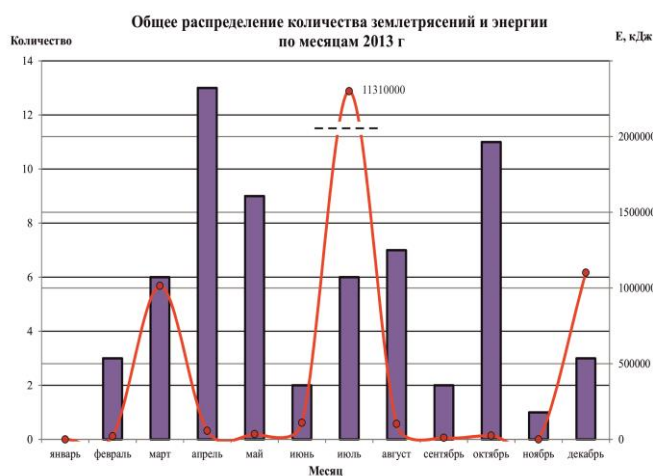


Рис. 1. Диаграмма распределения количества и энергии землетрясений по месяцам за 2013 г.



Рис.2. Диаграмма распределения количества землетрясений по месяцам за 2013 г для трех сейсмогенных подзон

Комплексный анализ данных пространственного распределения эпицентров землетрясений, зон простирания активных глубинных разломов, а также сейсмолинеаментов различных магнитуд позволил выделить три сейсмоактивные подзоны внутри общей Сочинской сейсмогенной зоны: Сочинская, Краснополянская и Лазаревско-Туапсинская (рис 3) [1]. Согласно оценкам действующей Карты общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97), вся территория Большого Сочи отнесена к 8 и 9 бальным зонам сейсмических воздействий. Эпицентры, зарегистрированных землетрясений сопоставляются с зонами ВОЗ (ОСР-2012). Эпицентры землетрясений, попадающих в Лазаревско-Туапсинскую сейсмогенную подзону четко ложатся вдоль линеамента с $M_{max}=6.5$. Расположение эпицентров землетрясений Сочинской подзоны представляют собой область перпендикулярно вытянутую основным линеаментам исследуемой территории [2] В Краснополянской подзоне эпицентры землетрясений

попадают как в область с $M_{\max}=6.5$ так и $M_{\max}=7.0$ (Рис 3). На карте активных разломов по Трифонову В.Г. (2011) . можно выделить разломы, являющиеся сейсмоактивными (рис. 3). Основными являются следующие разломы: Краснополянский, Аибгинский, Пластунский, Бекишейская и Монастырская система разломов. К вышеперечисленным разломам в большинстве своем приурочены эпицентры землетрясений Краснополянской подзоны. Эпицентры землетрясений Сочинской и Лазаревско-Туапсинской подзоны наиболее близко ложатся в пределах зоны Черноморских разломов (рис. 3) [1].

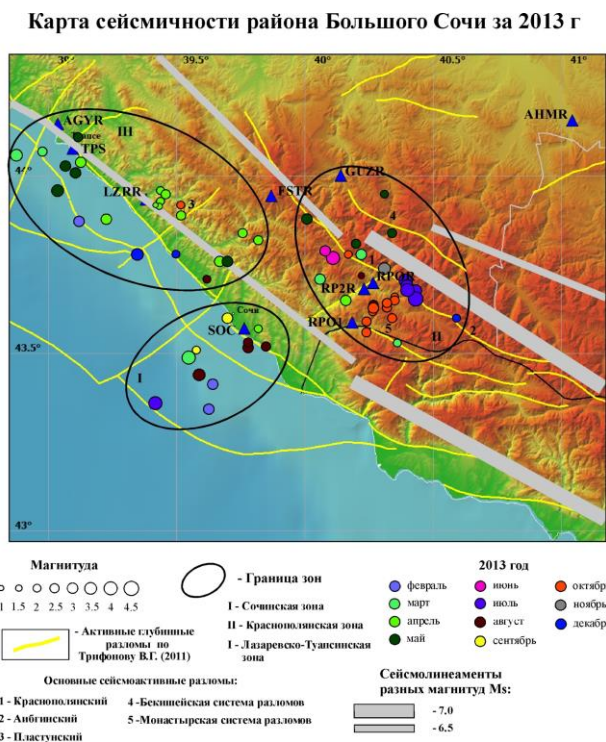


Рис. 3. Положение эпицентров землетрясений 2013 г на карте зон ВОЗ и активных глубинных разломов по Трифонову В.Г. (2011)

Характерной особенностью Сочинско-Краснополянского района является наличие роев землетрясений. Из рис. 3 видно проявление роев в 2013 г. В Лазаревско-Туапсинской подзоне выделяются два роя землетрясений: в апреле 11 землетрясений и в мае – 5. Также два роя землетрясений наблюдается в Краснополянской подзоне в июле 5 землетрясений и в октябре 10 [3].

На территории Сочинской подзоны зарегистрировано наименьшее число землетрясений в 2013 году – 11, из них наиболее сильное произошло 02.03.2013 в 19:13 по Гринвичу с $M=3.9$. Волновые формы данного землетрясения представлены на рис. 4. Землетрясение зарегистрировано 10 сейсмическими станциями Западного Кавказа. Расстояние от эпицентра землетрясения до ближайшей сеймостанции «Сочи» (SOC) 20 км. Наибольшее количество землетрясений произошло в августе (4 штуки). Максимум суммарной выделившейся энергии приходится на землетрясения марта месяца (1000 МДж).

Наибольшее количество эпицентров землетрясений распределилось в пределах Краснополянской подзоны – 29. Самое мощное землетрясение произошло 18.07.2013 в 07:18 по Гринвичу с $M=4.3$. Данное событие было зарегистрировано на 23 сейсмических станциях Западного и Центрального Кавказа. Волновые формы записей землетрясения представлены на рис.5. Расстояние от эпицентра землетрясения до ближайшей сеймостанции Красная Поляна (RPOR) составляет 13 км, а до самой дальней станции Лац (LAC) 327 км. На территории Краснополянской сейсмогенной подзоны наибольшее количество землетрясений зарегистрировано в октябре (10 штук). Наибольшее количество суммарной энергии выделено в июле (11210 МДж).

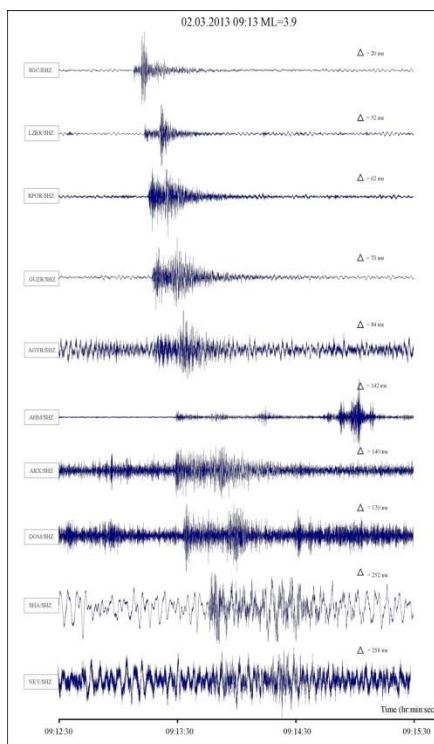


Рис. 4. Волновые формы записей землетрясения 02.03.2013 в 19:13 на сейсмических станциях Западного Кавказа

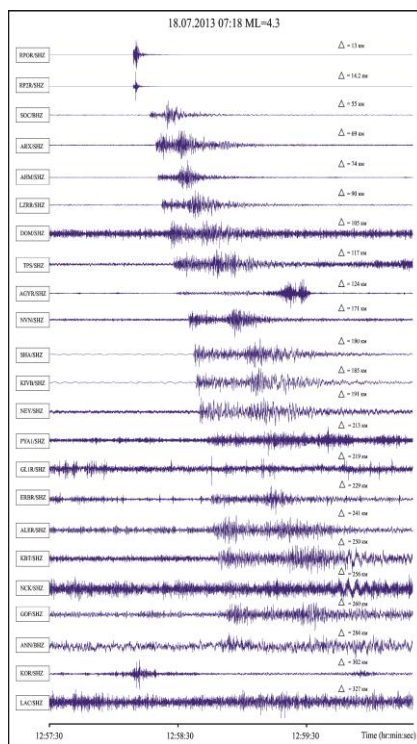


Рис. 5. Волновые формы записей землетрясения 18.07.2013 в 07:18 на сейсмических станциях Западного и Центрального Кавказа

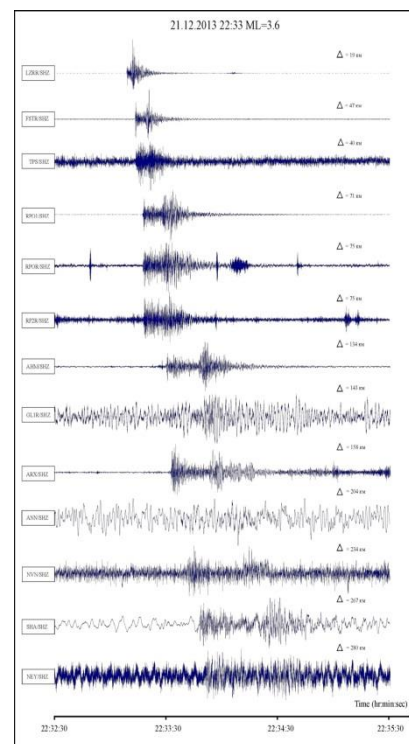


Рис. 6. Волновые формы записей землетрясения 21.12.2013 в 22:33 на сейсмических станциях Западного Кавказа

Количество землетрясений зарегистрированных в пределах Лазаревско-Туапсинской подзоны занимает промежуточное положение – 23. Самое сильное землетрясение произошло 21.12.2013 в 22:33 с $M=3.6$ по Гринвичу. Землетрясение было зарегистрировано на 13 сейсмических станциях Западного Кавказа. Волновые формы данного события представлены на рис. 6. Ближайшая от эпи центра сеймостанция Лазаревское (LZRR), расположена на расстоянии 19 км. В пределах Лазаревско-Туапсинской зоны наибольшее количество землетрясений зарегистрировано в апреле (11 штук). Максимум выделившейся энергии относится к декабрю (1001 МДж).

По представленным выше результатам анализа сейсмичности региона Большого Сочи можно заключить, что совместное использование инструментальных наблюдений и различной геолого-геофизической информации позволяет выделить и локализовать отдельные сейсмогенные зоны. А также изучить их структуру, характер сейсмической активности и выделить участки, проблематичные для производственно-хозяйственного освоения территории [2].

Автор выражает благодарность за консультации и полезные советы в написании статьи Габсатарова И.П.

Литература

1. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Мараханов А.В., Новиков С.С. Особенности сеймотектоники Сочи-Краснополянского района// Матер. Пятой Межд. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 174-177.
2. Габсатарова И.П. Автореферат к диссертации «исследование пространственно-временных особенностей сейсмичности на Северном Кавказе». – Обнинск, 2010. -24 с.
3. Габсатарова И.П., Селиванова Е.А., Лещук Н.М. Современная сейсмичность Восточного Причерноморья// Матер. Восьмой Межд. Сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 119-124.

ОБСЛЕДОВАНИЕ И ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ АВТОМОБИЛЬНОЙ ДОРОГИ НА УЧАСТКЕ ОБРУШЕНИЯ В ЗОНЕ ВОЛЧАНСКОГО УГОЛЬНОГО РАЗРЕЗА

Замятин Алексей Леонидович, м.н.с.

ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: A.Zamyatin@mail.ru

научный руководитель: д.т.н. Сапурич Анатолий Дмитриевич

Эксплуатация объектов недропользования очень часто включает в себя не только отработку глубоких горизонтов и уступов на карьерах, но и эксплуатацию путепроводов обеспечивающих отработку месторождений. Повреждение даже некоторых из этих путепроводов, будь то автомобильная или железная дорога, трубопроводов по откачке воды со дна карьера, может привести к полному или частичному прекращению эксплуатации объектов недропользования.

Участок изысканий находится на западном борту Волчанского угольного разреза, между северной и южной залежью.

В процессе изучения материалов по участку исследований сформировалось следующее представление о развитии оползневых процессов на данном участке.

При отработке месторождения разрез был представлен двумя карьерами (Южная и Северная залежи). Карьеры были разделены перемычкой, находящейся в районе оползневого участка, изучаемого в настоящее время.

Концентрация напряжений в массиве горных пород разгружалась в карьерное пространство с образованием в перемычке между карьерами области повышенных напряжений, за счет этого массив на данном участке был приведен в дезинтегрированное состояние. С развитием горных работ перемычка между карьерами была сработана и основная добыча, в настоящий момент времени, ведется в районе нарушенного массива с высокими значениями напряженно-деформированного состояния.

Разгрузка напряжений происходит в сторону обрабатываемого участка, кроме того массив на этом участке находится в дезинтегрированном состоянии, что привело к образованию исследуемого оползня.

Дополнительным фактором, активизирующим оползневые процессы на данном участке, является подработка контакта между слоями аргиллитов и песчаников, полого падающего в сторону обрабатываемого массива и обладающего минимальными значениями удельного сцепления по контакту.

Такой сценарий развития оползневых процессов именно на данном участке подтверждается отсутствием подобных крупных оползневых участков в разрезе Южной залежи, обрабатываемой отдельным карьером с постепенной разгрузкой напряжений. Стоит отметить, что глубина ее отработки значительно больше, чем на исследуемом участке.

Для подтверждения данного сценария проведен комплекс геофизических исследований на оползневом участке.

Исходя из основной задачи, поставленной перед работой – исследование геомеханических условий северо-западного борта разреза в районе образования оползня, была составлена программа полевых и камеральных геофизических исследований.

Для получения наиболее полной информации об исследуемом массиве проведены полевые инженерно-геофизические работы по уточнению структурно-тектонического строения массива горных пород до глубины 120 метров методом спектрального сейсмопрофилирования (ССП), до глубины 30 метров методом георадарного зондирования и площадные исследования методом срединного градиента (МСГ).

Комплексирование методов позволяет повысить достоверность полученных результатов путем их сравнения и взаимного дополнения [1].

Обобщенные результаты геофизических исследований приведены рис. 1. На нем показаны зоны ослабленных пород, выделяемые по результатам комплексного рассмотрения использованных геофизических методов.

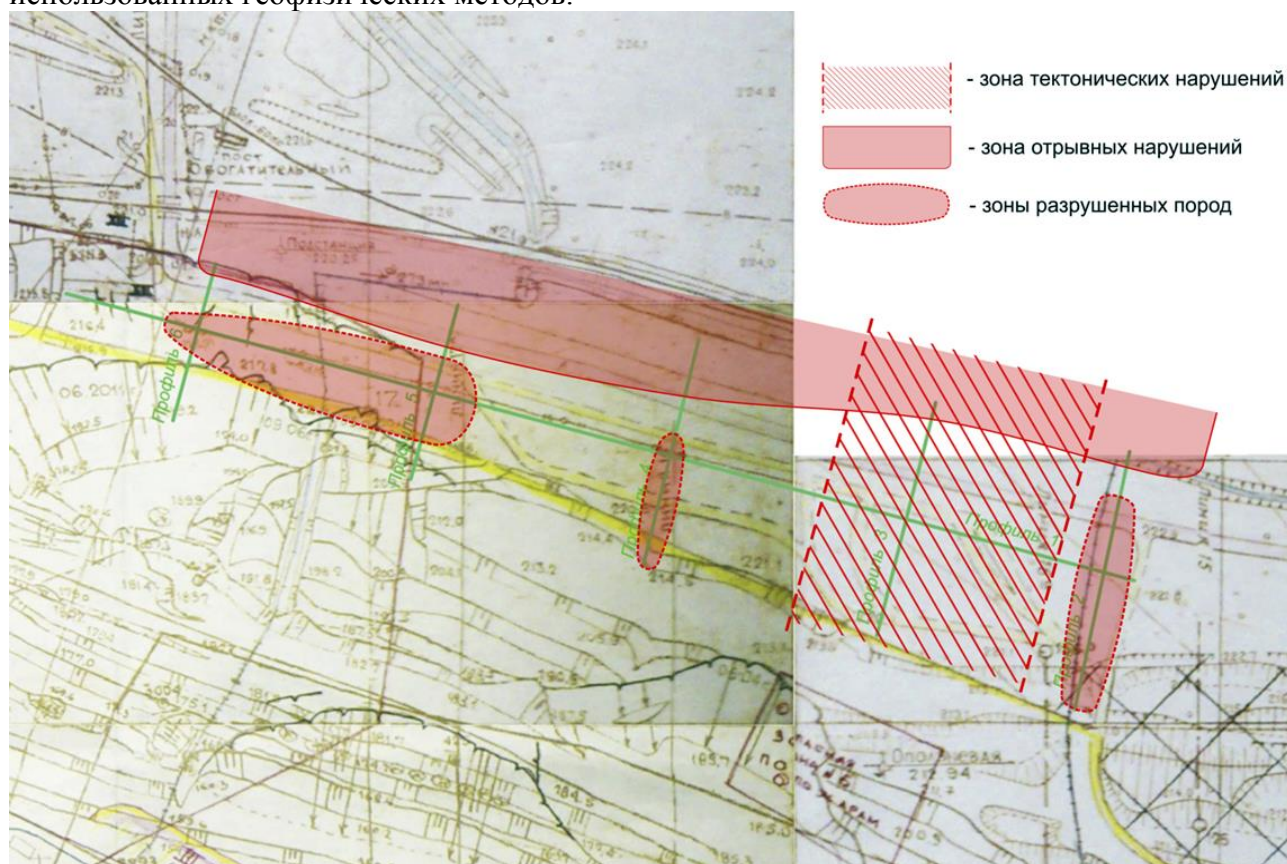


Рис. 1. Обобщенные результаты геофизических исследований

На всем протяжении исследуемого участка в части, лежащей за рассматриваемой дорогой относительно борта разреза наблюдается ослабленный массив горных пород. Он хорошо отмечается на всех поперечных разрезах спектрального сейсмопрофилирования [2, 4] и на большей части поперечных разрезов георадарного зондирования. Возникновение этой зоны обусловлено изменением напряженного состояния массива вследствие разработки участка перемычки между северной и южной залежами месторождения. К этой области приурочен контакт пород, направление падения которого практически противоположно направлению падения контакта пород, слагающих борт разреза [3, 5]. По этому контакту, происходит отрыв пород, происходящий из-за сползания борта.

Кроме того, можно отметить несколько локальных зон разрушенных пород. Самая крупная из них отмечается вблизи рассматриваемой автодороги в районе станции «Обогатительная». Эта зона является непосредственным результатом развития исследуемых оползневых процессов, она прослеживается на глубину до 60 метров. Она фиксируется в результатах всех трех использованных методов геофизических исследований. Также можно отметить еще две зоны разрушенных пород – в районе северной границы обследованного участка и в его середине ближе к борту разреза. Обе эти зоны также имеют мощность до 50-60 м.

В целом по полученным результатам геофизических исследований можно сделать вывод, что исследованный участок массива представлен частично или полностью разрушенными породами. Поскольку процесс отработки массива под данным бортом продолжается, эксплуатация существующей автодороги, равно как и частичный перенос ее в пределах изученного участка не рекомендуется.

Анализ ранее выполненных работ по оценке устойчивости оползневого участка борта разреза на участке расположения автодороги Карпинск-Волчанск, соединяющий «Волчанск-

Южный» и «Волчанск-Северный» и проведенные в рамках данной работы геофизические исследования, позволяют сделать следующий вывод по развитию оползневых процессов и возможности дальнейшей эксплуатации участка автодороги.

1. Произведенные ранее расчеты устойчивости борта разреза показывают, что борт уже с 2007 г. находился в состоянии предельного равновесия.
2. Исследуемый оползень на сегодняшний момент находится в стадии прогрессирующего разрушения, вероятность схода тела оползня достаточно велика, происходит дальнейшее развитие оползня с вовлечением в процесс обрушения прибортового массива, включая участок автодороги.
3. В результате проведенных геофизических исследований тела оползня установлено, что породы находятся в дезинтегрированном состоянии, это существенно ухудшает их прочностные свойства и, как следствие, устойчивость борта разреза.
4. На сегодняшний день отсутствуют факторы способные повысить устойчивость борта на данном участке.
5. Эксплуатацию автодороги Карпинск-Волчанск, соединяющей «Волчанск-Южный» и «Волчанск-Северный» в существующих границах производить нельзя, необходимо обеспечить вынос автодороги за границы опасных деформаций.

Литература

1. Мельник В. В., Замятин А.Л. Исследование и создание геолого-структурной и геомеханической модели участка недропользования [Текст] // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2005. № 4. С. 226-230.
2. Мельник В. В., Замятин А.Л., Пустуев А.Л. Применение метода спектрального сейсмопрофилирования для прогноза и снижения риска аварий и катастроф при недропользовании [Текст] // Горный журнал, 2012. № 1. С. 86-89.
3. Замятин А.Л. Изучение процессов карстообразования геофизическими методами [Текст] // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2008. № 1. С. 169-173.
4. Гликман А. Г. Физика и практика спектральной сейсморазведки [Текст] /А.Г. Гликман [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book/index.shtml>.
5. Замятин А.Л. Исследование состояния массива горных пород при строительстве и эксплуатации объектов недропользования [Текст] // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2011. № S11. С. 100-106.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТОЯНИЯ И СВОЙСТВ ГРУНТОВ ОСНОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ

*Замятин Алексей Леонидович, м.н.с.,
Мельник Виталий Вячеславович, зав. лаб., к.т.н.,
Пустуев Алексей Леонидович, н.с.
ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: A.Zamyatin@mail.ru*

научный руководитель: д.т.н. Сапуриной Анастасии Дмитриевны

Площадь распространения мерзлых пород в России составляет более 10 млн. км², превышая территорию США, включая Аляску.

Вечная мерзлота, в соответствии с классификацией, подразделяется на три подзоны (Рис 1): **I-1** – Северная низкотемпературная подзона сплошного распространения ММП, **I-2** – Центральная низкотемпературная подзона сплошного распространения ММП и **I-3** – Южная высокотемпературная подзона островного и частично-сплошного распространения ММП.

Территория Полярного Урала, рассматриваемая в настоящей работе, по характеру распространения многолетнемерзлых пород захватывает две подзоны **I-1** и **I-3**. Причем более половины территории ЯНАО находится за Полярным кругом, в подзоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

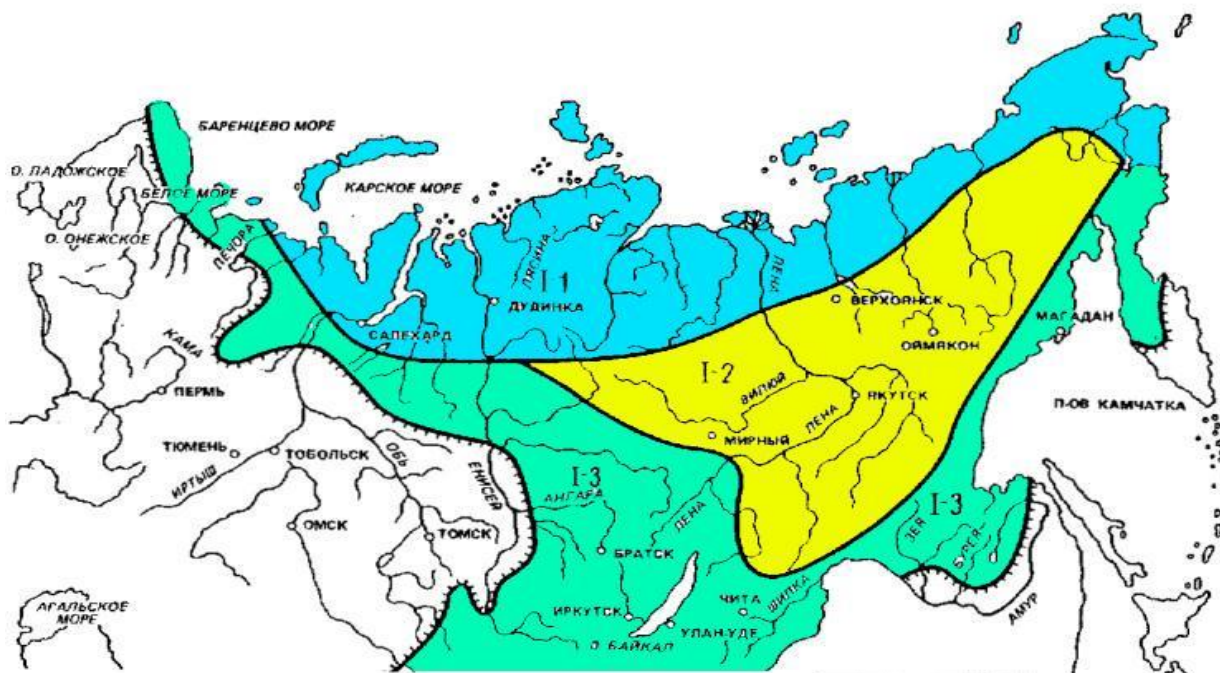


Рис. 1. Территория распространения многолетнемерзлых пород в РФ

Несмотря на большую инвестиционную привлекательность минерально-сырьевой базы, Западно-Сибирский регион отличается либо отсутствием, либо очень слабым развитием транспортной инфраструктуры, что осложняет разработку уже разведанных месторождений полезных ископаемых, а также проведение поисково-разведочных работ.

Развитие сети автомобильных и железных дорог является приоритетным направлением в стратегии освоения месторождений полезных ископаемых Приполярного Урала.

Вдоль разведанных месторождений полезных ископаемых планируется организация железнодорожного сообщения из Ивдельского района Свердловской области через Саранпауль до Салехарда. Кроме того, от железной дороги к месторождениям требуется строительство автомобильных дорог, что потребует проведения инженерно-геологических изысканий и разработки соответствующих проектных решений.

Строительство транспортных магистралей в районах распространения многолетнемерзлых пород затруднено в связи со сложными инженерно-геологическими условиями. Кроме распространения мерзлоты в исследуемом регионе имеют место закарстованные карбонатные породы под маломощным чехлом рыхлых отложений, наличие подрусловых сквозных и несквозных таликов в долинах рек и ручьев, развитие криогенных процессов и явлений – солифлюкции, наледообразование в долинах рек, а также на горных склонах, морозного пучения.

Недостаток тепла, избыточное увлажнение, наличие многолетнемерзлых пород создают благоприятную обстановку для развития широкого ряда экзогенных процессов и явлений.

Объективная оценка инженерно-геологических условий территории Полярного Урала для дальнейшего ее освоения, является основным условием качественного и безопасного строительства инженерных сооружений в регионе.

В соответствии с существующими классификациями на основе анализа механизма процессов, причин их развития можно выделить преобладающие группы ЭГП с основными формами проявления этих процессов в рельефе (Рис. 2) [1].



Рис. 2. Экзогенные процессы, широко представленные в районах распространения многолетнемерзлых пород

Кроме процессов, связанных непосредственно с многолетнемерзлыми породами на строительство автомобильных и железных дорог и других инженерных сооружений, повсеместно оказывает влияние наличие тектонически нарушенных зон, обладающих современной геодинамической подвижностью.

На рис. 3 представлена схема взаимодействия тектонических нарушений и геологической среды.



Рис. 3. Взаимодействие тектонических нарушений и геологической среды

Гидротехнические, промышленные и жилые сооружения в большинстве случаев своими фундаментами опираются на вечномёрзлую толщу, почти не меняющую своих свойств во

времени. Главной особенностью строительства автодорог в условиях распространения многолетнемерзлых пород является то, что основанием дорожного полотна является слой сезонного оттаивания и промерзания. Он называется деятельным (сезоннооттаивающим) слоем.

В результате процессов промерзания и оттаивания грунты любой категории изменяют свои физико-механические и прочностные свойства. Под действием циклических нагрузок происходит изменение структуры и состояния глинистых грунтов, а также дезинтеграция скальных грунтов, сопровождающаяся развитием различных экзогенных процессов.

Мощность деятельного слоя зависит не только от климатических особенностей региона, но и от состава свойств грунтов, залегающих в приповерхностной части разреза. Например, в пределах Ямало-Ненецкого автономного округа (Салехардская и Надымская площадь), на основании экспериментальных данных, глубина деятельного слоя варьируется от 0,5 м для торфа до 4,0-4,5 м для насыпных грунтов [2].

Наиболее распространенный вид деформации - пучение земляного полотна. Оно происходит вследствие объемного расширения воды в связном грунте. Учитывая практически повсеместное распространение в пределах поверхностного слоя суглинков текучепластичной и текучей консистенции, относящихся, согласно нормативным документам, к сильно и чрезвычайно пучинистым, морозное пучение является основным негативным фактором для сохранности дорожного полотна. Наиболее интенсивно пучение проявляется в южной части зоны вечной мерзлоты.

В северной части, наоборот, значительные деформации (термокарстовые образования, просадки и осадки) возникают в результате протаивания грунтов деятельного слоя.

Строительство железных и автодорог в районах распространения криолитозоны осложняется не только климатическими, геологическими и географическими проблемами (вечная мерзлота, развитие экзогенных процессов и десятимесячная зима), проектируемые трассы путепроводов пересекают на своем протяжении множество ручьев, рек и крупных рек. Этот фактор приводит к значительному удорожанию строительства в связи с организацией мостовых переправ. Следует отметить, что русла практически всех рек и ручьев приурочены к тектоническим нарушениям, это в свою очередь полностью меняет инженерно-геологические условия строительства.

В 2004 году ООО Предприятие «КИНИЗ», в Интинском районе Республики Коми были проведены инженерно-геологические изыскания по объекту «Автодорога от 43 км автодороги пос. Верхняя Инта-Таврота до Парнокского месторождения железо-марганцевых руд» [3].

Всего в процессе проведения работ выполнено бурение 188 скважин с отбором образцов для испытаний физико-механических свойств, что позволило выделить основные особенности строительства автодороги в данном регионе.

В целом инженерно-геологические условия участка строительства автодороги определяются геологическим строением территории и развитием высокотемпературной многолетней мерзлоты.

Согласно проведенным инженерно-геологическим изысканиям к основным особенностям территории относятся:

- распространение закарстованных карбонатных пород под маломощным чехлом рыхлых отложений;
- развитие редкоостровного спорадического распространения мерзлоты от 5 до 5-150 м с температурой грунта $0 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$ и наличие повышено-льדיстых отложений в зимний период;
- развитие криогенных процессов и явлений – солифлюкции, наледообразование в долине р. Лемва и р. Надота, а также на горных склонах, морозного пучения;
- наличие подрусловых сквозных и несквозных таликов в долинах рек и ручьев.

Закарстованные карбонатные породы, залегающие в основании дорожного полотна, представляют опасность только в случае активизации развития карстовых полостей с

возможным выходом на земную поверхность [4]. При отсутствии внешних воздействий карстовое растворение занимает тысячелетия и в нашем случае не представляет особой опасности. Наибольшую опасность представляет суффозионный вынос суглинистого и песчаного материала из уже образовавшихся карстовых полостей с образованием предельно допустимых параметров потолочины. Такой вынос, приурочен к изменению геомеханических свойств массива, связанных либо с техногенной деятельностью (изменение гидродинамического режима и т.п.) либо может быть обусловлен современной геодинамической активностью тектонических нарушений, а также совокупностью факторов.

В настоящее время возможность развития карстопроявлений достаточно точно можно определять с помощью использования относительно недорогих методов наземной геофизики на стадии проведения изысканий. Как правило, зоны возможного расположения тектонических нарушений можно выявить уже на стадии рекогносцировочных исследований (проявления в рельефе, геологические карты) и наиболее опасные участки подвергаются дополнительным геофизическим изысканиям.

Развитие редкоостровного спорадического распространения мерзлоты, как правило, неразрывно связано с термокарстом – вытаяванием подземных льдов, сопровождающееся просадками поверхности Земли и появлением отрицательных форм рельефа и микрорельефа. Своевременное выявление таких участков позволит ввести соответствующие конструктивные меры, упомянутые в предыдущем разделе и описанные в специальной литературе [4].

Выбор конструкции дорожного полотна и мероприятия по ликвидации последствий проявления термокарста полностью зависят от площади и глубины распространения выявленной мерзлоты, а эти параметры также достаточно достоверно определяются с помощью методов наземной геофизики.

Согласно СП 11-105-97 Часть IV. «Правила производства работ в районах распространения многолетнемерзлых грунтов» кроме стандартных изысканий обязательно следует проводить геофизические исследования на всех стадиях инженерно-геологических изысканий, с целью определения состава, свойств и мощности мерзлых грунтов, а также литологического строения массива горных пород, тектонических нарушений и зон повышенной трещиноватости и льдистости. В большинстве случаев этот пункт не выполняется, что приводит к недооценке фактического состояния и свойств массива горных пород, залегающего в основании инженерных сооружений.

Развитие криогенных процессов и явлений приводит к снижению прочности грунтов за счёт их дополнительного увлажнения и разрушения структурных связей.

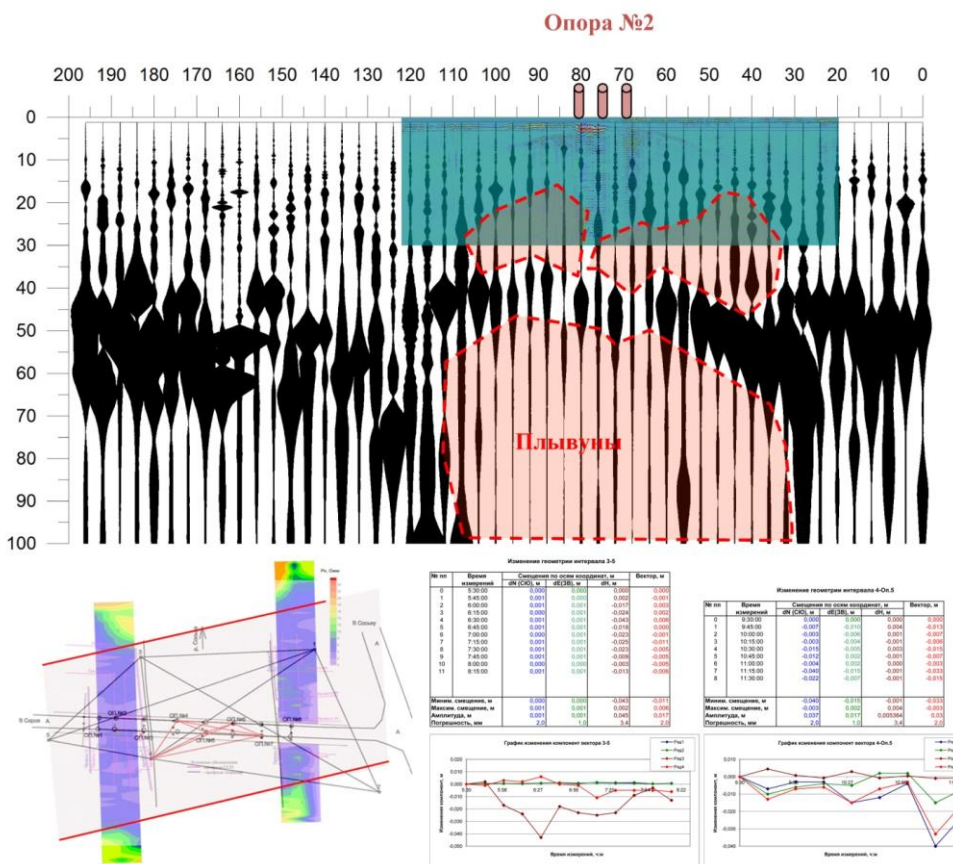
Морозное пучение особенно опасно для дорожного полотна. Учитывая результаты буровых работ на исследуемом участке и проведенные физико-механические испытания грунтов, часть территории проектируемой автодороги сложена глинистыми грунтами текучепластичной и текучей консистенции, которые в свою очередь согласно нормативным документам являются сильно и чрезмерно пучинистыми.

Анализ всех приведенных по проектируемой трассе геологических разрезов показал, что сильнопучинистые суглинки и глины залегают с поверхности, перекрывают коренные отложения и имеют небольшую мощность распространения (до 1,0-1,5 метров). В этой связи, наиболее эффективным методом борьбы с морозным пучением на данном участке строительства автодороги является выемка грунта до скального основания. При этом следует обеспечить отсыпку дорожного полотна с учетом распространения закарстованных известняков и обеспечением противифльтрационных мероприятий для предотвращения изменения гидрогеологического режима.

Остальные грунты, выявленные в процессе проведения инженерно-геологических работ на данном участке, не представляют опасности для дорожного полотна, а их свойства полностью зависят от уже упомянутых процессов, широко распространенных в исследуемом районе.

Наличие подрусловых сквозных и несквозных таликов в долинах рек и ручьев не единственная проблема, связанная с реками и ручьями. Как правило, все реки приурочены к тектоническим нарушениям. Поэтому геологическое строение в пределах устья реки кардинально отличается от распространенного по остальной площади района. На данном участке коренные известняки сменяются гравийно-галечниковыми отложениями, приуроченными к тектонической деятельности разрывного нарушения.

Опыт проведения работ на мостовых переходах, проводимыми при строительстве мостов через реку Сосьву, установлено, что дезинтегрированный массив горных пород в геодинамически активных тектонических нарушениях под влиянием короткопериодных современных геодинамических движений приобретает тиксотропные свойства, образуя зоны пльвунов, в которых опоры мостов теряют свою несущую способность [5]. Так при строительстве моста через реку Сосьву в Серовском районе две опоры, оказавшиеся в подобной зоне, осели на 18 и 28 сантиметров, нарушив профиль моста (Рис. 4).



На основании выполненных исследований можно сделать следующие выводы. Строительство автодорог в Западно-Сибирском регионе является приоритетной задачей для разработки месторождений полезных ископаемых. Проектирование автодорог следует вести с учетом всех факторов, отвечающих за сохранность инженерных сооружений, особенно следует обращать внимание на условия распространения многолетнемерзлых пород и их свойства.

Наряду с особенностями возведения сооружений в условиях криолитозоны следует учитывать структурно-тектоническое строение территории, а также современную геодинамическую активность тектонических нарушений, так как с ними связано большинство экзогенных процессов, приводящих к негативным последствиям.

В заключении хочется отметить, что, несмотря на сложность и многогранность проблем, связанных со строительством железных и автодорог в условиях распространения многолетнемерзлых пород, развитие транспортных коммуникаций является главным

условием развития регионов в целом и Полярного Урала в частности. Грамотный подход к проведению инженерных изысканий и использование доступных геофизических методов на ранней стадии изысканий поможет существенно снизить расходы и повысить качество строительства путепроводов.

Литература

1. Мельник В.В. Особенности строительства инженерных сооружений в условиях распространения многолетнемерзлых пород // Международный научно-исследовательский журнал: Сборник по результатам XXII заочной научной конференции Research Journal of International Studies. Екатеринбург: МНИЖ, 2013. № 12 Часть 3 (19). С. 100-102.
2. Савинцев И.А. Инженерно-геологические условия долинных областей криолитозоны ЯНАО (на примере Салехардской и Надымской площадей). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Екатеринбург, 2012.
3. Инженерно-геологические изыскания на объекте «Автодорога от 43 км автодороги пос. верхняя Инта-Таврота до Парнокского месторождения железо-марганцевых руд». Технический отчет. Том 1. ООО Предприятие «КИНИЗ», Ухта, 2004.
4. Мельник В.В. Диагностика карстопроявлений при проведении инженерно-геологических изысканий. Горный информационно-аналитический бюллетень, 2010. № 7. С. 275-278.
5. Мельник В.В., Замятин А.Л., Пустуев А.Л. Применение метода спектрального сейсмопрофилирования для прогноза и снижения риска аварий и катастроф при недропользовании. Горный журнал, 2012. № 1. С. 86-89.

АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Иванов Данил Борисович, старший инженер
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: acrost@mail.ru
научный руководитель: д.г.-м.н. Иголкина Г.В*

Работа проводилась на специализированной установке исследования керна УИК-АЭ для изучения сейсмоакустической эмиссии САЭ образцов кернов при облучении их силовым акустическим полем с моделированием флюидонасыщенности в условиях максимально приближенных к пластовым условиям [1]. Изменения, которые вызывает акустическое воздействие, отражаются в генерации САЭ в результате локальной динамической перестройки состояния насыщенного порового пространства связанного с изменением его фильтрационно-емкостных свойств [2].

На рис. 1а показана схема расположения сенсоров измеряемых параметров относительно исследуемого образца керна в установке исследования керна УИК-АЭ.

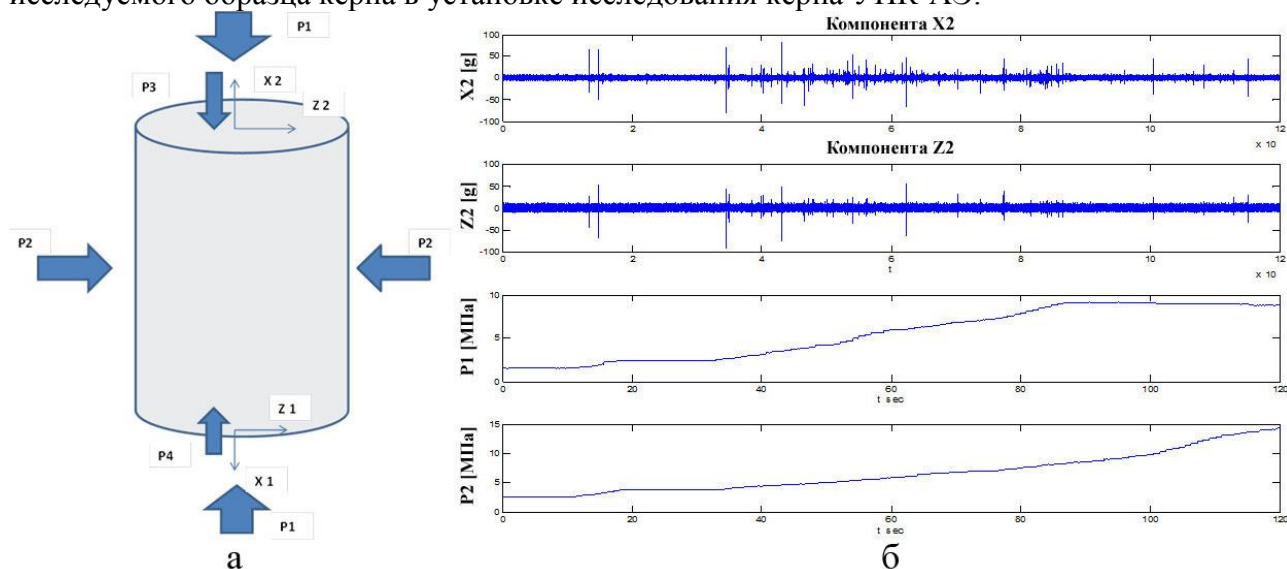


Рис. 1. а) Схема расположения датчиков; б) Запись САЭ при повышении давления.

Обозначения на рисунке 1а: P1 – горное давление, P2 - давление обжатия керна, P4 – давление флюида на входе керна, P3 – давление флюида на выходе керна, X1 и Z1 датчики ускорения продольных и поперечных колебаний на входе керна, X2 и Z2 датчики ускорения продольных и поперечных колебаний на выходе керна. Вход и выход керна это условное обозначение относительно подачи насыщающего флюида.

В процессе подготовки к проведению экспериментов образцы подвергались взвешиванию. После взвешивания сухих образцов производилось насыщение их водой под вакуумом в течение 2-х часов при комнатной температуре. В дальнейшем производилось центрифугирование образцов в 3 этапа. Продолжительность каждого этапа центрифугирования составляла 20 минут. Скорость вращения центрифуги составляла 3500 об/мин. В результате были получены образцы с остаточным водонасыщением. После исследований керна при остаточном водонасыщении, образцы насыщались керосином под вакуумом в течение 4 часов.

Насыщенные образцы (остаточная вода, керосин) помещались в УИК АЭ, где происходило их всестороннее обжатие. При росте давления на образцы происходит интенсивное излучение акустической эмиссии, которая связана с упругой деформацией образцов (рисунок 1б). Время регистрации сигналов САЭ для каждой записи составляет 120

секунд. Записи с УИК АЭ проводились в бинарном формате с частотой дискретизации 100 кГц по каждому каналу. Данные экспериментальных исследований обрабатывались методом быстрого преобразования Фурье (FFT), а также использовалось преобразование Гильберта-Хуанга (ННТ) [3] (алгоритм «плавающего окна»).

При достижении значений температуры и давления приближенных к пластовым условиям производилась регистрация сейсмоакустической эмиссии до и после акустического воздействия. На рис. 2а и 2б приведены примеры сигналов акустической эмиссии полученные в кернах при насыщении керосином и водой соответственно.

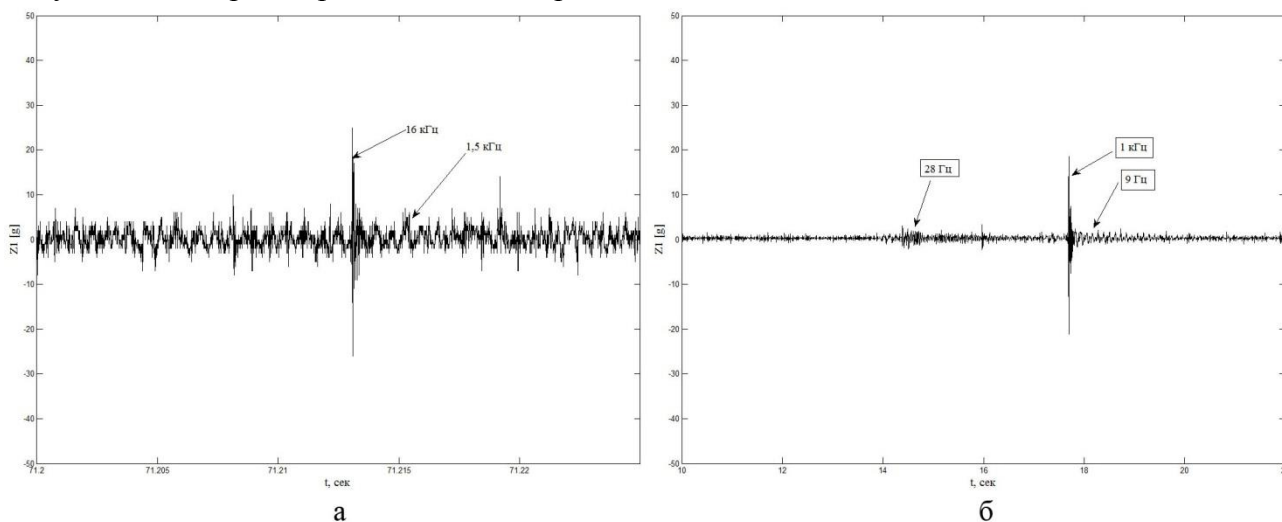


Рис. 2. Записи сигналов САЭ при различном насыщении

На рис. 2а приведена запись сигнала акустической эмиссии в керне проницаемостью $8,02\text{--}10,47 \cdot 10^{-3}$ мкм². В опыте керн был предварительно предельно насыщен керосином и запущен процесс вытеснения керосина водой. При этом сигналы акустической эмиссии имеют затухающий импульсный характер с частотой их заполнения 16 кГц. Частоты эмиссионных сигналов в нефтенасыщенных коллекторах имеют такой же характер и доминирующие частоты в пределах 10 кГц. В процессе фильтрации керосина наблюдается сигнал несущей частоты порядка 700–1500 Гц, при замещении керосина водой эта несущая частота уменьшается по амплитуде и смещается в сторону низких частот.

В образцах кернов рисунок 2б имеющих проницаемость $90,51 \cdot 10^{-3}$ мкм² и $30,40 \cdot 10^{-3}$ мкм², было выполнено предельное насыщение водой и сигналы записаны при подъеме горного давления в пределах 12-13 МПа, фильтрации воды в кернах не было. Так же как и в скважине, в этом керне наблюдались импульсные эмиссионные сигналы в виде волновых пакетов с основной несущей частотой 28 Гц и 9 Гц. При этом эти импульсы чередовались или следовали за затухающими импульсами более высоких частот, однако собственная частота, которых не превышала единиц килогерц. В опытах использовались стандартные по размерам керны: диаметр 30 мм и общей длиной 90 мм.

Исследование источника акустической эмиссии, с использованием кернового материала, позволили получить новые представления о характере ее происхождения. С возрастанием доли воды, снижается доминирующая частота эмиссии до уровня десятков герц. Последний факт является наиболее интересным, поскольку получен в малом объеме керна. Таким образом, получены предварительные результаты для изучения переходных состояний насыщенного порового пространства при внешнем воздействии на него акустическим полем большой интенсивности.

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

Литература

1. Дрягин В.В., Лауфер К.К., Иванов И.А., Госс А.В., Иванов Д.Б. Лабораторная установка исследования акустической эмиссии кернов насыщенных пород. «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей». Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 130-133.
2. Митрофанов В.П., Терентьев Б.М., Злобин А.А. Петрофизическое обоснование акустического стимулирования процессов вытеснения нефти водой // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1998. № 9. С. 22.27.
3. 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.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

*Идармачев Ибрагим Шамильевич, инженер
Институт геологии Дагестанского научного Центра ФГБУН РАН
e-mail: idarmachev@yandex.ru
научный руководитель: д.т.н. Абдулаев Шихсаид Омаржанович*

Район расположения Чиркейской ГЭС является одним из самых сейсмоактивных зон Кавказа. В период строительства плотины в 1970 г. на расстоянии 20-25 км от него произошло сильное землетрясение с магнитудой $M=6.6$, которое привело к катастрофическим последствиям с человеческими жертвами. В период наполнения водохранилища произошла целая серия сильных землетрясений, 1974 ($M=5.0$); 1975 ($M=5.3$), 1999 ($M=5.6$), в его ближайшей окрестности на эпицентральных расстояниях 5-15 км. Предполагается, что в целом увеличение сейсмической активности в районе связано с влиянием заполнения этого крупного водохранилища с $V=3 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ высотой столба воды 232 м, поэтому исследование процессов, происходящих в районе водохранилища, имеет не только фундаментальное научное, но практическое значение для снижения последствий от природных катастроф.

Объектом исследования является массив горных пород, расположенный на правой стороне плотины Чиркейской ГЭС. Исследовались электрические параметры скальных пород в скважине на глубине 90-99 м от поверхности. Для исследования электрических параметров использовался четырехэлектродный зонд с размерами установки:

- расстояние между питающими электродами равно 9 м;
- приемные электроды расположены в середине между питающими электродами, при этом разнос электродов равен 3 м.

Измерение параметра кажущегося электрического сопротивления производилось с помощью специальной компьютерной станции «Георезистор» для высокоточных режимных наблюдений. Погрешность измерения вариаций кажущегося сопротивления реальных значений не превышает $\pm 0.5\%$.

На рис. 1 представлены графики кажущегося сопротивления и уровня воды в Чиркейском водохранилище за период наблюдений 2010-2013 гг. Коэффициент корреляции между ними равен $K = -0.8$, т.е. повышение уровня воды на 35-40 м приводит к уменьшению величины кажущегося сопротивления на 7-11 Ом·м, а после достижения своего минимума начинает повышаться, при этом график имеет вид затухающих колебаний.

Анализ данных изменения уровня воды в скважине показал, что измерительный зонд находится всегда ниже уровня воды на 35-70 м, а изменение кажущегося сопротивления связанное с повышением порового давления горной породы в области расположения зонда не может превышать 0.2-0.6 Ом·м. Изменение температуры воды в скважине за сезон не превышает $0.8^\circ - 1.0^\circ \text{C}$, что вызывает изменение кажущегося сопротивления на 2-3 Ом·м.

Основным фактором изменения кажущегося сопротивления рассматривается деформация массива горных пород в результате прогибания дна водохранилища под действием его массы, величина сезонного изменения которого составляет $1.2 \cdot 10^9 \text{ Т}$. Механизм изменения кажущегося сопротивления связан с деформацией массива горных пород, который приводит к сжатию-растяжению сети трещин в нем.

Спектральный анализ данных рядов кажущегося сопротивления показал, наличие как годового периода колебаний, так и более низшего ранга, 190-160 суток и менее. Предполагается, что затухающие колебания, которые соответствуют стабильному состоянию максимального уровня воды в водохранилище с августа по декабрь месяцы, обусловлены возникновением собственных колебаний системы водохранилище-земная кора.

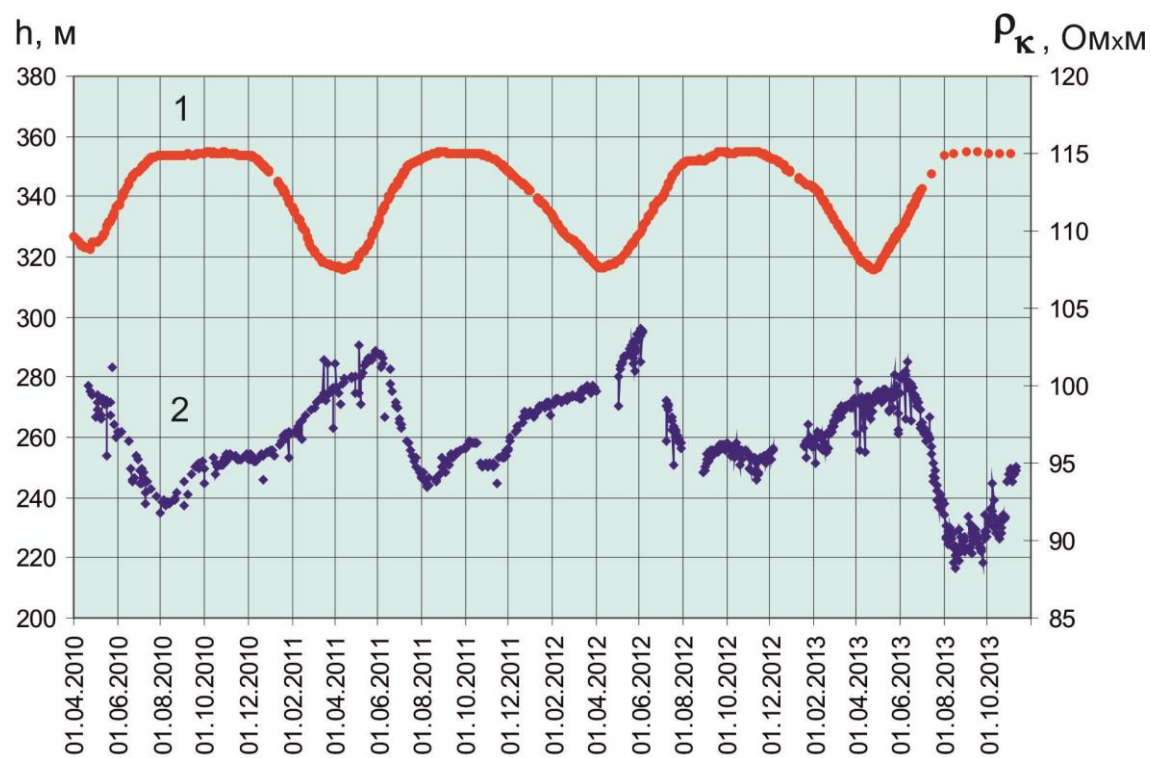


Рис. 1. Графики уровня воды в Чиркейском водохранилище (1) и кажущегося сопротивления горных пород в скважине (2)

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТА НА ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И РЕАЛИЗАЦИЮ ГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА МАТЕРИНСКИХ ТОГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ

Искоркина Альбина Альбертовна, студент

Томский политехнический университет

e-mail: albina.gumerova.1991@mail.ru

научный руководитель: д.г.-м.н. Исаев Валерий Иванович

Введение. Для средне-нижнеюрского и палеозойского НГК Нюрольской мегавпадины основной генерирующей толщей определена тогурская нефтематеринская свита (J_{1t1}). Цель наших исследований – оценить влияние векового хода температур поверхности Земли (палеоклимата) на геотермический режим, а, следовательно, и на степень реализации генерационного потенциала этой свиты.

Оценки выполняются при трех допущениях: 1) палеоклимат не следует учитывать; 2) палеоклимат учитывается по «местному» вековому ходу температур [1]; 3) палеоклимат учитывается по «стандартному» вековому ходу температур [2]. Критерием предпочтительности из 3-х оценок выступает лучшая согласованность максимума расчетных температур с температурами «максимального палеотермометра» – с температурами, определенными по ОСВ, а также согласованность очагов интенсивной генерации УВ, выделяемых по геотемпературному критерию [3], с нефтегазоносностью недр.

Характеристика объекта исследований. Моделирование геотермического режима нефтематеринских отложений выполнено для осадочного разреза глубокой скважины Северо-Фестивальная 1 (рис. 1). На Северо-Фестивальном месторождении залежи нефти и газа связаны, в основном, с средне-нижнеюрскими коллекторами (пласты Ю₁₃₋₁₆).

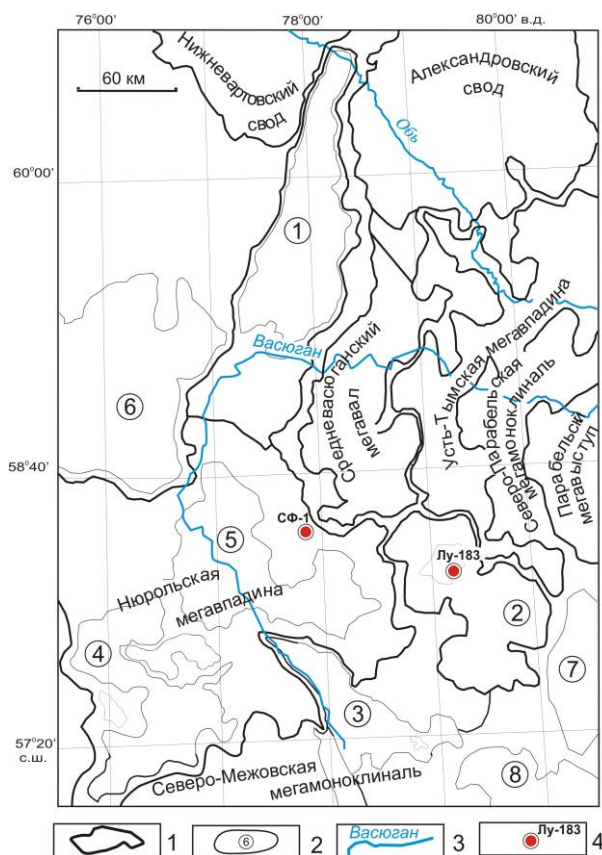


Рис. 1. Обзорная схема территории исследований

1 – структуры I порядка; 2 – структуры II порядка; 3 – реки; 4 – исследуемые скважины: Лу-183 – Лугинецкая 183 [1], СФ-1 – Северо-Фестивальная 1

Восстановление термической истории тогурской свиты выполнено методом палеотемпературного моделирования [4] на 51-н ключевой момент геологического времени (табл. 1). Анализ расчетных геотемператур показывает, что в варианте без учета палеоклимата, но с использованием температур по ОСВ, геотемпературные условия для генерации нефти существуют в течение 62 млн. лет. Но в этом варианте расхождение измеренных и расчетных геотемператур велико (табл. 2).

Таблица 1

Геотемпературы тогурской свиты в разрезе скважины Северо-Фестивальная1

Время, млн лет назад	Вековой ход температур на поверхности Земли, С		Глубина положения тогурской свиты, м	Геотемпературы тогурской свиты*, °С			
	«местный»	«стандартный»		Без учета палеоклимата	Без учета палеоклимата (без учета данных ОСВ)	Учет палеоклимата («местный» ход температур)	Учет палеоклимата («стандартный» ход температур)
0	0	+2	3177	125	122	120	121
0,005	+3	+2	3176	125	122	120	121
0,03	-2	+2	3176	125	122	119	121
0,05	-1	+2	3175	125	122	119	121
0,07	-4	+2	3175	125	121	119	121
0,09	-1	+2	3175	125	121	119	121
0,11	-4	+2	3174	125	121	119	120
0,13	-1	+2	3174	125	121	119	120
0,15	-4	+2	3173	124	121	120	120
0,19	-9	+2	3172	124	121	121	120
0,21	-6	+2	3172	124	121	121	120
0,235	-10	+2	3171	124	121	121	120
0,24	0	+2	3171	124	121	122	120
1,64	+1	+2	3142	124	120	122	120
3,1	+2	+2	3141	123	120	125	120
3,2	+2	+2	3141	123	120	126	120
3,8	+12	+5	3141	123	120	130	122
4,7	+3	+4	3141	123	120	124	122
5,2	-3	+4	3141	123	120	125	121
5,7	+7	+4	3141	123	120	128	121
6,3	+10	+4	3141	123	120	129	121
7	+4	+4	3141	123	120	124	121
20	+15	+7	3140	123	120	135	124
24	+16	+8	3140	123	120	136	125
31,5	+17	+9	3000	117	114	130	120
32,3	+16	+10	2986	116	113	129	121
34	+15	+12	2973	116	113	127	122
37,6	+14	+15	2946	115	112	125	124
41,7	+12	+19	2916	113	110	122	127
42	+11	+20	2910	113	110	120	127
46	+8	+21	2837	110	107	115	125
54,8	+19	+21	2676	102	100	118	118
58	+24	+20	2643	101	98	122	116
61,7	+22	+20	2606	99	97	118	114
73	+15	+20	2439	92	90	105	107
73,2	+16	+20	2436	92	89	105	107
86,5	+22	+20	2306	86	84	106	102
89,8	+22	+20	2305	86	84	106	102
90	+23	+20	2303	86	84	106	101
91,6	+22	+20	2290	85	83	105	101
114,1	+21	+20	1490	54	52	73	71
118	+19	+20	1458	53	51	70	69
120,2	+19	+20	1449	52	50	69	69
132,4	+19	+20	836	29	29	48	48
136,1	+19	+20	782	27	27	46	46
145,8	+19	+20	469	17	16	35	35
151,2	+19	+20	446	16	15	34	35
156,6	+19	+20	441	15	15	34	34
162,9	+19	+20	371	13	13	31	32
Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м ²				57,2	55,7	55,6	54,2

*– коричневой заливкой обозначены времена палеотемпературных максимумов в тогурской свите, синей заливкой - температуры главной зоны нефтеобразования.

Лучшим вариантом для учета палеоклимата, является учет «местного» векового хода температур. В этом варианте 20-24 млн лет назад максимальный прогрев материнских отложений превышает 130°C, т.е. достигает границы глубинной зоны газообразования. Последнее хорошо согласуется с газоносностью нижнеюрского НГК.

Для количественного анализа вариативности 4-х сценариев термической истории материнских отложений для каждого варианта рассчитан (табл. 3) условный интегральный показатель относительной плотности ресурсов генерированных нефтей R по формуле:

$$R = \sum_{i=1}^n (U_i t_i \cdot 10^{-2}),$$

где U_i – расчётная температура очага генерации нефти в i -м интервале геологического времени, °C; t_i – время действия очага в i -м интервале, млн. лет; количество расчетных временных интервалов $i=1, \dots, n$.

Таблица 2

Сопоставление измеренных и расчетных геотемператур

Глубина, м	Измеренные температуры, °C	Способ измерения	Расчетные (без учета палеоклимата), °C		Расчетные (без учета палеоклимата, без учета данных ОСВ), °C		Расчетные (учет палеоклимата, «местный» ход температур), °C		Расчетные (учет палеоклимата, «стандартный» ход температур), °C	
			Значение	Разница	Значение	Разница	Значение	Разница	Значение	Разница
3130	118	пластовые	124	+6	120	+2	119	+1	119	+1
3145	123	пластовые	124	+1	121	-2	119	-4	120	-3
3232	124	по ОСВ	117	-7	-	-	128	+4	126	+2

Таблица 3

Оценка относительной плотности ресурсов генерированных тогурских нефтей для вариантов учета векового хода температур на поверхности Земли

№№ п/п	Вариант	Расчетные ресурсы, усл.ед.	Количество расчетных временных интервалов работы очага	Период работы палеоочага генерации нефти, млн лет назад	Время работы палеоочага, млн, лет	Максимальные геотемпературы палеоочага, °C
1	Без учета палеоклимата	78	34	61.7...0	61.7	125
2	Без учета палеоклимата (без учета данных ОСВ)	70	34	61.7...0	61.7	122
4	Учет палеоклимата («местный» вековой ход температур на поверхности Земли)	109	40	91.6...0	91.6	136
3	Учет палеоклимата («стандартный» вековой ход температур на поверхности Земли)	106	40	91.6...0	91.6	127

Заключение. Получена оценка существенного влияния палеоклимата на степень реализации генерационного потенциала материнских как баженовских [1] так и тогурских отложений, формирующих залежи углеводородов в разрезе осадочного чехла Ньюрольской мегавпадины. «Местный» вековой ход температур на земной поверхности целесообразно учитывать при оценке ресурсов УВ объемно-генетическим методом на землях южно-сибирской климатической зоны (Томская, Новосибирская, Омская области).

Литература

1. Гумерова (Искоркина) А.А., Исаев В.И. Мезозойско-кайнозойский тренд температур на поверхности Земли как фактор реализации генерационного потенциала нефтематеринских отложений Западной Сибири // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей:

Материалы 41-ой сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 27-31 января 2014 г. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. С. 90-92.

2. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный Мир, 2007. 456 с
3. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 6. С. 1070-1078.
4. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа. - Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 172 с.

ИЗУЧЕНИЕ ХАРАКТЕРА ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМОВ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Казарян Карлен Суренович, инженер

Институт Геофизики и инженерной сейсмологии НАН Республики Армения, г.Гюмри

e-mail: g.karlen90@bk.ru

научный руководитель: д.ф.-м.н., профессор А.М. Аветисян

Для изучения характера проявления современной сейсмичности Армении на основе каталога землетрясений за период с 1962-2011 гг. был построен график повторяемости землетрясений. Закон повторяемости Гуттенберга-Рихтера в прямолинейной форме записывается в виде [Richter, 1935]

$$\lg N = a - bM, \quad (1)$$

где N – среднее число землетрясений за определенный период времени, на исследуемой территории, магнитуда которых лежит в интервале $[M - \Delta M, M + \Delta M]$; a и b – параметры графика повторяемости.

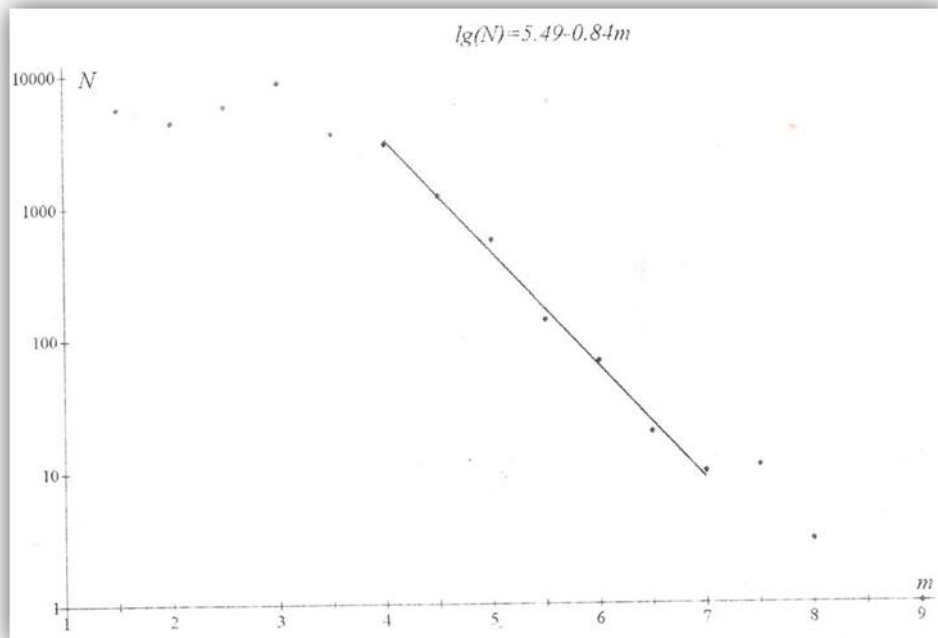


Рис. 1. График повторяемости землетрясений за период 1962-2011 гг.

Из графика повторяемости видно, что представительными являются землетрясения в диапазоне $M=[4 \div 7]$. Наклон графика повторяемости b на этом участке равняется 0.84, а свободный член $a=5.49$.

Свободный член a в уравнении (1) характеризует уровень сейсмичности изучаемого региона за заданный период времени, а коэффициент b является параметром самоподобия сейсмического режима региона.

Разностороннее изучение слабых землетрясений, в том числе определение предельных размеров потенциальных очагов в разных участках сейсмогенных зон проведенных на основе механизмов очагов, имеет важное значение для решения задач прогноза землетрясений.

Для слежения за современными сейсмотектоническими деформациями земной коры Армении исследованы фокальные механизмы слабых землетрясений территории Армении за период 2005-2010 гг.. Определение параметров механизмов очагов проводились по

программе, предложенной в [1]. Построения механизмов очагов выполнялись в стереографической проекции верхней полусферы. Решения механизмов очагов исследованных землетрясений представлены на рис. 2.

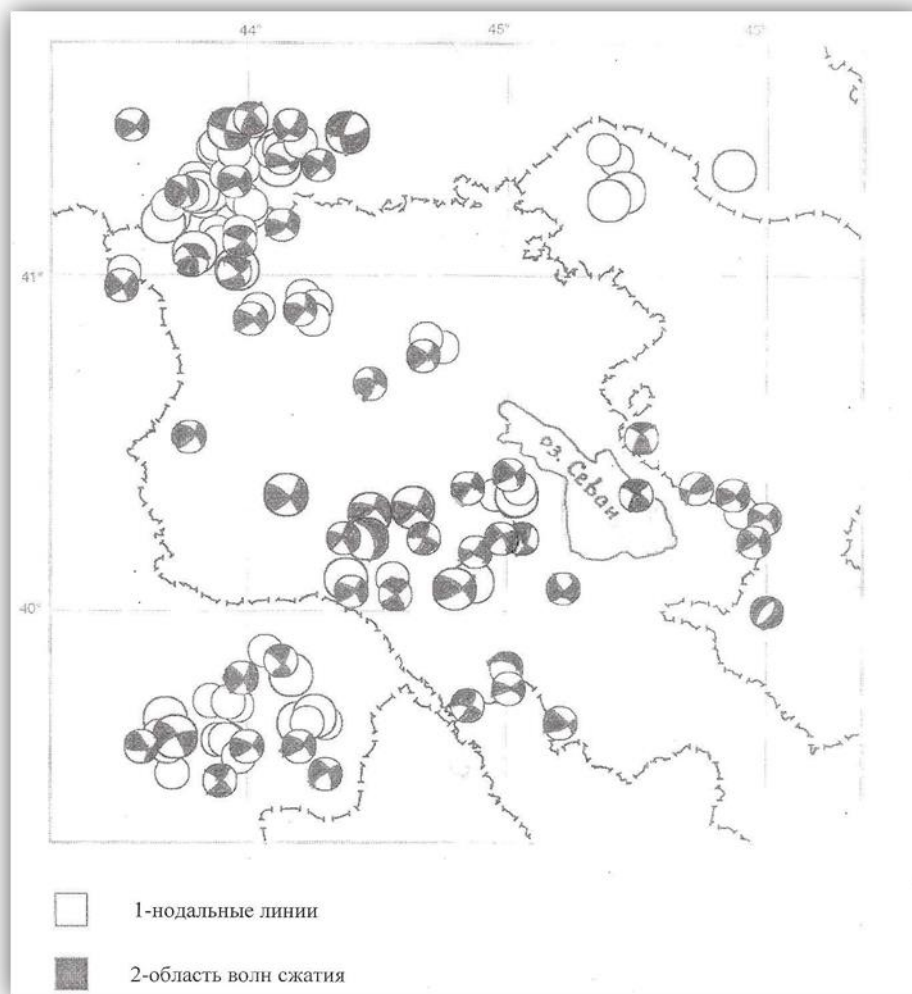


Рис. 2. Диаграммы механизмов очагов слабых землетрясений Армении, происшедших за период 2005-2010 гг.

В результате интерпретации решений механизмов очагов выявлено, что для северо западной части Армении действующие плоскости разрывов механизма очагов происшедших землетрясений составляют азимуты в пределах $Az = 260-320^\circ$, углы падения разрывов на глубине гипоцентров 6-10км составляют $40-50^\circ$, то есть более представлен тип механизма правосторонний взбросо-сдвиг. В механизме очагов центральной Армении действующие плоскости разрывов составляют $Az = 240-270^\circ$, преобладает механизм сдвигового типа, с более пологими углами падения разрывов.

В результате полученных решений выявлено, что преобладающими направлениями для осей растяжения являются E-NE, а для осей сжатия – близмеридиональное направления, а из полученного графика повторяемости видно, что представительными являются землетрясения в диапазоне магнитуд от 4 до 7.

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю, д.ф.-м.н. проф. А.М. Аветисяну и к.г.-м.н. М.Б. Мкртчяну за ценные замечания и помощь при выполнении данной работы.

Литература

1. Аптекман Ж.Я., Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И. и др. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ. В кн. Теория и анализ сейсмологических наблюдений. М. Наука, 1979. (Вычислительная сейсмология, вып. 12). С. 45-58.
2. Бурмин В.Ю. Некоторые закономерности проявления глобальной сейсмичности// "Уроки и следствия сильных землетрясений". Сборник материалов международной конференции. Ялта 2007. Сентябрь 25-28. Симферополь, 2007. С. 82-84.
3. Бурмин В.Ю., Аветисян А.М., Сергеева Н.А., Казарян К.С. Некоторые закономерности проявления современной сейсмичности Кавказа.// Сейсмические приборы, 2013. Т49. №3. С. 11-17.
4. Мкртчян М.Б. Механизм очагов сильных землетрясений Армянского нагорья и их геологическая интерпретация. Сб. научных трудов конференции к 100-летию со дня рождения академика А.Г. Назарова. Современные задачи геофизики и инженерной сейсмологии. Изд-во "Гитутюн" НАН РА, 2008. С. 370-380.
5. Richter C. Instrumental earthquake magnitude scale//Bull. Seism. Soc. Am. 1935. Vol. 25. №1. P. 1-32.

МЕТОДИКА ОБСЛЕДОВАНИЯ ГРУНТОВ ПРИ РЕШЕНИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Каллистова Т.В.¹, м.н.с.,

Князев Д.Ю.², м.н.с.,

Турсуков А.Л.¹, стажер-исследователь

ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: A.Zamyatin@mail.ru

научный руководитель: ¹ – Сашурин Анатолий Дмитриевич

² – Боликов Владимир Егорович

В инженерно-геофизических исследованиях ставится задача определения структуры горных пород с целью локализовать крупные нарушения, опасные для устойчивости будущего сооружения.

Обычно, для таких задач требуется минимум усилий и средств, поэтому следует выработать такую методику, которая позволит достаточно оперативно и с наименьшими затратами найти решение.

Такого рода задачи удобно решать по методике, разработанной отделом геомеханики под руководством д.т.н. А.Д. Сашурина, в институте горного дела УрО РАН, включающей в себя спектральное сеймопрофилирование и георадарные исследования [1, 2].

Информация, полученная с помощью данной методики, позволяет получить поверхностное представление о состоянии массива и с достаточной точностью определить зоны дезинтеграции горного массива. Интерпретация полученных данных производится на основе априорной геологической и технической информации, определяя категорию устойчивости массива по типу: либо участок пригоден для строительства сооружений, либо существует большая вероятность их разрушения.

Опыт проведения работ показал, что оптимальный шаг для достижения достаточной точности удобно принимать равным 3 м при проведении спектрального сеймопрофилирования (ССП), а глубина исследований составляет порядка 70-100 м. Для метода ССП это оптимальная глубина.

Георадарное зондирование проводится непрерывным профилем до глубины 25-30 м, дублируя профили ССП. Шаг георадарного зондирования обычно составляет не более 0,5 м.

Профили зондирования массива располагаются в поперечном и продольном направлениях, покрывая весь участок через 15- 20 м (Рис. 1), что обеспечивает достаточно полную информацию о состоянии глубинной части массива горных пород.



Рис. 1. Пример расположения профильных линий

Результаты спектрального сейсмондирования в виде сейсмограмм вертикальных сечений и георадарные данные по профильным линиям приведены на рис. 2.

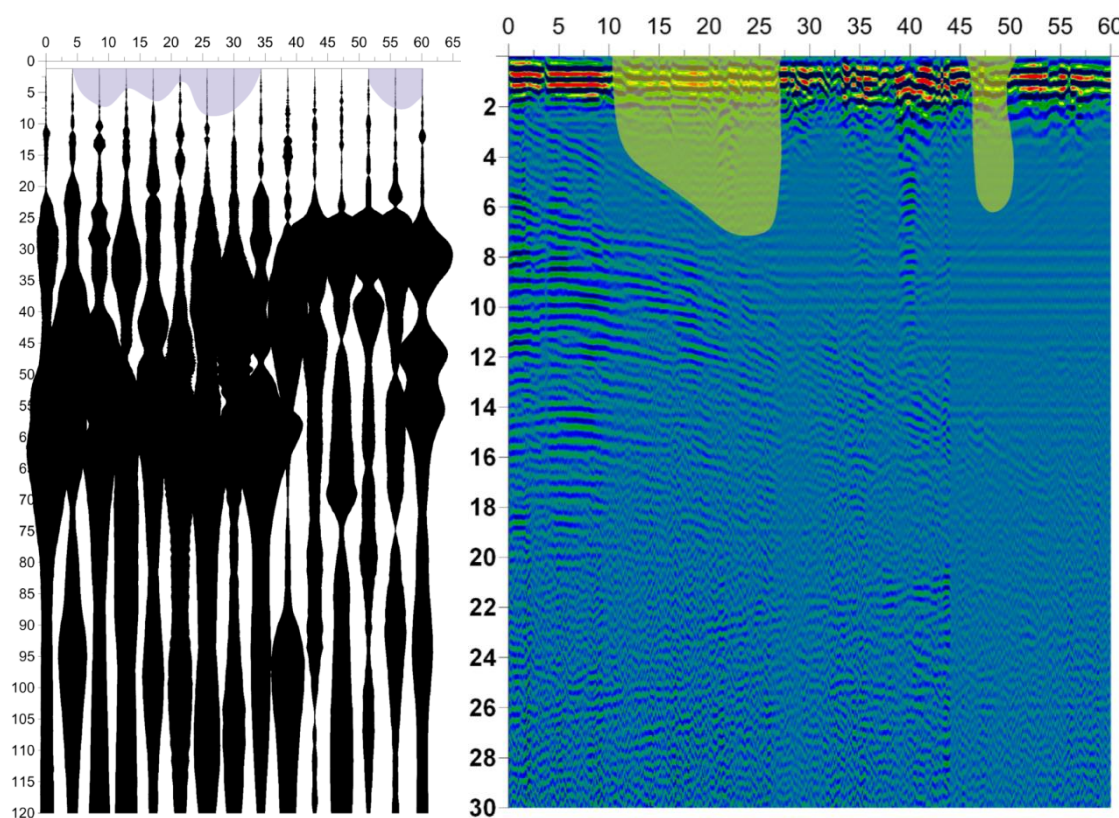


Рис. 2. Разрез ССП (слева) и георадарный разрез (справа) по профилю № 5

Для того чтобы провести анализ данных, необходимо иметь достаточно неплохое пространственное воображение, поскольку данные представляются в виде отдельных разрезов и схемы профилей, что несколько затрудняет интерпретацию. Представление в общем виде в 3D могло бы значительно облегчить этот процесс, как для анализа, так и для восприятия результатов.

В данном конкретном представленном случае результат интерпретации приведен на рисунке 3. Закрашенная область представлена дезинтегрированными грунтами, связанными с процессами сдвижения от подземных горных работ. В случае если процессы сдвижения находятся в стадии завершения или закончились то территория как правило пригодна для строительства.

В таких исследованиях существуют погрешности на всех этапах проведения исследований, поэтому результат принимается с учетом запаса прочности. Таким образом, та информация, которую можно извлечь из существующих методов, позволяет с допустимой погрешностью судить о состоянии горного массива [3]. Проверить получаемые данные удастся не всегда, но комплексирование методов и сходство результатов позволяет с достаточной достоверностью давать прогноз устойчивости сооружений, при этом инвестируя довольно скромное количество времени и средств.

В случае обнаружения серьезной опасности для строительства даются рекомендации либо ограничивающие территорию для строительства, либо должно обязательно проводиться заверочное бурение инженерно-геологических скважин. Пренебрежение требованиями безопасности, как правило, влечет за собой деформации сооружений, как при их строительстве, так и при последующей эксплуатации.

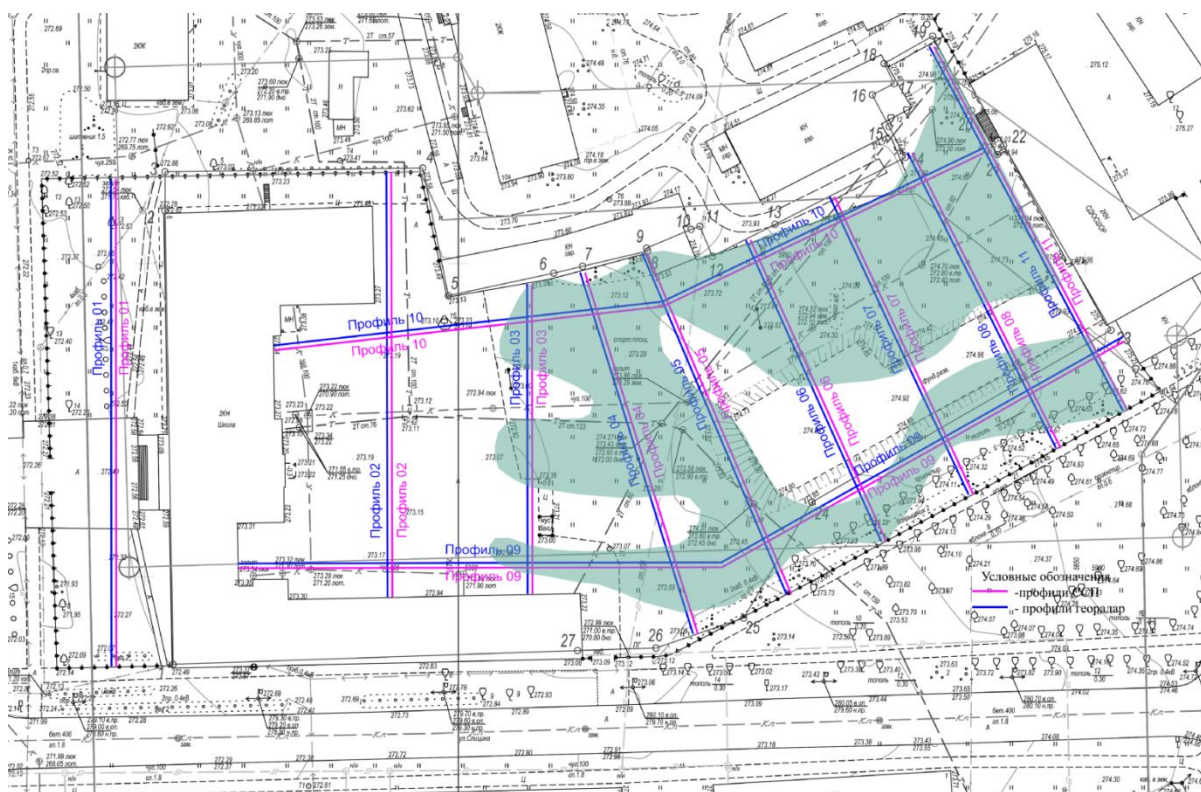


Рис. 3. Результаты интерпретации материалов изысканий

Литература

6. Мельник В.В., Замятин А.Л., Пустуев А.Л. Применение метода спектрального сейсмопрофилирования для прогноза и снижения риска аварий и катастроф при недропользовании. Горный журнал, 2012. № 1. С. 86-89.
7. Усанов С.В., Мельник В.В., Замятин А.Л. Мониторинг трансформации структуры горного массива под влиянием процесса сдвижения. Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2013. № 6. С. 83-89.
8. Каллистова Т. В. Влияние тектонического строения массива на деформационные свойства оснований инженерных сооружений. Горный информационно-аналитический бюллетень, 2013. № 5. С. 163-168.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ЛОКАЛИЗАЦИИ НЕФТИ

Карамов Илдар Фирдаусович, студент
Стерлитамакский филиал Башкирского Государственного университета
e-mail: gkama@mail.ru
научный руководитель: Хусаинова Г.Я., к.ф.-м.н., доцент

Для интенсификации процесса удаления нефтяных пленок (посредством барабанных сборщиков, например) с поверхности водоемов и рек, необходимо произвести их локализацию на поверхности в виде более толстых пятен или же “ручейков”. Все это можно реализовать, создавая искусственные водяные валы (или берега), с помощью вдува газа из-под воды в виде пузырьков. При такой подаче воздуха средняя плотность образовавшейся пузырьковой смеси снизится по сравнению с плотностью жидкости и это, в свою очередь, приведет к повышению уровня свободной поверхности жидкости по сравнению с уровнем основной зоны, где такая подача воздуха отсутствует. Приведем некоторые простейшие рассуждения, позволяющие оценить характерные высоты водяных валов, образовавшихся при вдуве воздуха из-под воды. Будем полагать, что генератор пузырьков находится на глубине h_0 в виде некоторой галереи, и при математическом описании ее примем за горизонтальную полосу с характерной полушириной l (Рис. 1).

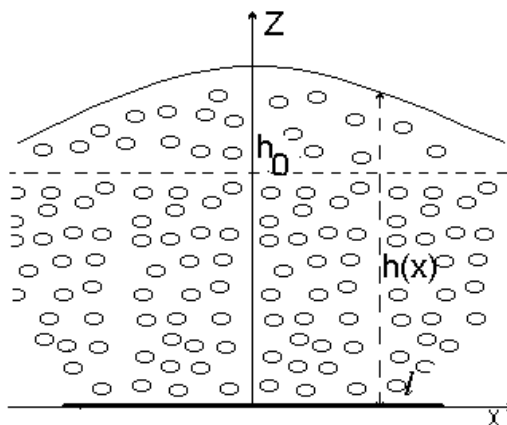


Рис. 1. Схема водо-воздушного вала

Пусть интенсивность генерации пузырьков с одинаковыми радиусами a , отнесенная на единицу площади генератора равна $q_n(x)$. Тогда для расхода объемной подачи воздуха $q_v(x)$ с единицы площади, а также с единицы длины галереи $Q(x)$ можем записать

$$q_v = \frac{4}{3} \pi a^3 q_n, \quad Q_v = 2 \int_0^l q_v dx = \frac{8}{3} \pi a^3 \int_0^l q_n dx \quad (1)$$

Чтобы описать форму и характерную высоту образующегося водяного вала при барботаже пузырьков, будем полагать, что вертикальное составляющее ускорения при восходящем течении жидкости, инициируемые вдувом газа, мало по сравнению с ускорением силы тяжести ($w \ll g$). Поэтому для распределения давления по высоте $p(z)$ справедливо уравнение гидростатики, записанное в виде

$$-\frac{\partial p}{\partial z} - \rho_l^0 (1 - \alpha_g) g = 0, \quad \alpha_g = \frac{4}{3} \pi a^3 n \quad (2)$$

Здесь α_g -объемное содержание пузырьков, n -число пузырьков в единице объема.

Поскольку радиусы пузырьков полагали одинаковыми, то можем считать скорости их подъема в жидкости U также равными. Отметим, что скорость всплытия достаточно крупных пузырьков ($a \geq 2 \text{ мм}$) практически слабо зависит от их радиуса и равна $U = 0,3 \text{ м/с}$ [1]. Тогда на основе закона сохранения числа пузырьков можем записать

$$n\nu = q_n \quad \text{и} \quad \alpha_g \nu = q_v \quad (3)$$

С использованием этих соотношений из уравнения (2) можем получить формулу для распределения давления в области барботажа пузырьков

$$p = p_n - \rho_l^0 g (1 - \alpha_g) z, \quad \alpha_g = \frac{q_v}{\nu} \quad (4)$$

Здесь p_h давление в жидкости на глубине нахождения генератора пузырьков h . Учитывая, что давление на свободной поверхности жидкости равно атмосферному давлению p_a , имеет место

$$p_h = p_a + \rho_l^0 g h_0 \quad (5)$$

Тогда с помощью (4) и (5) можно получить уравнение, определяющее конфигурацию свободной поверхности $z = h$ при $p = p_a$ над областью пузырьков жидкости:

$$\Delta h = h - h_0 = \frac{h_0 q_v}{\nu - q_v}. \quad (6)$$

На основе этой формулы можно получить оценку для величины характерной высоты водяного вала при интенсивности подачи воздуха Q_v с единицы длины галереи

$$\Delta h_{cp} = \frac{h_0 Q_v}{2l\nu - Q_v}. \quad (7)$$

Данная простейшая гидравлическая модель бонового заграждения позволяет оценить высоту газо-водяного вала на поверхности воды в зависимости от его геометрических характеристик и интенсивности работы генератора пузырьков, находящего в затопленном состоянии.

Литература

4. Левич В.Г. Физико-химическая гидродинамика. М.: Наука, 1959. 700 с.

ОБРАЗОВАНИЕ ВОДО-ВОЗДУШНОГО ВАЛА НА ПОВЕРХНОСТИ ВОДОТОКА

*Касимов Искандер Рустямович, студент
Стерлитамакский филиал Башкирского Государственного университета
e-mail: gkama@mail.ru
научный руководитель: Хусаинова Г.Я., к.ф.-м.н., доцент*

Для интенсификации процесса удаления нефтяных пленок (посредством барабанных сборщиков, например) с поверхности водоемов и рек, необходимо произвести их локализацию на поверхности в виде более толстых пятен или же “ручейков”. Все это можно реализовать, создавая искусственные водяные валы (или берега), с помощью вдува газа из-под воды в виде пузырьков. При такой подаче воздуха средняя плотность образовавшейся пузырьковой смеси снизится по сравнению с плотностью жидкости и это, в свою очередь, приведет к повышению уровня свободной поверхности жидкости по сравнению с уровнем основной зоны, где такая подача воздуха отсутствует. Приведем некоторые простейшие рассуждения, позволяющие оценить характерные высоты водяных валов, образовавшихся при вдуве воздуха из-под воды.

При течении реки, барботажный поток будет выходить под некоторым углом к поверхности жидкости. Анализируя данные, полученные в зависимости от скорости реки U можно рассмотреть два случая [1].

Первый случай может реализоваться при небольшой скорости течения реки, при котором выполняется условие:

$$U < V_0 \frac{2l}{h_0}, \quad (1)$$

где V_0 - скорость всплытия пузырьков.

На основе закона сохранения массы имеем [2, 3]:

$$Q_v = 2l'V\alpha_g, \quad (2)$$

где α_g - объемное содержание пузырьков, $V = \sqrt{V_0^2 + U^2}$ - абсолютная скорость, q_v - объемный расход воздуха с единицы площади генератора, l' - характерная полуширина, соответствующая фронту барботажного потока и определяется таким образом:

$$l' = l \frac{V_0}{\sqrt{V_0^2 + U^2}}. \quad (3)$$

Тогда из (2) и (3) интенсивность подачи воздуха имеет вид:

$$Q_v = 2lV_0\alpha_g. \quad (4)$$

При небольших скоростях течения реки характерная величина высоты водяного вала равна

$$\Delta h = \frac{h_0 Q_v}{2l\sqrt{V_0^2 + U^2} - Q_v}. \quad (5)$$

Теперь рассмотрим второй случай, когда скорость течения реки намного больше скорости всплытия пузырьков и выполняется условие:

$$U \geq V_0 \frac{2l}{h_0}. \quad (6)$$

Можно найти распределение давления в области барботажа пузырьков, состоящей из пузырьковой смеси и "чистой" воды:

$$p = 2l\rho_e(1 - \alpha_g)g \frac{V_0}{U} + \rho_e g \left(\left(h_0 - 2l \frac{V_0}{U} \right) + \Delta h \right). \quad (7)$$

Распределение давления в невозмущенной барботажом зоне равно:

$$p = h_0 \rho_e g. \quad (8)$$

Тогда, с помощью (7) и (8) можно получить уравнение, определяющее величину характерной высоты воздушно-водяного вала:

$$\Delta h = 2l \frac{V_0}{U} \alpha_g. \quad (9)$$

Анализируя полученные формулы, был проведен численный эксперимент и на основе его сформулированы следующие

Результаты:

1. При небольшой скорости течения реки характерная высота водяного вала остается такой же, как и при барботаже в неподвижной водной среде.
2. При достижении скорости течения реки критической величины, при котором выполняется условие (6), высота водяного вала начинает уменьшаться по закону (9).
3. Зная скорость течения реки U и, регулируя интенсивностью подачи воздуха Q , можно добиться максимальной высоты водяного вала.

Литература

1. Левич В.Г. Физико-химическая гидродинамика. М.: Наука, 1959. 700 с.
2. Басниев К.С., Кочина И.Н., Максимов В.М. Подземная гидродинамика. М.: Недра, 1993. 416 с.
3. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. Учеб. Для вузов. Изд. 6-е, перераб. И доп. М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1987. 840 с.

СРАВНЕНИЕ 2D И 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

*Козырева Виктория Леонидовна, студентка
УО «Гомельский государственный университет имени Ф. Скорины»,
Республика Беларусь, г. Гомель
e-mail: kozyrewa.viky@yandex.ru
научный руководитель: Шишкова И.И.*

В настоящее время 3D сейсморазведка достигла стадии зрелости. Мало кто сомневается в этом, и огромное количество геофизиков, геологов и инженеров-разработчиков подтверждают важную роль технологии 3D работ. Однако многие профессионалы используют традиционные 2D методы, основываясь на собственном опыте работы с 2D данными.

При работах 2D производится регистрация сейсмических волн вдоль линий наблюдений, вынесенных на местность. При этом пункт возбуждения (ПВ) и пункт приема (ПП) находятся на одной линии. В результате выполнения работ получается двухмерное изображение среды в плоскости определенной линией наблюдения. Метод ОГТ (общей глубинной точки) в варианте 2D сводится к многократному перемещению активной расстановки по профилю с заданным шагом.

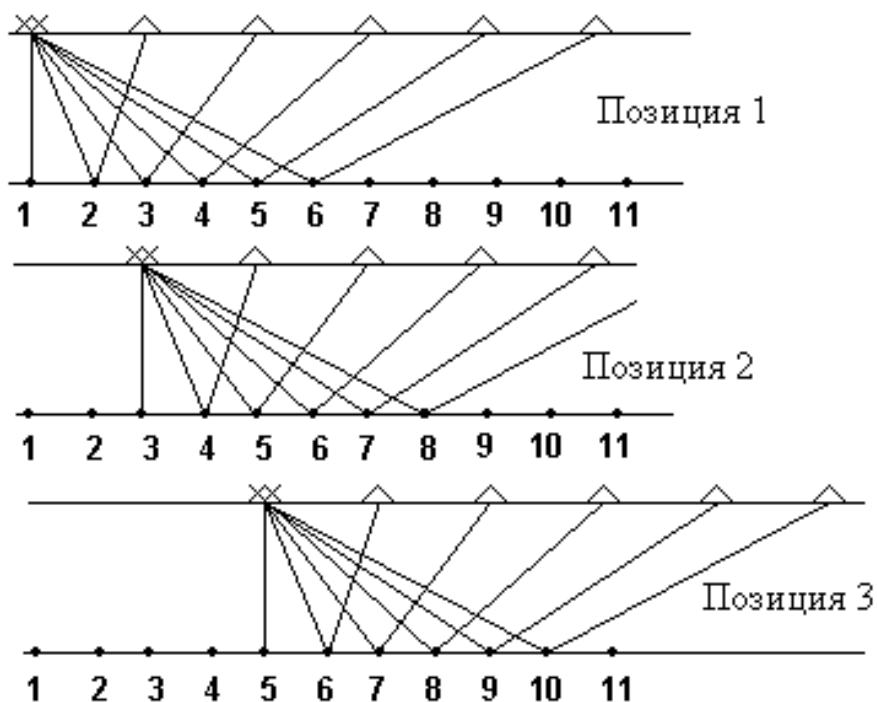


Рис. 1. Система наблюдений ОГТ способом перекрытий

Кратность, т. е. число раз, которое прослеживается каждая глубинная точка среды в системе наблюдений, рассчитывается по формуле:

$$N = \frac{N_{ch}}{2 \cdot \Delta ПВ / \Delta ПП}$$

N_{ch} ,- количество каналов в активной расстановке;

$\Delta ПВ$ - шаг между пунктами возбуждения;

$\Delta ПП$ - шаг между пунктами приёма.

Преимущества и недостатки сейсморазведочных работ 2D

Преимущества	Недостатки
<ul style="list-style-type: none"> • низкая стоимость; • высокая скорость выполнения работ; • оперативное получение обзорной информации о территории на регионально-рекогносцировочном и поисково-разведочных этапах; • возможность уточнения строения структур даже по сети редких профилей; • выполнение процедур обработки и интерпретации, не требующих значительных технических мощностей. 	<ul style="list-style-type: none"> • отсутствие данных в межпрофильном пространстве.

В районах со сложными глубинными сейсмогеологическими условиями (криволинейные крутопадающие границы, резкие несогласия и т.п.) структура отраженного сейсмического волнового поля становится трехмерной. Это приводит к тому, что в пункты приема колебаний приходит волны, траектории движения которых лежат в различно ориентированных плоскостях. Если не учитывать эти особенности волнового поля при регистрации и обработке, то можно допустить серьезные ошибки при истолковании результатов таких наблюдений. Для изучения сейсмической разведкой таких районов с высокой эффективностью необходимо на стадии регистрации использовать площадные системы наблюдений.

При работах 3D используются площадные системы наблюдения, позволяющие производить регистрацию сейсмических колебаний по нескольким линиям приема при одном пункте возбуждения. Перемещая активную расстановку в направлении линий приема (Inline) и в направлении перпендикулярном линиям приема (Crosline) получаем сейсмическую информацию по площади работ.

Вычисление кратности по направлению Inline (F_x) и Crosline (F_y), общую кратность (F_{xy}) находят как произведение F_x и F_y .

$$F_x = NC \times X / 2 \times S;$$

$$F_y = LR / 2;$$

$$F_{xy} = F_x \times F_y,$$

где:

NC - количество активных каналов;

X - шаг между пунктами приема;

S - расстояние между линиями возбуждения;

LR - количество линий приема в активной расстановке;

Преимущества и недостатки сейсморазведочных работ 3D

Преимущества	Недостатки
<ul style="list-style-type: none"> • наличие большего числа методик с возможностью получения качественного результата; • высокая степень детализации; • получение большого объема информации обеспечивает точность интерпретации; • возможность новых методов просмотра данных (по разрезам вдоль куба (inline), поперек куба данных (crossline), разрезами произвольного направления, горизонтальные разрезы на заданном времени (slice)); • применение новых программных модулей для изучения и описания свойств резервуаров. 	<ul style="list-style-type: none"> • высокая стоимость работ; • временные затраты (для получения информации о структуре площадью 500x500 м, площадь съемки должна составлять не менее 20 км²); • необходимость наличия дорогостоящего оборудования (как полевых установок, так и программного обеспечения для выполнения обработки и интерпретации); • трудности по изменению параметров проводимых работ; • проблемы со стыковкой материалов разных лет.

При обработке сейсмоданных 2D и 3D есть набор процедур, который является общим для обеих методик.

Основными процедурами, которые применяются при обработке 2D и 3D являются:

1) демультимплексация формата SEG D в формат SPW; 2) ввод и контроль геометрии; 3) редактирование сейсмограмм; 4) регулировка амплитуд; 5) частотная фильтрация; 6) расчёт и ввод статических поправок; 7) сортировка по ОГТ; 8) расчёт и ввод кинематических поправок. Мьютинг; 9) обработка данных ВСП; 10) суммирование, получение временного разреза.

Основное отличие в обработке 2D и 3D данных заключается в детальности изучения площади и представлении результатов обработки. В случае 2D результирующий временной разрез получаем вдоль линии профиля. В 3D после обработки имеем куб, в котором две пространственные координаты и одна временная. В дальнейшем время на основе скоростной модели среды преобразуют в глубину и получают объемное изображение среды. Чтобы реализовать обработку 3D необходимо провести процедуру бинирования, которая дает возможность разбить площадь съемки на элементарные площадки (бины).

Сетка бинов ориентируется по линиям приема (Inline) и линиям возбуждения (Crosline). Размер бинов определяется расстоянием между ПВ и между ПП. Размер бина определяет с какой детальностью формируется и просматривается полученное объемное изображение.

Большим преимуществом 3D перед 2D является то, что трехмерные записи содержат азимутальный элемент, который отсутствует при проведении 2D работ. Если на двумерном профиле имеется отражение, пришедшее не из его плоскости, часто бывает невозможно определить направление объекта, который вызвал это отражение. В трехмерном случае вероятность правильного определения положения таких аномалий во много раз возрастает, так как в бине формируются точки отражения от пар ПВ и ПП расположенных под различными направлениями (азимутами).

Таким образом, если сравнивать результаты обработки и интерпретации 2D и 3D, то можно сделать вывод о том, что результаты по 3D предпочтительнее, потому что обладают большей детальностью и пригодны для более точных построений. Материалы 2D необходимы для предварительной оценки изучаемой структуры и могут проводиться на ранних стадиях поисков.

НОВЫЙ ЭТАП СТАНОВЛЕНИЯ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ

*Конечная Яна Викторовна, инженер-исследователь
Геофизическая Служба РАН, г. Архангельск
e-mail: arh-seismo@yandex.ru*

Становление и развитие Архангельской сейсмической сети условно можно разделить на два этапа. Период с 2002 по 2010 годы характеризуется открытием сейсмических станций (далее с/с) на территории Архангельской области. Институтом экологических проблем Севера УрО РАН совместно с Геофизической Службой РАН установлены комплекты сейсмологической аппаратуры в трех пунктах на территории области (с/с «Климовская», «Пермогорье», «Тамица») [1]. Также, в стационарном режиме запущены с/с «Лешуконское», «Соловки», «Пермилово». В конце 2010 года в лаборатории сейсмологии начался новый этап развития Архангельской сейсмической сети, связанный с установкой сейсмологической аппаратуры на арктических и приарктических территориях. В 2010 и 2011 гг. запущены сначала в тестовую эксплуатацию, а затем переведены в стационарный режим с/с «Амдерма» (Ненецкий автономный округ) и «Земля Франца-Иосифа» (арх. Земля Франца-Иосифа) [2]. В течение двух лет (2011-2013 гг.) функционировала с/с «Нарьян-Мар» в Ненецком автономном округе.

На первом этапе, в основном, ставились задачи проведения мониторинга естественной и техногенной сейсмичности в Архангельской области и на прилегающих территориях [3], телесеизмических землетрясений, регистрируемых станциями Архангельской сети, а также проводились различного рода исследования микросейсм. До установки сейсмических станций за Полярным кругом велась регистрация и частичная обработка землетрясений, произошедших в европейской части Арктики. Тогда нами отмечался ряд проблем, связанных с возможностью проведения мониторинга арктических территорий по данным станций Архангельской сети [4]. После детального изучения проблемы, были определены задачи, реализация которых позволила бы включить данные Архангельской сети в мировую систему сейсмического мониторинга. Для повышения эффективности обработки арктических землетрясений, в первую очередь, необходима была установка близкорасположенных к очагам сейсмических станций в Арктике. Во-вторых, немаловажным фактором, влияющим на качество обработки данных, является выбор оптимального годографа для рассматриваемого региона. В-третьих, подробный анализ существующих сейсмологических каталогов и привлечение исходных данных мировых сейсмологических служб также позволит улучшить качество получаемых данных. Остановимся подробнее на реализации каждой задачи.

Установка пунктов сейсмических наблюдений на арктических территориях является технически сложной задачей. Однако открытие пункта сейсмических наблюдений на архипелаге Земля Франца-Иосифа [2], позволило регистрировать землетрясения не только из сейсмически активных районов европейской Арктики (арх. Шпицберген, хребты Книповича и Гаккеля), где происходят землетрясения с магнитудами до 6.5, но и наблюдать слабую сейсмичность в северной части Баренцева моря, в районе континентального склона [5]. Анализ записей с/с «Амдерма» после возобновления ее работы в составе Архангельской сети показал, что включение информации в систему обработки данных повышает точность определения параметров эпицентров как региональных, так и локальных землетрясений; предоставляет материал для изучения техногенной сейсмичности от множества карьеров и горных предприятий по добыче полезных ископаемых в пределах горнодобывающей части области и Урала [6]. Для повышения точности локализации эпицентров, а соответственно и качества проводимого сейсмического мониторинга, активно привлекаются не только данные Архангельской сейсмической сети, но и данные зарубежных (в частности, норвежских, финских) и сейсмологических служб.

В решении проблемы локации сейсмических событий рассмотрен вопрос выбора существующих региональных годографов. Для анализа использовались: три варианта годографов (мировой годограф IASPEI91, региональные годографы NORP [7] и Varents [8]); выборка арктических землетрясений, преимущественно из разных районов; данные каталога международной сейсмологической службы ISC [9]. Параметры эпицентров, полученные по расчетам разных годографов, приводились в сравнение с данными каталога ISC. Как видно из сравнительной диаграммы рисунка 1,а, наибольшие отклонения от положения координат эпицентров дают годографы IASPEI91 и NORP. Годограф Varents лишь в единственном случае существенно ухудшает положение эпицентра по отношению к ISC (событие №10 на рис. 1,а). Сопоставление годографов по вычисленным ими эпицентральному расстояниям не совсем корректно, поскольку в обработке использовались данные станций Архангельской сети, которые в большинстве случаев достаточно удалены от эпицентров и находятся в узкоазимутальном створе. Но даже при неудачном расположении станций годограф Varents дает расхождение от «истинного» эпицентра в среднем на 0.70° , за исключением трех случаев. В то же время, среднее расхождение по NORP составляет 0.85° . На рисунке 1,б представлена диаграмма аналогичная диаграмма сравнения, построенная для разницы во времени в очаге. Годограф IASPEI91 для более чем половины событий дает разницу во времени свыше 10 с по сравнению с ISC, что неприемлемо для обработки региональных сейсмических событий. Хотя в случаях в некоторых случаях он показывает немного лучшие результаты, чем NORP и Varents. Среднее расхождение относительно ISC для годографа Varents составляет 3.5 с, для NORP – 5.5 с, случаи расхождения на 10 с и более имеют 10 событий.

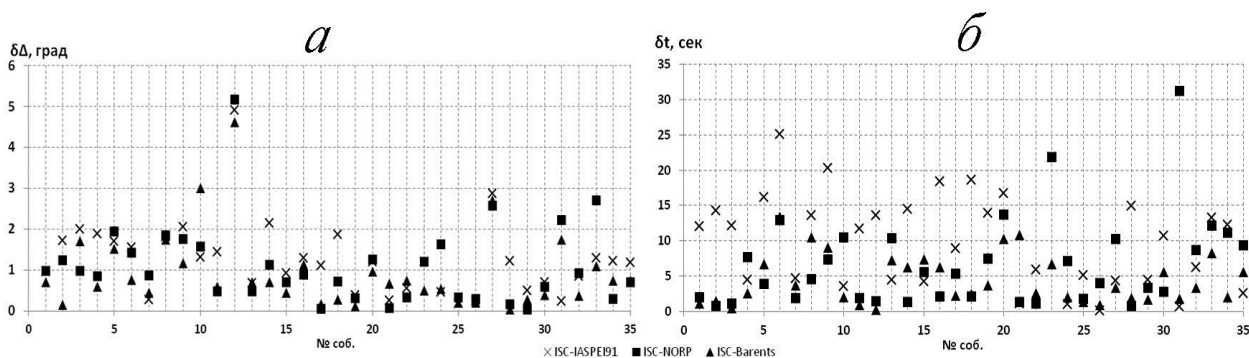


Рис. 1. Диаграммы сопоставления разницы в параметрах эпицентров, полученных при обработке записей Архангельских станций с применением годографов IASPEI91, NORP и Varents

а – эпицентральных расстояний; б – времени в очаге

Кроме выбора оптимального регионального годографа, по данным карьерных взрывов на территории Архангельской области был получен локальный годограф (рис. 2). При его построении использована методика [10]. Апробация локального годографа показала достаточно высокую точность определения параметров эпицентров (на примере произведенных взрывов) на расстояниях до 350 км.

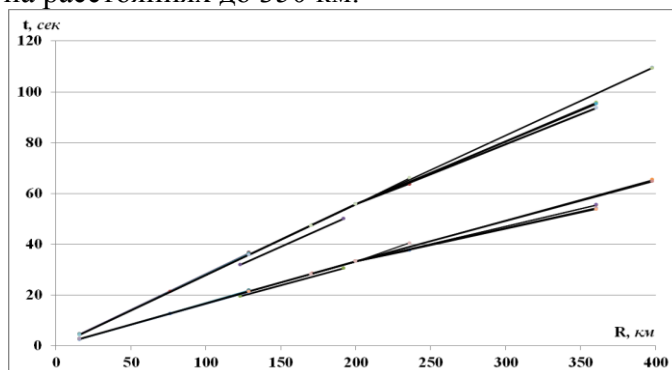


Рис. 2. График локального годографа для территории Архангельской области

Дополнительно к проведенным работам по установке новых сейсмических станций и исследованиям, связанных с повышением точности локации эпицентров землетрясений, в лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН проведена реорганизация системы регионального и локального сейсмического мониторинга [11]. Создаваемый региональный сейсмический каталог за период с конца 2011 по 2013 гг. содержит данные о 1200 сейсмических событиях различной природы, а получаемые в ходе мониторинга карты региональной сейсмичности открыты в электронном доступе (<http://www.iepn.ru/?page=186>).

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ №14-05-93080 и программы Президиума РАН №12-П-5-1009.

Автор благодарит всех сотрудников лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН, кто принимал непосредственное участие в установке сейсмических станций и рутинной обработке их записей. Отдельную благодарность выражаю зав. лабораторией, к.т.н. Г.Н. Антоновскую за великолепную организацию проводимых исследований и всестороннюю поддержку.

Литература

1. Юдахин Ф.Н., Французова В.И. О необходимости создания сети сейсмического мониторинга в северных регионах России // Вестник УрО РАН 2006. № 2(16). С. 25-35.
2. Данилов А.В., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Особенности установки пунктов регистрации сейсмических событий в Арктическом регионе России // Сейсмические приборы, 2013. Т.49. № 3. (в печати).
3. Французова В.И., Конечная Я.В., Ваганова Н.В. 10-летие Архангельской сети: мониторинг естественной сейсмичности // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной Сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 324-328.
4. Конечная Я.В., Ваганова Н.В. Опыт обработки землетрясений Арктического региона Архангельской сетью сейсмических станций // Десятая уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник науч. материалов. – Пермь: Горный институт УрО РАН, 2009. С. 109-114.
5. Конечная Я.В. Анализ сейсмичности в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия «Естественные науки». – Архангельск: САФУ им. М.В. Ломоносова, 2013. № 1. С. 10-13.
6. Французова В.И., Конечная Я.В., Иванова Е.В. Регистрация сейсмических событий заполярной станцией «Амдерма» в составе Архангельской сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной Сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 332-336.
7. Морозов А.Н., Ваганова Н.В. Годографы сейсмических волн для Севера Русской плиты по данным Архангельской сейсмической сети // Разведка и охрана недр, 2011. № 12. С. 176-183.
8. Скоростные модели [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.krsc.ru/defmon.htm>
9. International Seismological Centre [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk>
10. Верхоланцев А.В., Маловичко Д.А. Построение годографа региональных сейсмических фаз для Западного Урала // Десятая уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник науч. материалов. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2009. С. 46-50.
11. Ваганова Н.В., Конечная Я.В., Морозов А.Н. Организация мониторинга региональных и локальных сейсмических событий на базе Архангельской сети // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. С. 47-49.

СНИЖЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ВЗРЫВА МЕТОДОМ КОРОТКОЗАМЕДЛЕННОГО ВЗРЫВАНИЯ ЗАРЯДОВ ПРИ ВЕДЕНИИ ОТКРЫТЫХ ГОРНЫХ РАБОТ

*Криворучко Надежда Ивановна, аспирант
Институт гидромеханики НАН Украины, г. Киев
e-mail: seismica@mail.ru
научный руководитель: д.т.н. Бойко В.В.*

Взрывные работы являются одним из важнейших технологических процессов в горнодобывающей отрасли. Интенсивное использование взрывных технологий обусловило быстрое развитие технических средств и методов, применяемых при проведении взрывов. Наряду с высокой эффективностью разрушения породы и перемещения горной массы промышленные взрывы оказывают и негативное воздействие на окружающую среду.

Сейсмический эффект следует рассматривать в качестве одного из наиболее важных геологических факторов взрывных работ. Вызываемые взрывом сейсмические колебания грунта приводят к сотрясению производственных и жилых зданий, других построек, а при достаточно высокой амплитуде – к разрушению конструкций и строений. А это, в свою очередь, требует строгого соблюдения необходимых мер промышленной безопасности – правильного определения предельнодопустимых масс зарядов и безопасных расстояний, установления оптимальных параметров взрывных работ.

К тому же, следует отметить, что взрывы на карьерах характеризуются значительной массой взрывчатого вещества (ВВ) и, как следствие, – мощным сейсмическим эффектом. Необходимость обеспечения безопасности объектов, расположенных в окрестностях горнодобывающих предприятий, требует проведения детальных исследований сейсмического эффекта промышленных взрывов.

Значительный вклад в создание высокоэффективных и безопасных технологий взрывания массивов горных пород внесли ученые [1-3, 5]: В.Н. Мосинец, С.В. Медведев, В.В. Воробьев, В.В. Бойко, А.А. Вовк, А.А. Кузьменко, В.Г. Кравец, В.В. Соболев и т.д. Их работы посвящены вопросам разработки методов безопасного ведения взрывных работ в горном деле и оценки сейсмобезопасности. Но в связи с постоянным развитием горной отрасли, появлением новых технологий они нуждаются в некоторых доработках.

Взрывы на карьерах – источники сейсмических колебаний. Они негативно влияют на промышленные и гражданские объекты, расположенные вблизи зоны ведения горных работ.

Одним из важнейших аспектов при проведении взрывных работ является сейсмическая безопасность. Основным параметром при оценке сейсмобезопасности принята максимальная скорость смещения грунта (частиц) [2, 3, 5]. А поскольку наиболее результативным способом снижения скорости колебаний при взрывных работах признано короткозамедленное взрывание (КЗВ) (рис. 1), то этот метод получил широкое распространение при проведении горных выработок, добыче полезных ископаемых.

Короткозамедленный режим взрывания позволяет путем применения схем коммутации и подбора интервалов замедления управлять направлением, величиной, формой развала горной массы и уровнем безопасности массовых взрывов; производить крупномасштабные взрывы без существенного увеличения сейсмического эффекта.

Основными параметрами [6], определяющими эффективность КЗВ, являются:

- интервал замедления;
- последовательность разрушения участков массива.

Они применяются в зависимости от свойств горных пород, схемы расположения зарядов и задачи взрыва. При КЗВ происходит не только взаимодействие взрывов соседних зарядов, но и смежных серий.

Эффективность разрушения при КЗВ определяется следующими факторами:

- интерференцией волн напряжений от соседних зарядов (достигается при малых интервалах замедлений);
- образованием дополнительных открытых поверхностей (при средних интервалах замедлений);
- соударением разлетающихся кусков при взрыве соседних зарядов (при больших интервалах замедлений).

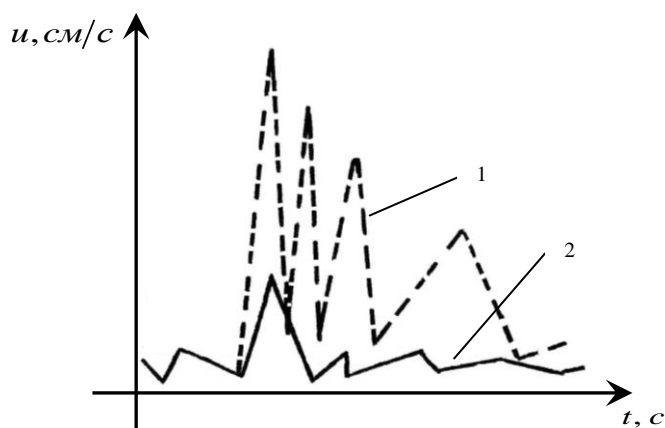


Рис. 1. Скорость смещения грунта u при взрывании
1 – мгновенном; 2 – короткозамедленном.

Перечисленные факторы являются составными элементами единого процесса взаимодействия зарядов при КЗВ.

Интерференция волн напряжений происходит в том случае, когда направления смещения частиц от предыдущего взрыва совпадают, при этом увеличиваются суммарные смещения, напряжения и интенсивность разрушения массива.

При взрыве двух зарядов интервал замедления между ними должен быть таким, чтобы второй заряд взорвался, когда закончится действие упругих волн первого взрыва, в массиве прорежутся трещины и породы вокруг первого заряда только начнут движение в сторону свободной поверхности. В это время вокруг второго заряда массив будет находиться в напряженном состоянии и взрыв этого заряда вызовет более сильное дробление породы.

Кроме того, при перемещении пород передний фронт породы, выброшенной вторым взрывом, будет двигаться со скоростью в 5-10 раз большей, чем задний фронт пород, выброшенных первым взрывом, и в результате соударения кусков степень дробления их еще больше увеличится. Для усиления этого эффекта целесообразно взрывать три и более рядов зарядов с расстоянием d между рядами [4]:

$$d = (0,8 \div 1,0)W_1, \quad (1)$$

где W_1 – линия наименьшего сопротивления первого ряда зарядов.

Улучшение дробления породы проявляется уже при замедлениях 1-2 мс. Мгновенный взрыв зарядов увеличивает степень зажима породы и полезное использование энергии взрыва оказывается равным лишь около 6,5%. При оптимальном замедлении полезное использование энергии взрыва достигает 15,5% [4].

С увеличением числа открытых поверхностей у взрываемого заряда объем разрушения увеличивается примерно пропорционально их числу. Дробление породы сопровождается ростом ее первоначального объема при смещении в сторону открытых поверхностей.

Соударение кусков горной породы, перемещающихся в результате взрыва, обусловлено тем, что разные участки массива при взрыве имеют разные скорости и направления движения. При столкновении кусков происходит их дополнительное дробление. Опыт показывает [6], что дробление породы существенно улучшается, если траектории разлета ее кусков пересекаются под углом 90° .

В целом КЗВ обеспечивает уменьшение на 10-20% расхода ВВ и объема бурения, лучшее дробление и оконтуривание, уменьшение сейсмического воздействия на массив породы и более высокий коэффициент использования шпуров.

Производство взрывов на горных предприятиях осуществляется с помощью многорядного КЗВ зарядов по различным схемам их соединения во взрывной сети. С помощью этих схем в большинстве случаев заряды взрываются как мгновенно, так и короткозамедленно. Доля участия каждого способа в общем объеме разрушения зависит от конструкции выбранной схемы КЗВ. Естественно, что характер взаимодействия полей напряжения от взрыва зарядов определяет степень насыщения горного массива его энергией. Степень энергонасыщенности взаимосвязана со свойствами массива, способами взрывания и тем самым определяет качество и объем разрушения. Следовательно, эти факторы в равной мере влияют и на характер расположения зарядов в плане разрушаемого объема пород. Зная зависимости качества дробления или размер зоны трещинообразования от режимов и способов взрывания зарядов, можно обоснованно проектировать параметры КЗВ.

При КЗВ процесс разрушения массива зарядами первой очереди протекает так же, как и в результате действия одиночного заряда взрывчатого вещества. При взрыве группы зарядов второй и следующих очередей с малыми интервалами замедлений в массиве возникает сложная картина интерференции волн напряжений. Время пребывания массива в напряженном состоянии увеличивается. Уменьшается сейсмический эффект действия взрыва на окружающие сооружения вследствие одновременного взрывания меньшего количества зарядов. Происходит взаимодействие взрывов от зарядов смежных серий.

Следует отметить, что взрывание с внутрискважинными миллисекундными замедлителями отдельных частей зарядов в скважинах является одной из разновидностей КЗВ, которая позволяет увеличить импульс действия взрыва на массив и достигнуть лучших результатов дробления горной породы.

Таким образом, эффективным способом снижения сейсмического воздействия взрыва на окружающие объекты и увеличения полезного использования энергии взрыва, в результате чего уменьшаются удельные затраты взрывчатых веществ, улучшается дробление горных пород, является КЗВ групп зарядов. Этот метод позволяет существенно улучшить результаты взрывных работ, что достигается за счет возможной интерференции волн напряжений, образования новых открытых поверхностей, трещинообразования и давления газов взрыва предыдущей серии, а также соударения масс породы, движущихся от взрывов соседних серий зарядов. Применение КЗВ позволяет с помощью выбора для каждой конкретной условий оптимальных интервалов замедления и схем коммутации зарядов управлять процессом и результатами взрыва, а также снижать уровень его негативных проявлений.

Литература

1. Бойко В.В. Проблеми сейсмічної безпеки вибухової справи у кар'єрах України: монографія. К.: ТОВ "Видавництво Сталь", 2012. 184 с.
2. Медведев С. В. Сейсмика горных взрывов. М.: Недра, 1964. 188 с.
3. Мосинец В. Н. Дробящее и сейсмическое действие взрыва в горных породах. М.: Недра, 1976. 271 с.
4. Понятие о короткозамедленном взрывании // Все о горном деле. URL: <http://computerchoppers.ru/gornorazvedochnye-raboty/1331-ponyatie-o-korotkozamedlen-nom-vzryvanii-chast-1.html> (дата обращения: 20.01.2014).
5. Садовский М. А. Геофизика и физика взрыва / Избранные труды. М.: Наука, 1999. 347 с.
6. Соболев В.В. Технология и безопасность ведения взрывных работ (краткий курс лекций): Учебник. Д.: Национальный горный университет, 2008. 164 с.

ПОИСКИ ДОЮРСКИХ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ НА КРАСНОЛЕНИНСКОМ СВОДЕ

Кудряшова Лидия Константиновна, ассистент

Томский политехнический университет

e-mail: lidia3107@yandex.ru

научный руководитель: к.г.-м.н. Лобова Галина Анатольевна

Эксперты оценивают, что за последние 6 лет снижение добычи нефти в Западной Сибири составило 1,6%. Вместе с тем, Западная Сибирь и в долгосрочной перспективе остается основным нефтедобывающим регионом России. Время освоения традиционных юрско-меловых НГК заканчивается, приходит время трудноизвлекаемых запасов и расширения стратиграфического диапазона поисков.

Известно, что стратегия и технология поисков объектов в доюрских породах, перспективных в отношении нефтегазоносности, должны строиться на концепции «главного источника» УВ и критерии «зон разуплотнения» фундамента. В настоящей работе данные сейсморазведки и гравиразведки применены для выявления в доюрском основании зон разуплотнения, а данные геохимии – для определения источника нефтяных УВ в доюрском комплексе пород.

Район экспериментальных исследований – Рогожниковская группа месторождений, расположен в пределах Красноленинского свода (рис. 1). Здесь пробурено более 100 скважин, вскрывших доюрские отложения, треть из которых являются коллекторами. Из кислых вулканитов и терригенных отложений триаса начата опытно-промышленная добыча нефти.

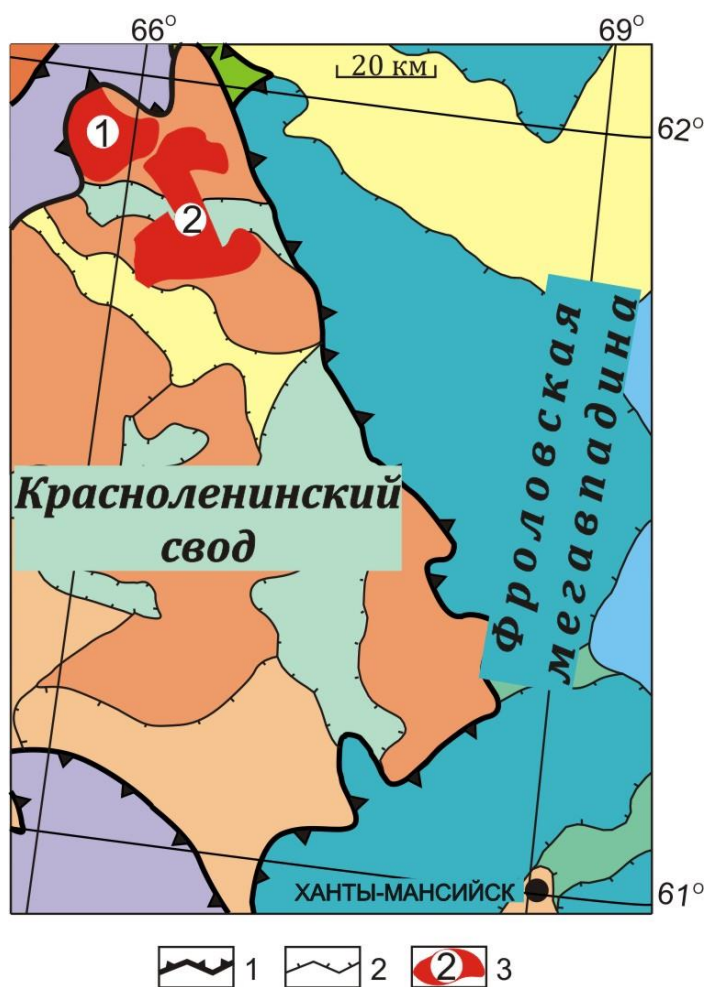


Рис. 1. Обзорная схема территории исследований (на основе [1]):

1 – границы тектонических элементов I порядка;

2 – границы внутреннего районирования;

3 – месторождение нефти и его условный номер: 1 – Северо-Рогожниковское, 2 – Рогожниковское

Геоплотностное моделирование.

Для выявления зон разуплотнения в доюрском основании выполнено [2] геоплотностное моделирование вдоль регионального сейсмопрофиля XIII, пересекающего Западно-Сибирскую плиту с востока на запад. Основой для геоплотностного моделирования послужили структурные карты по кровле юрских и доюрских отложений, аномалии силы тяжести в редукции Граафа-Хантера, стратиграфические разбивки «реперных» скважин, вскрывших доюрские отложения, и литологическое описание керн. Для выполнения геоплотностного моделирования использован программный комплекс «Решение

прямой и обратной линейной задачи гравиметрии блоково-слоистых сред» [3].

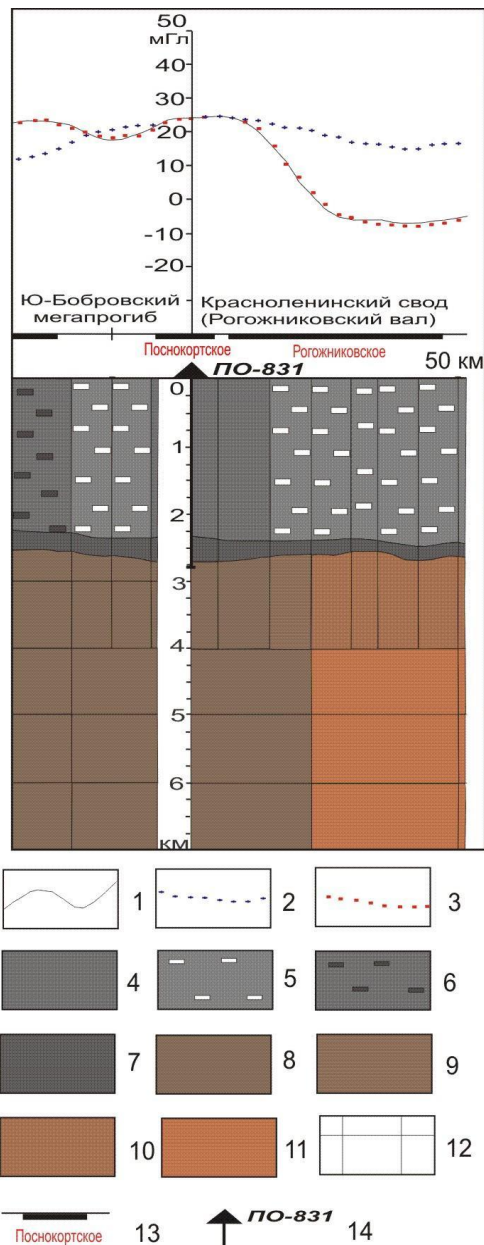


Рис. 2. Фрагмент геоплотностной модели вдоль регионального сейсмопрофиля XIII: графики силы тяжести 1 – наблюдаемого поля, 2 – априорного разреза, 3 – расчетного разреза; 4 – послеюрские отложения; 5 – разуплотнения послеюрских отложений, до $0,05 \text{ г/см}^3$; 6 – уплотнения послеюрских отложений, до $0,05 \text{ г/см}^3$; 7 – юрские отложения; 8 – доюрские отложения; 9 – разуплотнения доюрских отложений, до $0,05 \text{ г/см}^3$, 10 – разуплотнения доюрских отложений на $0,05-0,10 \text{ г/см}^3$; 11 – разуплотнения доюрских отложений на $0,10-0,15 \text{ г/см}^3$; 12 – блокировка разреза при моделировании; 13 – месторождение УВ и его название; 14 – «реперная» скважина.

Региональный сейсмопрофиль XIII пересекает Рогожниковский вал. Здесь геоплотностным моделированием выявлены зоны разуплотнения в меловых отложениях, разуплотнения кровли доюрских отложений и крупная обособленная зона разуплотнения

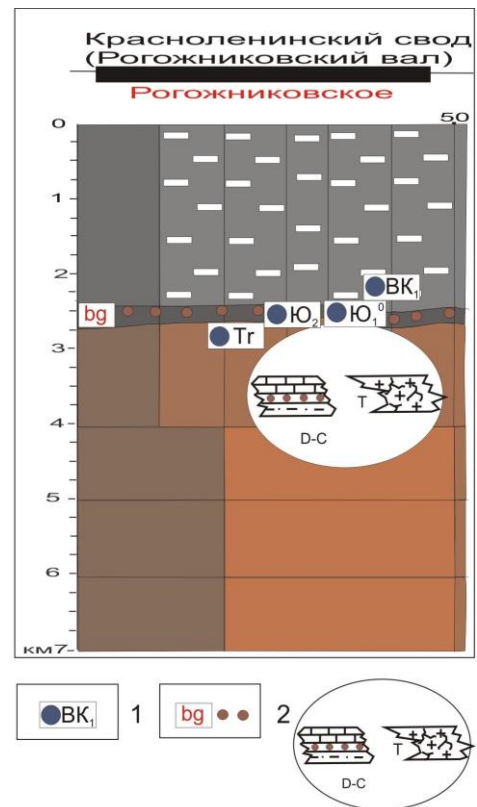


Рис. 3. Схема нефтегеологической интерпретации геоплотностной модели на участке Краснolenнинского свода:
 1 – нефтеносные комплексы (пласты);
 2 – материнские отложения;
 3 – прогнозируемая зона нефтегазоаккумуляции и ее литолого-петрографическая интерпретация с качественной оценкой генерационного потенциала.
 Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2

доюрского фундамента (рис. 2). Над зоной разуплотнения всего доюрского комплекса северо-восточной части Красноленинского свода находится Рогожниковское нефтяное месторождение с залежами в меловом, юрском и доюрском НГК (рис. 3).

Можно констатировать, что зона разуплотнения в доюрском основании, выявленная геоплотностным моделированием по данным сейсморазведки и гравиразведки, и последующее интерпретационное заключение о сосредоточении резервуаров в доюрских отложениях, вполне согласуются с результатами геологоразведочных работ на Рогожниковской группе месторождений.

Геохимические исследования. Установление перемещения УВ-флюидов от «источника» (материнских пород, залежи) в вышележащие и нижележащие отложения выполнено [4] на основе детального послойного изучения над- и подпродуктивных отложений на содержание и молекулярно-массовое распределение (ММР) компонентов, вскрытых разведочной скважиной 765 Северо-Рогожниковского месторождения.

По результатам послойного изучения ММР нефтяных УВ составлена схематичная геохимическая модель меж- и внутрипластовой вертикальной миграции, имеющая следующие особенности. Зона юрского нефтепроявления сформирована в результате активных межпластовых перетоков из низов тюменской свиты и из баженовской свиты. Миграция из низов тюменской свиты происходит как в нижележащие доюрские отложения, так и в вышележащие пласты. Расстояние нисходящей миграции нефти составляет 150–300 м в доюрские слои. Ниже по разрезу фиксируются фоновые концентрации сингенетического битумоида.

Можно утверждать, что в результате экспериментальных геохимических исследований образцов кернa из скважины 765 Северо-Рогожниковского месторождения установлена миграция нефтяных УВ из юрских в нижележащие отложения триаса.

Выводы. Результаты геоплотностного моделирования, выполненного по данным гравиразведки и сейсморазведки, позволили выявить на траверсе Рогожниковской группы месторождений масштабную зону разуплотнения доюрского комплекса пород, отождествленную с вторичными коллекторами. Установленная дальность миграции нефтяных УВ из юрских в нижележащие отложения согласуется с концепцией о юрском генезисе нефтей в залежах доюрского основания.

Результаты исследований позволяют рекомендовать следующую стратегию поисков залежей нефти в доюрском основании Красноленинского свода. Первоочередными участками поисков являются территории сосредоточения уже известных залежей в нижних НГК осадочного чехла. Именно на этих территориях необходимо ставить работы по выявлению возможных зон разуплотнения в фундаменте. Если здесь зона разуплотнения выявляется, то это первоочередной объект детализации поисков залежей в фундаменте.

Литература

1. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» / Ред. Э.А. Ахпателов, В.А. Волков, В.Н. Гончарова, В.Г. Елисеев, В.И. Карасев, А.Г. Мухер, Г.П. Мясникова, Е.А. Тепляков, Ф.З. Хафизов, А.В. Шпильман, В.М. Южакова. Екатеринбург: Изд-во «ИздатНаукаСервис», 2004. 148 с.
2. Исаев В.И., Лобова Г.А. Корреляция плотностной структуры доюрских отложений и зон нефтегазонакопления вдоль регионального сейсмопрофиля XIII (центральная часть Западно-Сибирской плиты) // Геофизический журнал, 2008. Т. 30. № 1. С. 3-27.
3. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 172 с.
4. Исаев В.И., Коржов Ю.В., Лобова Г.А., Жильцова А.А., Кузина М.Я. Поисковая геохимия по ароматическим углеводородам и модель межпластовой вертикальной миграции нефтяных углеводородов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2013. № 12. С. 30-36.

РЕГУЛЯРИЗАЦИЯ ДАННЫХ ПРИ ОБЪЕДИНЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Курашов Иван Александрович, инженер

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

e-mail: ivan.kurashov@m.ursmu.ru

научный руководитель: д.г.-м.н., проф. Бондарев В.И.

В последние годы одним из важных направлений исследований в практике обработки данных сейморазведочных работ становится задача объединения материалов, приуроченных к сейсмическим съемкам, выполненным на смежных площадях в разные периоды времени и с различными параметрами системы наблюдения. При этом необходимо приводить весь полученный набор сейсмических записей к единой координатной сети, выравнивать кратность суммирования и плотность изображения сейсмических трасс в области сочленения площадей, повышать отношение сигнал/помеха. Основным вариантом решения данной задачи в настоящее время являются различные методы интерполяции сейсмических трасс. Новые синтетические трассы в таких способах обычно получают на основе усреднения ряда параметров, таких как координаты точек возбуждения (ПВ) и приема сигнала (ПП), удаления источник-приемник, азимута такой пары и времени регистрации, чаще всего выбирается набор из пяти параметров, так, что остальные могут вычислены на их основе, например, время регистрации и координаты ПВ и ПП, или координаты средней точки, а также азимут и удаление ПВ-ПП. Подобные способы регуляризации данных получили название 5D интерполяции (Downton et al., 2012).

Вместе с тем, достаточно явным является тот факт, что интерполяция сейсмических трасс по своей сути является чисто математической операцией. Поэтому, в ходе решения поставленной задачи, представляется вполне целесообразным рассматривать также процедуры, основанные на физических свойствах распространения сейсмических волн в геологической среде. Одной из таких процедур могут служить некоторые виды дифракционных преобразований, так как используемый в их основе подход делает правомочным отнесение наблюденной сейсмической трассы не только к средней точке между источником и приемником, но и к большой области равновероятных точек положения источников сигнала в ее окрестности. Ниже описываются теоретические основы и один из примеров применения такого подхода при обработке сейсмических материалов для повышения качества изображения целевых горизонтов в зоне сочленения двух съемок, выполненных на территории Западной Сибири.

Как уже было отмечено ранее, предлагаемый здесь алгоритм обработки данных базируется на множественном пересчете наблюденных трасс каждой сейсмограммы общей точки возбуждения на группы точек предварительно заданной сети расчетных бинов. Данный подход (Бондарев и др., 2012) основан на том, что в случае изучения источников дифрагированных волн их положение по зарегистрированному сигналу не может быть определено однозначно. Тем не менее, обычно наблюденную трассу относили к средней точке между источником и приемником, как к наиболее вероятному положению сейсмической неоднородности, а полученные в результате такого подхода смещения затем устраняли при помощи специальных миграционных процедур, поправок за угол наклона и пр. (Козлов, 2006). При этом на основе дифракционных преобразований (Тимошин, 1972) становится возможно уйти от этого исходного противоречия, переместив исходный сигнал на область вероятных положений его источника, которая представляет собой криволинейную поверхность. Осуществляться такой процесс будет последовательным многократным переносом сейсмических трасс на точки с заданными координатами, с одновременным вводом специальной кинематической поправки, определяемой геометрией (координата источника, приемника и текущей расчетной точки), временем регистрации и скоростной моделью среды. При этом, в случае среды с постоянной скоростью, такая кинематическая поправка примет следующий вид:

$$\Delta t(x_D, y_D, t_0) = \sqrt{\frac{R_1^2}{V(t_0)^2} + \frac{1}{4}t_0^2} + \sqrt{\frac{R_2^2}{V(t_0)^2} + \frac{1}{4}t_0^2},$$

где $R_1 = \sqrt{(x_D - x_{ПВ})^2 + (y_D - y_{ПВ})^2}$, $R_2 = \sqrt{(x_D - x_{ПП})^2 + (y_D - y_{ПП})^2}$; $x_{ПВ}$, $y_{ПВ}$; $x_{ПП}$, $y_{ПП}$; x_D , y_D - координаты на плоскости наблюдений соответственно пункта возбуждения, пункта приема и центра бина, в который трансформируется каждая наблюдаемая сейсотрасса. Участок координатной сети, в центры бинов которого трансформируется одна и та же наблюдаемая трасса, получил в рамках описываемой технологии анализа данных название *большого бина*, а его характеристики – положение, размер и пр., по сути являются управляющими параметрами процедуры преобразования наблюдаемых волновых полей и отражают то, какой физико-геологический смысл несет получаемое итоговое изображение среды.

В конечном счете преобразование множества наблюдаемых трасс позволит для каждого из расчетных бинов создать большую совокупность новых сейсмических трасс, суммирование которых и позволит получить итоговое сейсмическое изображение геологического разреза. Результатом такой обработки данных становится многократное увеличение плотности трасс на единицу площади, в конечном счете, кратность суммирования сейсмических трасс для профильных работ может быть увеличена на порядок, а в случае площадных наблюдений и на два порядка по сравнению с кратностью перекрытия, определяемой технологией полевых работ. При этом важно отметить, что размер элементарной расчетной ячейки площади — бина не будет оказывать влияния на значение получаемой кратности суммирования итогового изображения, а значит появляется возможность уменьшать его размер для того чтобы получать более детальные по горизонтали сейсмические изображения геологической среды.

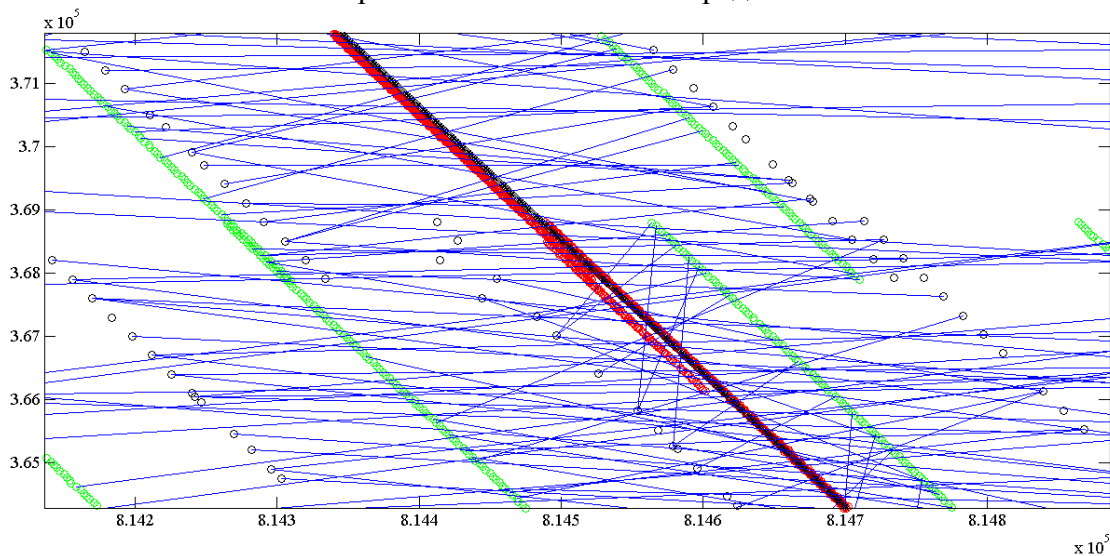


Рис. 1. Схема расположения элементов системы наблюдения
линия расчетных бинов – черные кресты; ПВ – черные окружности, ПП – зеленые, средние точки - красные (оси – относительные координаты в метрах)

Реализация полученных алгоритмов рассмотрена на примере построения объединенного сейсмического изображения на одной из перспективных площадей Западной Сибири. В данном случае возникла необходимость объединения двух сейсмических съемок, выполненных в разные годы с кратностью перекрытия 40 и 24, оба набора данных характеризуются довольно низким отношением сигнал/помеха. Цель обработки – повышение качества изображения нижнемеловых и верхнеюрских отложений для повышения эффективности геофизической интерпретации материалов. Фрагмент схемы расположения различных элементов системы наблюдения и линии расчетных бинов изображен на рис.1, с помощью синих линий показана каждая сотая пара ПВ-ПП.

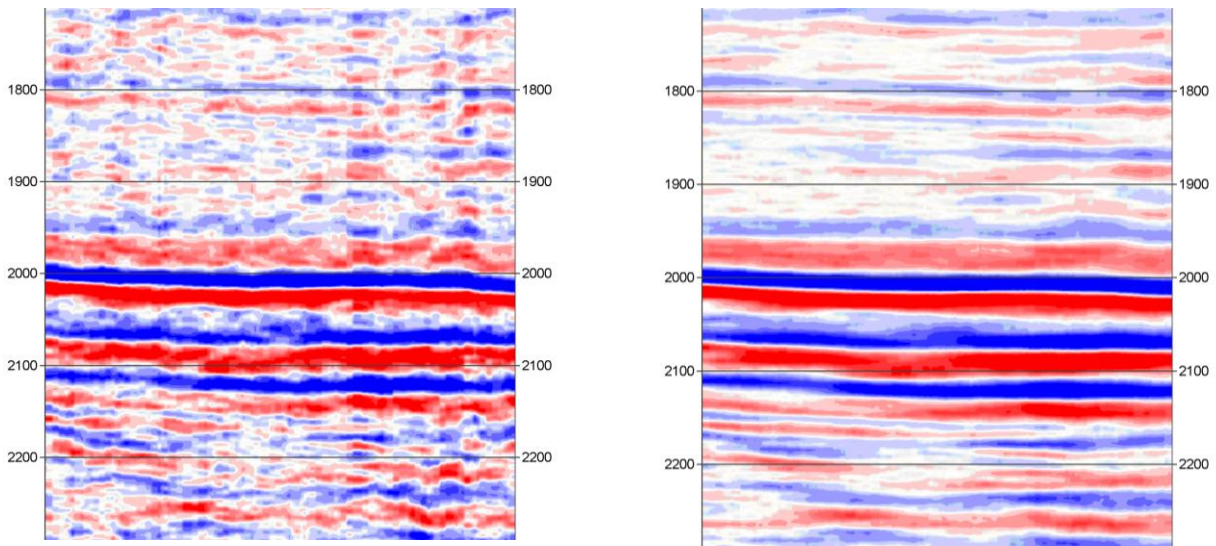


Рис. 2. Фрагмент временного разреза ОГТ в области соединения данных разных сейсмических съемок, полученный путем стандартной обработки – справа, и результат обработки по описанному способу с применением большого бина с центром в средней точке и радиусом 300 м – справа (длина фрагмента профиля – 1.5 км)

В результате обработки материалов по предложенному способу была получена группа новых временных разрезов, использование которых наряду с традиционными изображениями ОГТ позволит повысить общую информативность материалов. В ходе описанных преобразований использовался большой бин с центром в средней точке между приемником и источником и радиусом от 50 до 500 м. В конечном счете при использовании такого подхода удалось значительно снизить уровень шума на итоговых записях за счет существенного повышения кратности суммирования, повысить качество прослеживания основных отражающих границ, а также сформировать единую линию наблюдения по профилю с шагом 10 м. На рис.2 показано сравнение двух фрагментов временного разреза, полученных по идентичному графу обработки за исключением ввода кинематических поправок и суммирования трасс, которые во втором случае были изменены в сторону получения изображений по технологии большого бина. Таким образом, можно сделать вывод о том, что такой способ анализа данных может служить еще одним полезным инструментом при обработке сейсмических материалов полученных по методу многократных перекрытий.

Приведенные исследования выполнены в рамках НИР Г-4 «Исследование структуры сейсмических волновых полей и установление ее взаимосвязи со свойствами изучаемой геологической среды» – № 01201156174 проводимых по заданию и при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ.

Автор выражает свою благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Бондареву В.И. и к.г.-м.н. Крылаткову С.М. за формирование базовой концепции описываемого способа анализа сейсмических материалов.

Литература

1. Бондарев В.И. Анализ сейсмических волновых полей в задачах сейсморазведки / В. И. Бондарев, С. М. Крылатков, И. А. Курашов // Известия вузов. Горный журнал, 2012. № 3. С. 146-153.
2. Козлов Е.А. Модели среды в разведочной сейсмологии / Е. А. Козлов. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2006. 480 с.
3. Тимошин Ю.В. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей / Ю.В. Тимошин. М.: Недра, 1972. 264 с.
4. Downton J. 5D interpolation to improve AVO and AVAz: a quantitative case history / J. Downton, L. Hunt, D. Trad, S. Reynolds, S. Hadley // Canadian Journal of Exploration Geophysics, 2012. Vol.37, No.1. P. 8-17.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕГИСТРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГРАВИМЕТРОВ С СЕЙСМОГРАФА

Лисунов Евгений Витальевич, м.н.с.

ГС РАН, г. Владивосток

e-mail: lisunov.evgeniy@gmail.com

Начиная с 2012 года Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН) проводит непрерывный мониторинг вариаций гравитационного поля Земли [1] при помощи специального приливного гравиметра gPhone (Micro-g LaCoste, Inc., США), установленного на морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН «Мыс Шульца», где организован стационарный гравитационный пункт. Помимо вариаций гравитационного поля гравиметр фиксирует многочисленные возмущения, вызванные землетрясениями. За 2013 год было зарегистрировано 231 сейсмическое событие. Магнитуда составляла от 4,6 до 7,8, глубина их очагов изменялась от 1 км до 600 км, расстояния эпицентров от места регистрации составляли от 12 до 18000 км. Так же было зарегистрировано 9 землетрясений, в радиусе 500 км от пункта наблюдения, среди них 4 землетрясения, произошедшие непосредственно в Приморском крае. Магнитуды их составили от 4.1 до 6.3, глубины очага от 10 до 570 км.

Хотя зарегистрированные эффекты нельзя рассматривать как неперiodические вариации гравитационного поля (перемещение маятника прибора вызвано не изменением силы тяжести, а ускорениями, связанными с перемещением постаментa), гравиметр, в данном случае, работает как акселерометр с большим динамическим диапазоном, дополняя тем самым записи сейсмостанции ГС РАН расположенной на МЭС «м. Шульца». Полученные гравиметром записи землетрясений передавались в режиме реального времени в Региональный информационно-обрабатывающий центр сейсмической подсистемы службы предупреждения о цунами Геофизической службы РАН.

Аппаратура и оборудование.

Для измерения сигналов, наблюдаемых при сейсмических событиях, применялись следующие приборы:

- гравиметр gPhone, компании Micro-g LaCoste с металлическим пружинным датчиком (пружина нулевой длины), который обладает широким диапазоном измерений ($70000 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$) и большим динамическим диапазоном ($\pm 500 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$), позволяющим избежать насыщения сигналами высокой амплитуды, возникающими во время землетрясения, и при этом имеющим достаточную чувствительность ($0.01 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2 \cdot \text{Гц}$) для регистрации постоянного фонового сейсмического шума и гравитационного эффекта от приливных деформаций Земли.

- CMG-3ТВ – трехкомпонентный сейсмометр, состоящим из трех датчиков, собранных в герметичном скважинном зонде, разработанном для использования в скважинах с диаметрами обсадной трубы от 127 мм до 229 мм. Оба прибора находились на мысе Шульца.

Характеристики сейсмометра:

Характеристика плоская по скорости в полосе частот от 360 с ($0,0027 \text{ Гц}$) до 50 Гц.

- Динамический диапазон более чем 140 дБ во всей полосе пропускания (по данным USGS).

В статье приведен сравнительный обзор отклика на землетрясения гравиметра и вертикальной компоненты сейсмографа, для выявления зависимости и оценки чувствительности встроенного акселерометра, путем сравнения максимальной амплитуды сигнала.

Т.к. гравиметр регистрирует ускорение, а сейсмограф скорость, то сейсмический сигнал был продифференцирован, для приведения к одному виду.

Для сравнительного анализа было выбрано 5 землетрясений со следующими параметрами:

Параметры землетрясений

Дата и время события	Место события	Магнитуда	Широта	Долгота	Глубина	Расстояние до пункта регистрации
05.04.2013 13:00:01	Зап. Приморье, Россия	6.3	42.81°	131.13°	570 км	25 км
06.04.2013 00:29:53	Зап. Приморье, Россия	5.6	42.68°	131.12°	570 км	12 км
02.09.2013 02:51:12	Японское море	5.5	42.34°	133.68°	450 км	207 км
29.10.2013 20:17:48	С-В. Китай	5.3	43.25°	131.0°	540 км	75 км
19.11.2013 18:57:28	С-В. Китай	4.9	45.95°	130.72°	10 км	370 км

Ниже приводятся их волновые формы (рис. 1-5).

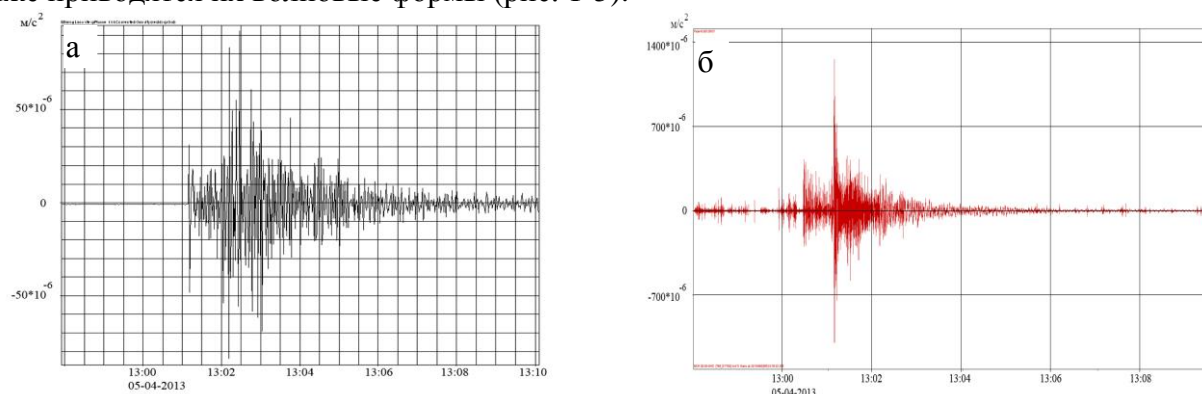


Рис. 1. Землетрясение 05 апреля 2013 г., запись гравиметра (а) и сейсмографа (б)

Максимальный показатель у гравиметра составил $92 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$, для сейсмографа $1260 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$.

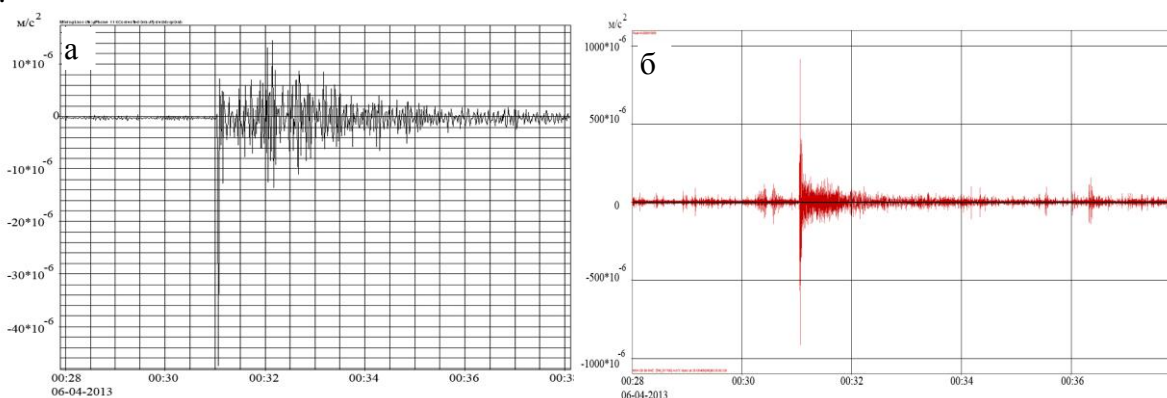


Рис. 2. Землетрясение 06 апреля 2013 г., запись гравиметра (а) и сейсмографа (б)

Максимальный показатель у гравиметра составил $47.5 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$, для сейсмографа $915 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$.

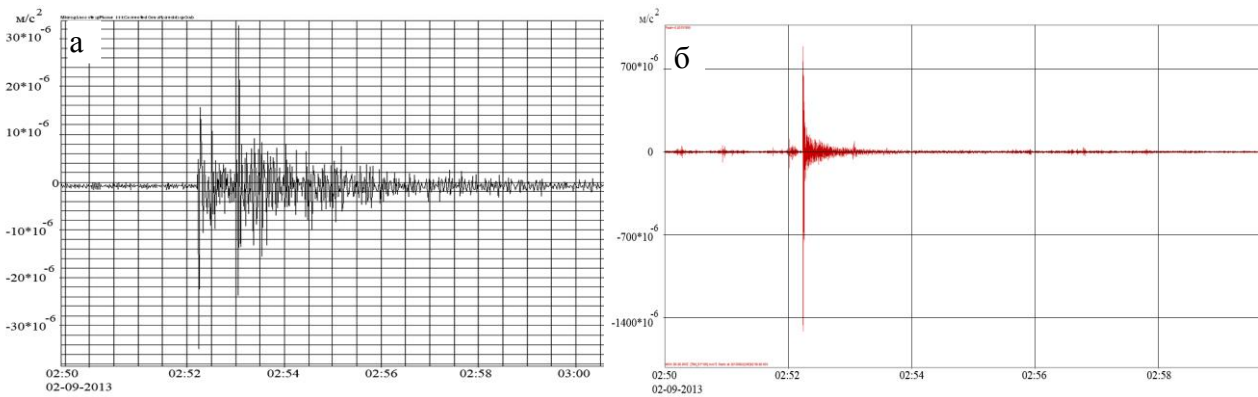


Рис. 3. Землетрясение 02 сентября 2013 г., запись гравиметра (а) и сейсмографа (б)

Максимальный показатель у гравиметра составил $35 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$, для сейсмографа $1500 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$.

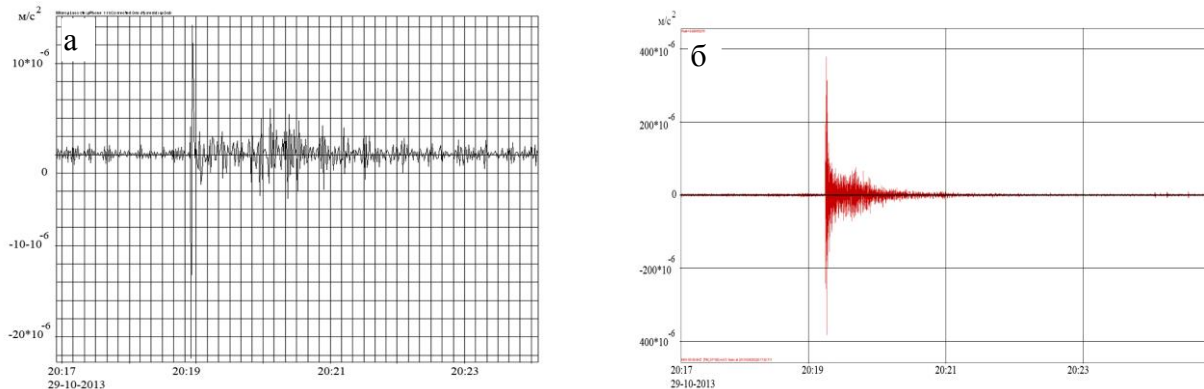


Рис. 4. Землетрясение 29 октября 2013 г., запись гравиметра (а) и сейсмографа (б)

Максимальный показатель у гравиметра составил $22.3 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$, для сейсмографа $380 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$.

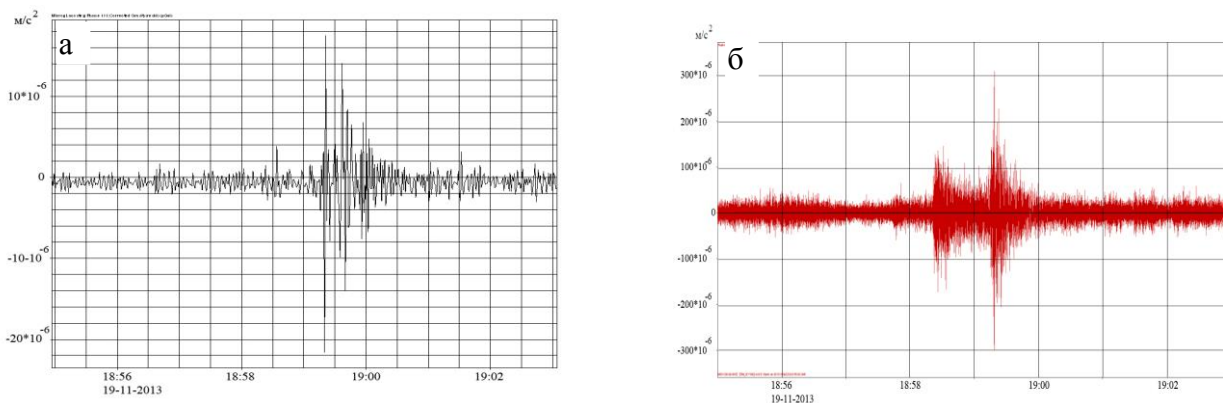


Рис. 5. Землетрясение 19 ноября 2013 г., запись гравиметра (а) и сейсмографа (б)

Максимальный показатель у гравиметра составил $21.50 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$, для сейсмографа $309 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$.

На всех примерах видно, что амплитуда сигнала сейсмографа превышает амплитуду гравиметра. Уменьшение уровня сигнала гравиметра происходит вместе с уменьшением магнитуды землетрясения (пример 1-5). Что касается сейсмографа, то также видно уменьшение амплитуды с уменьшением магнитуды, однако в 3 случае уровень смещения составил 1500 м/с^2 при $M 5.5$, что больше 1 случая, когда уровень составлял 1260 при $M 6.3$, но разница не столь существенна, что может быть вызвано погрешностью измерения. В дальнейшем же также идет уменьшение уровня с уменьшением магнитуды.

Таким образом, видно, что гравиметр регистрирует меньшее смещение, чем сейсмограф, что может быть вызвано меньшей чувствительностью упругой системы гравиметра, а также тем, что гравиметр регистрирует более длиннопериодную, низкочастотную составляющую, а сейсмометр является короткопериодным [2].

В результате проведенных исследований основные выводы сводятся к следующему:

1. Гравиметр показывает меньший уровень смещения, потому как основная энергия землетрясения приходится на более высокий частотный диапазон (выше 1 Гц), зафиксировать который не способен в силу своих конструктивных особенностей. Однако, гравиметр продолжает регистрировать длиннопериодные колебания, в то время как сейсмограф перестает записывать полезный сигнал (рис. 1-5).

2. Уровень амплитуды сигнала гравиметра уменьшается с уменьшением магнитуды землетрясения.

3. Регистрация высокоточными гравиметрами землетрясений дает дополнительную информацию для исследования сейсмических сигналов [3], изучению планетарного строения Земли. По гравиметрическим данным можно судить о распределении массы в теле Земли и прежде всего в земной коре. [4, 5].

В последнее время, все чаще результаты гравиметрических измерений привлекаются для изучения такого явления как землетрясение.

Автор выражает благодарность сотрудникам лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН за предоставленную информацию и помощь в работе.

Литература

1. Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мониторинг приливных вариаций силы тяжести в пограничной зоне континент – Японское море // Физика геосфер: Восьмой всероссийский симпозиум, 2-6 сентября 2013 г., Владивосток, Россия: мат. докл. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 340-344.
2. Горожанцев С.В., Лисунов Е.В. Сборник материалов восьмой международной сейсмологической школы "современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных": "Об опыте применения гравиметрических измерений при регистрации сигналов от сильных землетрясений". г. Геленджик 15-21 сентября 2013 г.
3. Лисунов Е.В. "Результаты гравиметрических наблюдений в периоды сильных землетрясений" сборник 14-й Уральской молодежной научной школы по геофизике г. Пермь, 18-22 марта 2013 г.
4. Маловичко А.К., Костицын В.И. Гравиразведка: Учеб. для вузов. М.: Недра, 1992. 357 с.: ил.
5. Михайлов И. Н. Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений // Геофизика, 2006. № 5. С. 64-69.

ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ GPS ИЗМЕРЕНИЙ

*Мажников Максим Сергеевич, инженер-исследователь
Научная Станция РАН, г. Бишкек
e-mail: mms@gdirc.ru*

*научный руководитель: Сычёв Владимир Николаевич,
к.ф.-м.н., старший научный сотрудник*

Введение. Деятельность лаборатории изучения современных движений земной коры методами космической геодезии (ЛГПС) НС РАН направлена на исследование приповерхностных смещений и связанных с ними геодинамических процессов на территории Центральной Азии. Основным инструментом исследования движений земной коры методами космической геодезии является GPS метод. Центральнo-Азиатская GPS сеть располагается на территориях Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана и Китая. Количество пунктов наблюдения сети на 2014 год составляет более 600.

Из этого числа GPS пунктов наибольшее количество относится к региональной сети, расположенной на территории Кыргызстана. Полевые кампании по измерению региональных GPS пунктов, как правило, проводятся 2-3 раза в год. Пункты локальной GPS сети (около 40) расположены в предгорьях Киргизского хребта и измеряются обычно 4 раза в год. Длительность измерений на каждом пункте локальной и региональной GPS сетей составляет 36 часов.

Вся необходимая информация о наблюдаемых пунктах, марках и об измерениях хранится в базе данных лаборатории GPS.

В каждой полевой GPS кампании участвует несколько отдельных групп для измерений, для каждой из которых необходимо тщательно продумать индивидуальный маршрут поездки (протяжённостью до 1500-2500 км):

- Выбрать необходимые для измерения пункты и марки из базы данных;
- Составить из выбранных марок маршрут;
- Выбрать транспорт, водителя и оператора для поездки;
- Рассчитать расстояния между пунктами маршрута;
- Рассчитать расход топлива поездки;
- Спланировать время начала и окончания измерений на каждой марке;
- Оформить необходимую текстовую и графическую информацию о маршруте.

Вся эта работа по составлению каждого маршрута велась вручную с использованием бумажных или статичных электронных карт. Для составления маршрутов требуется огромное количество информации о пунктах и марках наблюдения, об измерениях, о расстояниях между пунктами и т.д.

Необходимость настоящей разработки возникла из-за отсутствия простого в обращении программного продукта данного характера. Учитывая то, что в базе данных ЛГПС почти 1500 марок, а информация по их измерениям копится с 1992 года, работа оператора по выбору необходимых для измерения марок, составления маршрута, расчёта расстояний и расхода топлива становится просто рутинной и занимает очень много времени.

Из существующих аналогов разработанного программного обеспечения ни один полностью не удовлетворил требованиям, а именно:

- Простота использования;
- Возможность работы без подключения к internet;
- Выбор данных из базы данных MySQL;
- Возможность усовершенствования продукта.

Описание программного обеспечения. Разработанный программный продукт позволяет облегчить, улучшить и ускорить процесс составления маршрута GPS измерений. Разработка программного обеспечения велась с учётом особенностей планирования GPS измерений в

лаборатории GPS ИС РАН. Программный продукт разработан в среде проектирования Microsoft Visual Studio 2010 на языке C# с использованием библиотек для работы с графической картой и PDF документами. Таким образом, программное обеспечение может быть легко изменено или усовершенствовано.

Разработанное программное обеспечение предназначено для составления, расчёта и сохранения маршрутов полевых GPS измерений.

Для реализации некоторых функций были использованы бесплатные библиотеки:

- MySQLConnectorNET – позволяет работать с базой данных MySQL;
- itextsharp.dll – позволяет работать с PDF документами;
- GMap.NET – позволяет работать с графической картой.

Программа GPS_Maps имеет графический интерфейс и работает в интерактивном режиме – пользователь вручную открывает событие, подбирает параметры, выбирает данные и сохраняет результат.

При первом запуске программы пользователь вводит данные для подключения к базе данных GPS, которые запоминаются при последующих запусках программы и могут быть изменены при неудачном подключении. Затем из базы данных все марки загружаются в программу и отображаются на карте.

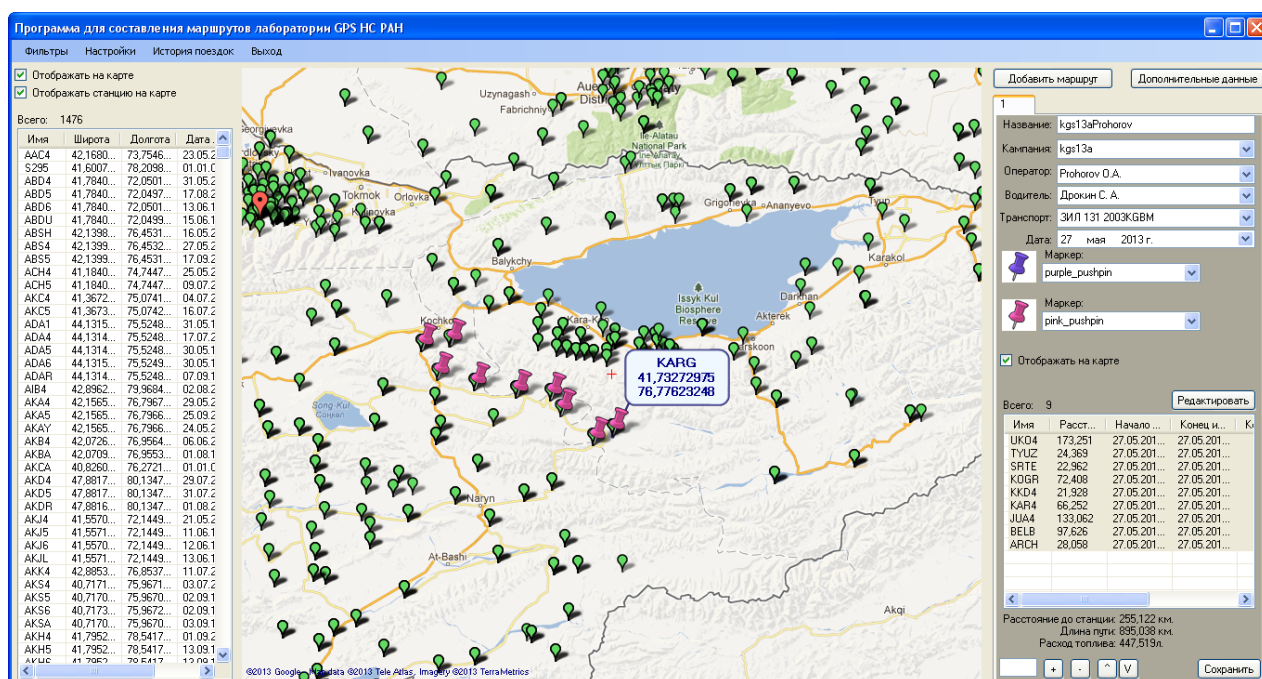


Рис. 1. Главное окно программы

Пользователь может выбрать интересующие марки из списка в левой колонке или кликом по маркеру на карте. В меню «фильтры» есть возможность отфильтровать марки по различным критериям. Меню «история поездок» содержит в себе все ранее составленные маршруты. Пользователь может просмотреть маршруты, заново сохранить их в PDF файл или загрузить маршрут для дальнейшей работы с ним, при этом загрузится весь список марок из выбранного маршрута. После выбора необходимых марок пользователь может настроить их порядок в маршруте, задать время начала\окончания измерений и интервал измерений. Для каждого маршрута указываются водитель, оператор и автомобиль. Добавлять или редактировать эти данные можно в меню «дополнительные данные». При составлении маршрута программа автоматически просчитывает расстояние и расход топлива для маршрута.

После сохранения составленного маршрута производится его запись в базу данных и сохраняется PDF документ, который выдаётся полевой бригаде.

Маршрут передвижения и расписание сессий за Май 2013 года в кампании kgs13a

Оператор: Novikov A.V.

Водитель: Бондаренко В. А., Транспорт: 2003KGBM ЗИЛ 131

Примерное расстояние: 1941,299 км., Примерный расход топлива: 970,6495 л.

Дата выезда: 31.05.2013

*В расписании сессий время указано местное

№	Название измеряемой марки	Пункт	Дата начала измерений	Дата окончания измерений	Дата начала измерений (факт.)	Дата окончания измерений (факт.)	Расстояние (вычисл.)	Расстояние (факт.)	Комментарий
1	AND5	Andarak ANDR	02.06.2013 18:00:00	04.06.2013 5:59:00			705,73 км.		
2	LAM4	LailiMazar LAMZ	04.06.2013 18:00:00	06.06.2013 5:59:00			46,878 км.		
3	MDG4	Madygen MDGN	06.06.2013 18:00:00	08.06.2013 5:59:00			45,154 км.		
4	RTC4	Pchatashma RTCH	08.06.2013 18:00:00	10.06.2013 5:59:00			35,849 км.		
5	BTK4	Batken BTKN	10.06.2013 18:00:00	12.06.2013 5:59:00			49,242 км.		

Рис. 2. Фрагмент выходного PDF документа

Основные возможности программы:

- Подключение и выбор информации из базы данных MySQL;
- Фильтрация марок по различным критериям:
- Страна нахождения;
- Место нахождения (широта, долгота);
- Дата последнего измерения;
- Выбор одной марки из пункта;
- Режим измерения.
- Отображение марок на интерактивной графической карте;
- Возможность отображения карты без подключения к internet;
- Составление маршрута из выбранных марок;
- Определение порядка марок в маршруте;
- Выбор транспорта, водителя, оператора и кампании для поездки;
- Установка времени начала и окончания измерений в ручном и автоматическом режиме;
- Расчёт расстояния и расхода топлива;
- Сохранение рассчитанного маршрута в PDF файл;
- Сохранение карты с указанием марок и порядком измерений;
- Сохранение маршрута в базу данных;
- Загрузка маршрута из базы данных.

Программный продукт прошёл тестирование в лаборатории GPS ИС РАН. С его помощью были составлены маршруты для региональных и локальных GPS измерений. Программный продукт удовлетворил всем требованиям. В дальнейшем планируется улучшение существующих возможностей и добавление новых.

**ПРЕДВЕСТНИКОВЫЕ АНОМАЛИИ В РАДОНОВОМ И ДЕФОРМАЦИОННОМ
ПОЛЯХ ЗЕМЛИ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ В АВАЧИНСКОМ ЗАЛИВЕ С М=5.6,
15.10.2012 г.**

*Макаров Евгений Олегович, м.н.с.,
Серветников Сергей Сергеевич
Камчатский филиал геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский
e-mail: ice@emsd.ru
научный руководитель: д.ф.-м.н. Фирстов Павел Павлович,*

Введение

Исследования связи между концентрацией радона в почвенном воздухе и изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды с целью прогноза землетрясений усиленно ведутся в течение последних нескольких десятков лет во всех сейсмоактивных регионах Земли. В настоящей работе рассмотрены особенности отклика объемной активности почвенного Rn (ОА Rn) на изменения напряженно-деформированного состояния геосреды на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в связи с подготовкой землетрясения с магнитудой $M = 5.6$, произошедшего 15.10.2012 г., и выполнено сопоставление данных радонового мониторинга с результатами наклономерных наблюдений.

ОА Rn в почвенном газе определяется скоростью конвективного переноса и диффузией в пористой среде - элювиально-делювиальных отложениях, в которых расположены датчики концентрации радона на всех пунктах регистрации. Оба параметра зависят как от метеорологических величин, так и изменений напряженно-деформированного состояния геосреды. Поэтому сопоставление результатов наклономерных наблюдений с данными регистрации ОА Rn в почвенном воздухе представляет большой интерес для подтверждения влияния деформационных процессов на миграцию радона.

Аппаратура и методика наблюдений

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне начиная с 1998 г. работает сеть пунктов регистрации ОА Rn в почвенном воздухе рыхлых отложений [5, 7, 8]. Пункты сети радонового мониторинга расположены в разных структурных элементах побережья Авачинского залива, что дает основание предполагать различный отклик в динамике ОА Rn в зависимости от местоположения очагов землетрясений.

В качестве датчиков на всех пунктах используются газоразрядные счетчики типа СБМ-19, позволяющие вести пассивную регистрацию ^{222}Rn по β -излучению продуктов его распада [5]. Как правило, в пунктах газоразрядные счетчики располагаются в зоне аэрации в заборных емкостях (ведро – 10 л) на глубинах один и два метра. В настоящее время почти все пункты сети оснащены современными регистрирующими приборами серии АЛМЕМО, позволяющими регистрировать одновременно количество импульсов со счетчиков и другие параметры (концентрация H_2 , CO_2 и метеорологические величины) [4].

В последние годы на Камчатке развернута сеть современных наклономерных станций [1] которая позволяет следить за поверхностными проявлениями деформаций земной коры. Для совместной обработки данных сети пунктов радонового мониторинга и наклономерных станций были взяты данные станции Петропавловск (РЕТТ) с 01-17 октября 2013 г., захватывающий период перед землетрясением в Авачинском заливе 15.10.2012 г. с $M=5.6$.

На наклономерной станции РЕТТ датчиком служит пузырьковый «безинерционный» сенсор APPLIED GEOMECHANIX 701-2A(4X), с чувствительностью ~ 0.003 mсR. Регистрация углов наклона производится по двум осям Eur (направление запад-восток) и Nur (направление юг-север). С целью учета влияния температуры и флуктуаций атмосферного давления наклономер оборудован соответствующими датчиками. Обработка данных наклономерной станции осуществляется по алгоритму, описанному в работе [1].

Сейсмичность Авачинского залива в сентябре-октябре 2012 г. и ее проявление в поле почвенного радона и деформациях земной поверхности.

Из 12 землетрясений с магнитудой $M > 5.5$ (NEIC), произошедших в районе полуострова Камчатка в 2012 г., предвестниковая аномалия в поле почвенного радона отмечена только для одного, произошедшего 15 октября, очаг которого располагался на глубине 45 км в Авачинском заливе на расстоянии 140 км от опорного пункта ПРТ. Следует отметить, что с 5 по 21 сентября в районе Авачинской котловины на глубинах 90-100 км прошел рой слабых землетрясений с $K < 10.5$. Авторы предполагают, что этот рой можно отнести к форшоковому процессу перед землетрясением 15 октября.

В динамике ОА R_n в период с 7 по 11 октября на всех пунктах выделяются положительные бухтообразные возмущения, свидетельствующие об увеличении ОА R_n . С целью выявления общих элементов поведения в динамике ОА R_n на основе десяти рядов данных построен агрегированный сигнал для многомерного ряда по методике [2], на котором достаточно четко выделяется аномалия 7-11 октября, превосходящая фон более чем на порядок. С целью выделения вступлений аномалии на каждой станции и определения времени их запаздывания относительно первого пункта (ИНС) выполнялась барокompенсация на флуктуации атмосферного давления и фильтрация колебаний, обусловленных суточным ходом температуры. По максимуму коэффициента кросс-корреляции между временными рядами пунктов, образующих треугольник с апертурой ~ 45 км, определялась разность вступлений бухтообразных возмущений, как это делалось ранее [3, 8]. При допущении плоского фронта возмущения («геодеформационная волна»), распространяющегося с постоянной скоростью, рассчитывался азимут на источник и угол выхода волны. Азимут на источник имеет довольно близкое направление на эпицентр землетрясения, а угол выхода составил 54° . При этом кажущаяся скорость распространения фронта «геодеформационной волны» оценена в 104 км/сут.

Для обработки наклономерных данных станции РЕТТ был взят временной ряд с 01-17 октября 2012 г., охватывающий период землетрясения в Авачинском заливе 15.10.2012 г. с $M=5.6$. В результате обработки данных выделены хорошо выраженные бухтообразные возмущения с периодом $T \sim 4$ суток, которые отразили деформационный процесс, характеризующийся плавным поднятием станции начиная 07.10 с последующим опусканием до исходных значений 11.10.2012 с максимальной относительной деформацией грунта $2 \cdot 10^{-6}$.

Таким образом, обоими методами зарегистрирована «геодеформационная волна», по форме представляющая уединенную волну длительностью около 4 суток.

Обсуждение результатов

Встает вопрос – где находится источник квазипластического течения геоматериала, породивший «геодеформационную» волну. Рассмотрим поперечный разрез фокальной зоны для района северной части Авачинского залива по С. А. Федотову и др.[6], на котором показаны очаги землетрясений с энергетическим классом $K > 8.5$, а также очаг сильнейшего землетрясения Камчатки с $M=8.5$ в 1952 г. и очаг землетрясения с $M=7.2$ в 1971 г., вызвавшего наибольшее сотрясения в г. Петропавловске–Камчатском (6-8 баллов) после землетрясения 1952 г (Рис. 1). Обращает на себя внимание, что как очаг землетрясения 1952 г., так и очаг рассматриваемого землетрясения приурочены к границе Махоровичича.

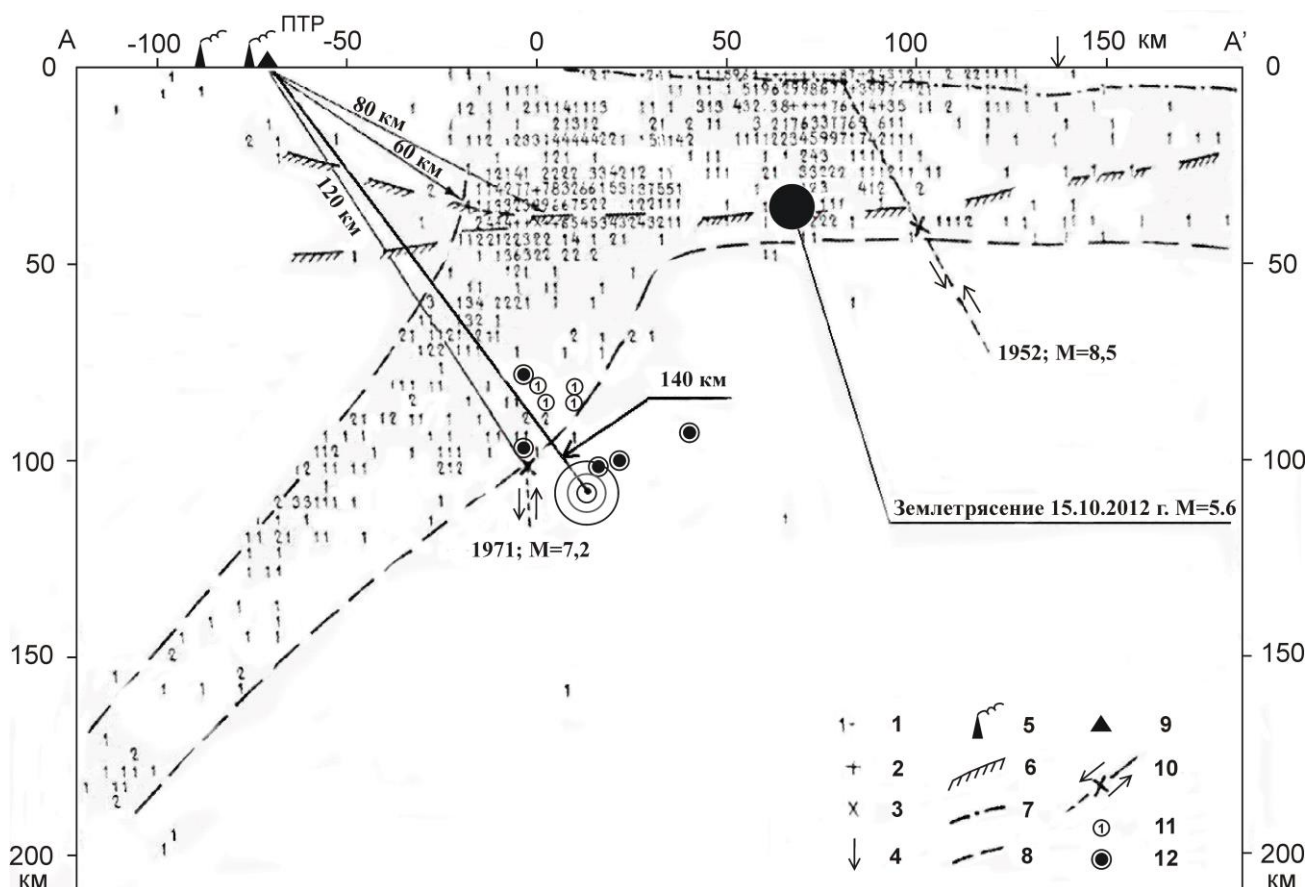


Рис. 1. Поперечный разрез фокальной зоны для района северной части Авачинского залива по С. А. Федотову и др. [6]

Землетрясения $K \geq 8,5$ за 1962 – 1981 гг. 1– 3 число землетрясений в прямоугольнике $6,25 \times 10,5 \text{ км}^2$: от 1 до 9; от 10 до 20; от 21 до 30 соответственно. 4 – ось глубоководного жолоба; 5 – вулканы; 6 – граница Мохоровичича; 7 – рельеф морского дна; 8 – контур фокальной зоны; 9 – сейсмические станции; 10 – след плоскости подвижки и направление подвижки в очагах сильнейшего землетрясения 1952 г. и землетрясения 1971 г.; 11 – афтершоки землетрясения 1971 г.; 12 – гипоцентры землетрясений с $K = 8,5 - 10,2$ (05 – 21 сентября 2012 г.).

Форшоки землетрясения 15 октября 2012 г. образуют компактную область на внутренней границе зоны Беньюфа-Заварицкого, причем направление на неё в вертикальной плоскости от ПРТ близко к углу выхода «геодеформационной волны». Это дает основание предположить, что в данном месте произошло квазипластичное течение геоматериала.

Исходя из предшествующих работ [3, 8], скорость геодеформационной волны можно оценить в пределах 20 - 28 км/сут, тогда при расстоянии 140 км от опорного пункта ПРТ до области источника возмущения, время ее пробега составит 5-7 суток.

Заключение

На сети пунктов мониторинга почвенного радона на Петропавловск-Камчатском полигоне перед землетрясением с $M = 5,6$ с эпицентром в Авачинском заливе зарегистрированы аномальные возмущения, превосходящие на 30-50% уровень фона. По временам прихода вступлений аномалий на треугольник станций, определен азимут на источник, который удовлетворительно совпадает с направлением на эпицентр землетрясения. Четкое выделение аномалии в агрегированном сигнале многомерного ряда по данным радонового мониторинга можно рассматривать как краткосрочный предвестник землетрясения с $M=5,6$ с временем упреждения 9 суток.

На наклономерной станции РЕТТ зарегистрировано бухтообразное возмущение земной коры с максимальным наклоном 1.5 mR , по времени совпадающей с аномалией в почвенном радоне. Предположительно, обоими методами зарегистрирована «геодеформационная волна», по форме представляющая собой уединенную волну длительностью 4 суток с максимальной относительной деформацией грунта $2 \cdot 10^{-6}$.

Аномалии в поле почвенного радона рассматриваются как отклик на деформирование блочных массивов горных пород в результате прохождения «геодеформационной волны». По-видимому, выделенная «геодеформационная волна» вызвана квазипластическим течением в зоне субдукции, которое предшествовало землетрясению в результате изменения напряженно деформированного состояния геосреды в зоне Беньофа-Заварицкого на глубинах около 100 км.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 12-05-31319/12 «мол_а».

Список литературы

1. Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф., Титков Н.Н. и др. Мониторинг и исследование современных движений земной коры на Камчатке. Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. Петропавловск-Камчатский: Новая Книга, 2012. С. 188-208.
2. Любушин А.А.(мл). Агрегированный сигнал систем низкочастотного геофизического мониторинга // Физика Земли, 1998. №1. С. 69-74.
3. Макаров Е.О. Динамика подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне перед сильными землетрясениями с $M > 5,5$ района Авачинского залива. XIII Уральская молодежная научная школа по геофизике 23-27 апреля 2012 г. Сборник докладов. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2012. С. 125-127.
4. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки. // Сейсмические приборы, 2012. Том 48, № 2. С. 5-14.
5. Рудаков В.П. Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ: Автореферат на соискание степени доктора физико-математических наук. М. 1992 г.
6. Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований. // Вулканология и сейсмология, 1987. № 6. С 29-60.
7. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (^{222}Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997–1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология, 1999. № 6. С. 1-11.
8. Фирстов П.П., Макаров О.Е., Малышева О.П. Отражение в динамике почвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне последней стадии подготовки землетрясений с магнитудой больше 5.5 района Авачинского залива. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 9–15 октября 2011 г. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 154-158.
9. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология, 2003. № 1. С. 26-41.
10. Фирстов П.П., Широков В.А., Руленко О.П. и др. О связи динамики подпочвенного радона (^{222}Rn) и водорода с сейсмической активностью Камчатки в июле–августе 2004 г. // Вулканология и сейсмология, 2006. № 5. С. 49-59.

ОПТИМИЗАЦИЯ МЕТОДИКИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ ДЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

*Малышев Михаил Викторович, геофизик
ОАО «Самаранефтегеофизика», г. Самара
e-mail: Malyshev_MV@bk.ru*

научный руководитель: доцент, к.г.-м.н. Гусев Владимир Васильевич

Введение

В настоящее время проблема организации и обеспечения качества геофизических исследований относится к числу актуальных проблем. На то есть несколько основных причин. Во-первых, затраты на проведение полевых работ составляют около 80% от стоимости полного цикла сейсморазведочных работ, включающих также обработку и интерпретацию данных. Во-вторых, в связи с возросшим уровнем технической оснащенности сейсмопартий исполнители работ стали уделять меньше внимания вопросам оптимизации методики и параметров съемки, т.е. выбору оптимальных параметров возбуждения и приема сигнала, параметров системы наблюдений. В-третьих, инструкции, используемые в настоящее время для осуществления контроля сейсморазведочных работ, не всегда применимы для конкретного лицензионного участка.

Последнее десятилетие характеризуется бурным развитием технологий оценки качества полевого материала. К числу основных характеристик качества сейсмограммы можно отнести понятия «отличная», «хорошая», «удовлетворительная» и «брак». Та или иная характеристика сейсмограммы определяется по результатам анализа атрибутов волнового поля, среди которых главными являются: отношение сигнал/помеха; ширина спектра, значение доминантной частоты и др.

В данной работе будет изучена зависимость между условиями возбуждения и регистрации сейсмических колебаний и требуемым качеством материала, которое необходимо для выполнения геологического задания надлежащим образом.

Результаты исследования

Практическая часть выполнена на примере площадей Самарской области, которые для упрощения будут обозначаться порядковыми номерами (площадь № 1-6).

В пределах всех площадей и в непосредственной близости находится множество населенных пунктов. Район работ по каждой из шести площадей пересекают линии электропередач, линии связи, шоссейные, грунтовые и проселочные дороги. На лицензионных участках расположены нефтепроводы, газопроводы и нефтепромысловые объекты.

К полученному полевому материалу применялись различные процедуры обработки с использованием специализированных программных комплексов. Были оценены такие параметры, как доминантная частота сигнала и отношение сигнал/помеха, до и после применения процедур обработки, а также сопоставлены стандартная методика возбуждения и регистрации сейсмического сигнала и методика с уплотнением пунктов возбуждения (ПВ) на единицу площади.

Результаты исследований по 4 площадям представлены в таблице (Т.1). Отношение сигнал/помеха после применения процедур обработки увеличилось в несколько раз по всем исследуемым участкам (Рис. 1). В результате обработки ослабляются помехи разного рода, улучшается прослеживаемость горизонтов, увеличивается ширина спектра в сторону высоких частот (Рис. 2). Это доказывает, что значений отношения сигнал /помеха равных 5-7 для стандартной методики достаточно для выполнения поставленных геологических задач.

Таблица 1

Площадь	Допустимое значение по тех. инструкции	Интервал изменения отношения сигнал/помеха	Среднее значение отношения сигнал/помеха
1	10	0-58	7,1
2	12	0-84	6,5
3	10	0-52	7,3
4	10	0-34	3,5

Как отмечалось ранее, полевые работы составляют порядка 80 % от стоимости полного цикла сейсморазведочных исследований, но их стоимость можно снизить за счет сокращения времени отработки площадей. В связи с чем были сопоставлены две различные по производительности методики возбуждения и регистрации сейсмического сигнала: стандартная (МОГТ-3Д) и высокопроизводительная с уплотнением ПВ на единицу площади, основанная на методе перекрывающихся вибрационных свип-сигналов, при которой виброустановки на разных ПВ работают одновременно и регистрация физических наблюдений идет непрерывно. Сопоставление параметров стандартной методики проведения сейсморазведочных работ и методики с уплотнением ПВ представлены в таблице (Т.2).

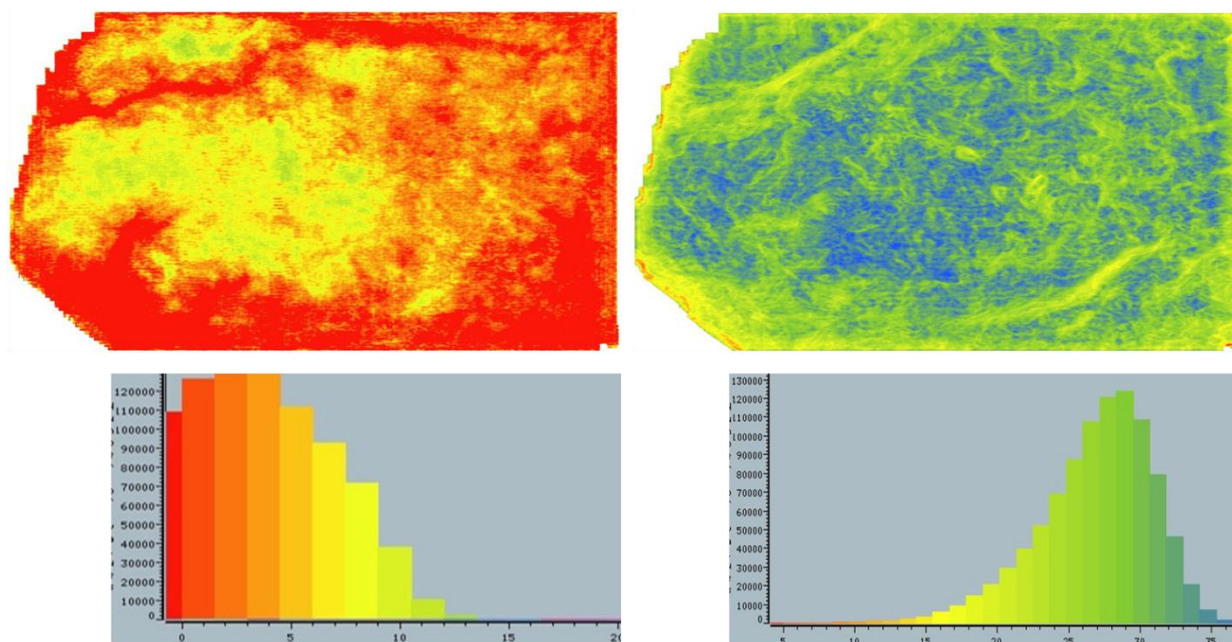


Рис. 1. Изменение отношения сигнал/помеха до (слева) и после (справа) обработки

Для сравнения этих методик были продублированы сейсмические наблюдения на одной линии взрыва и проведена оценка некоторых параметров. Значения доминантной частоты по трем ПВ сопоставимы. Оси синфазности на суммарном временном разрезе, полученном с использованием оптимизированной методики, динамически более выражены, чем на разрезе, полученном с использованием стандартной методики, а также значительно лучше их прослеживаемость на отдельных участках, в силу увеличения качества суммирования за счет увеличения кратности наблюдений (Рис. 3).

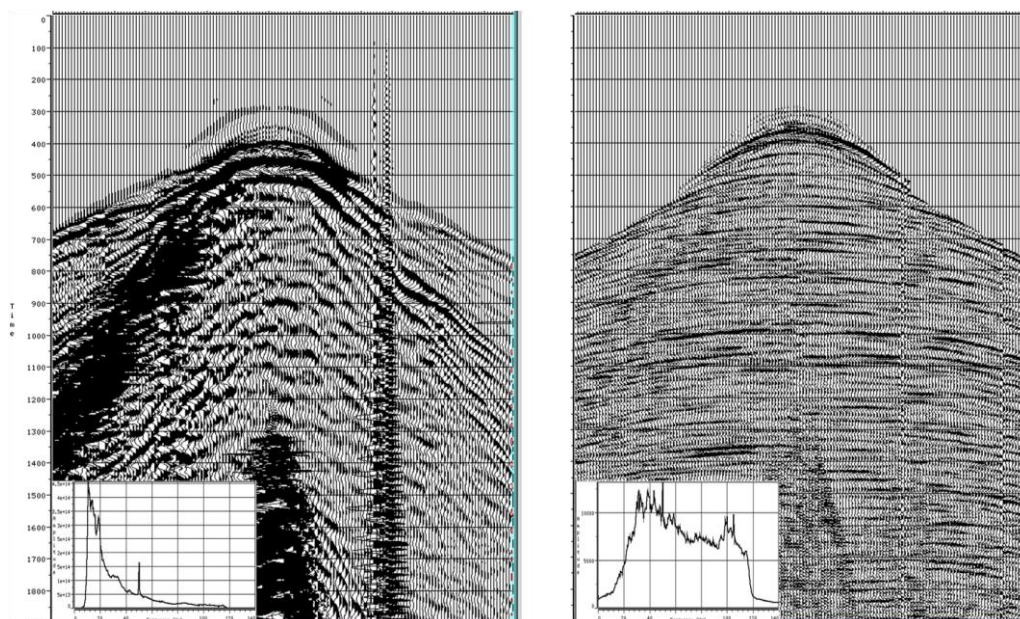


Рис. 2. Фрагмент сейсмограммы общего пункта возбуждения по одной из исследуемых площадей до (слева) и после (справа) применения процедур обработки

Таблица 2

Параметр	Стандартная методика	Методика с уплотнением ПВ
Шаг ПВ, м	50	12,5
Кол-во вибраторов в группе, ед.	4	1
Длина свипа, с	12	40
Кратность	63	252

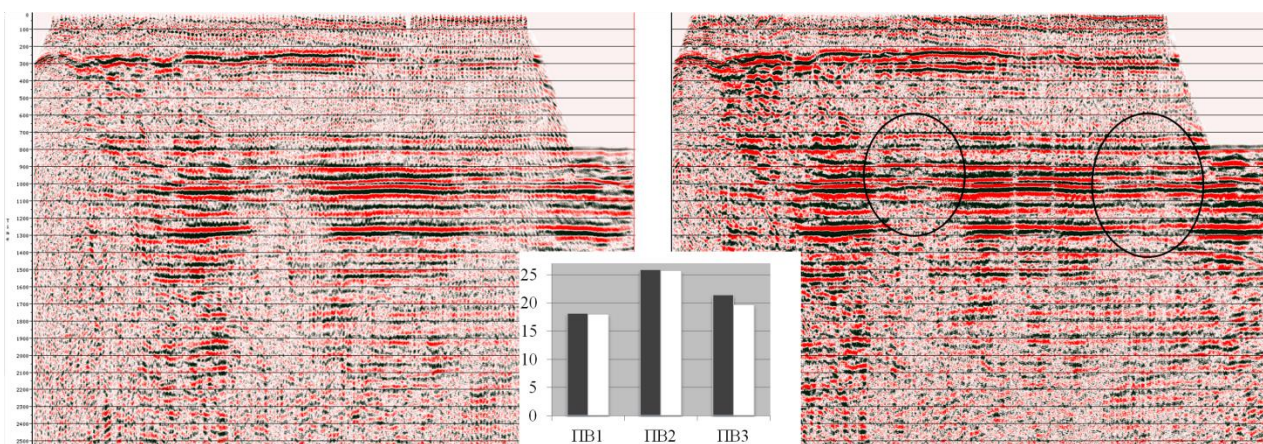


Рис. 3. Суммарный временной разрез по стандартной методике (слева) и по оптимизированной методике (справа) с изображением частотных характеристик по 3 ПВ

Заключение

При стандартной методике МОГТ-3Д для месторождений Самарской области достаточно значения отношения сигнал/помеха равного 5-7, с соответствующим контролем присутствия отраженных волн в высокочастотной области сейсмограммы. Существующие инструкции и положения по проведению сейсморазведочных работ необходимо скорректировать с учетом современного оснащения различных вычислительных центров программными комплексами.

Оптимизация существующих методик способна решить множество проблем современной сейсморазведки, поэтому необходимо более детально изучить влияние изменений в условиях возбуждения и регистрации сейсмического сигнала на всех этапах сейсморазведочных работ, определить возможности использования различных методик в условиях современной развитой инфраструктуры, оценить их экономическую эффективность и производительность.

Литература

1. Афанасьева А.В., Брискман А.А., Бабуков А.Г., Желтов Ю.П., Крылов А.П., Лесик Е.П. и др. Маркшейдерское дело в нефтегазодобывающей промышленности [Текст] / Министерство нефтедобывающей промышленности СССР, ВНИИ, Москва, 1968. 196 с.
2. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации [Текст] /Федеральное агентство по образованию, Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, 2008. 23 – 45 с. 112 с.
3. Инструкция Компании «Технологический контроль полевых сейсморазведочных работ 2Д и 3Д на суше» № П1-01.02 И-0001 версия 1.00, утвержденная приказом ОАО «НК «Роснефть» от 18.05.2009 г. № 219.
4. Технологии сейсморазведки: учредитель ООО «Геофизические системы данных», 2011. № 4, октябрь 40 – 48 с. М.: Мир. ISSN 1680-2721, 2011. № 2.
5. Пацев В.П., Шкоков О.Е., 2012. Отчет о выполнении работ по объекту проведение полевых сейсморазведочных работ МОГТ-3Д в пределах Можаровского лицензионного участка ОАО «Самаранефтегаз». 112 с.

СРАВНЕНИЕ БЫСТРЫХ МЕТОДОВ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ

*Миниахметова Алия Фиргатовна, аспирант
Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург
e-mail: afinapal@gmail.com*

*научный руководитель: в.н.с. Института математики и механики УрО РАН,
д.ф.-м.н. Акимова Елена Николаевна*

Рассматривается трехмерная структурная обратная задача магнитометрии о нахождении поверхности раздела S между средами на основе данных о магнитном поле, измеренном на некоторой площади земной поверхности, и скачке вектора намагниченности. Предполагается, что модель нижнего полупространства состоит из двух слоев постоянной намагниченности J_l ($l=1,2$), разделенных искомой поверхностью S .

В предположении, что магнитная аномалия создана отклонением искомой поверхности S от горизонтальной плоскости $z = H$ (ось z направлена вниз), в декартовой системе координат функция $z = z(x, y)$, описывающая искомую поверхность раздела, удовлетворяет нелинейному двумерному интегральному уравнению Фредгольма первого рода

$$A(z) \equiv \Delta J \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \left\{ \frac{z(x', y')}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x', y') \right]^{3/2}} - \frac{H}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right]^{3/2}} \right\} dx' dy' = \Delta z(x', y', 0), \quad (1)$$

где ΔJ – скачок вертикальной компоненты вектора намагниченности на границе раздела сред, $\Delta z(x, y)$ – аномальное магнитное поле, $z = H$ – асимптотическая плоскость для данной границы раздела, т.е. $\lim_{|x|, |y| \rightarrow \infty} |z(x, y) - H| = 0$.

Обратная задача магнитометрии является существенно некорректной задачей, решение которой обладает сильной чувствительностью к погрешности правой части, полученной в результате измерений и предварительной обработки геофизических данных.

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

$$A_n[z] = F_n. \quad (2)$$

В работе [1] для решения структурных обратных задач гравиметрии и магнитометрии рассматривается быстрый модифицированный метод локальных поправок (МЛП).

В работе [2] для решения системы нелинейных уравнений (2) рассматривается и исследуется быстрый модифицированный метод Ньютона (ММН)

$$z^{k+1} = z^k - \left[A'_n(z^0) + \bar{\alpha} I \right]^{-1} \left[A_n(z^k) + \alpha (z^k - H) - F_n \right]. \quad (3)$$

Здесь $A_n(z^k)$ и F_n – конечномерные аппроксимации интегрального оператора и правой части в уравнении (1), $A'_n(z^0)$ – производная оператора A в точке z^0 , I – единичный оператор; $\alpha, \bar{\alpha}$ – положительные параметры регуляризации, k – номер итерации.

Нахождение очередного приближения z^{k+1} модифицированного метода Ньютона (3) сводится к решению СЛАУ с симметричной $n \times n$ матрицей, для решения которой могут быть использованы итерационные методы градиентного типа, в частности, метод минимальных невязок. Условием останова итерационного процесса (3) является выполнение условия $\|A_n[z] - F_n\| / \|F_n\| < \varepsilon$ при достаточно малом $\varepsilon > 0$.

В работе [3] для решения структурных обратных задач грави-магнитометрии для двухслойной среды предлагается быстрый покомпонентный метод типа Ньютона.

Кратко опишем данный метод. Перенумеруем точки сетки $n = M \times N$ по горизонтали и рассмотрим на сетке вектор z с компонентами z_{ml} , $ml = 1, \dots, M \times N$.

Запишем уравнения системы (2) для каждой точки z_{ml} сетки $n = M \times N$ в виде

$$(A_n[z])_{ml} = F_{ml}, \quad (4)$$

где F_{ml} – значение выделенного аномального магнитного поля в точке z_{ml} ,

$$(A_n[z])_{ml} = \Delta J \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N \left\{ \frac{z(x'_i, y'_j)}{\left[(x_m - x'_i)^2 + (y_l - y'_j)^2 + z^2(x'_i, y'_j) \right]^{3/2}} - \frac{H}{\left[(x_m - x'_i)^2 + (y_l - y'_j)^2 + H^2 \right]^{3/2}} \right\} \Delta x'_i \Delta y'_j.$$

Для решения нелинейных уравнений системы (4) итерационный покомпонентный метод типа Ньютона (ПМН) имеет вид:

$$z_{ml}^{k+1} = z_{ml}^k - \gamma \left[(A_n[z^k])_{ml} - F_{ml} \right] / \tilde{A}[z_{ml}^k], \quad (5)$$

где $\tilde{A}[z_{ml}]$ – комбинация элементов строк матрицы производной $A_n[z]$, γ – положительный регулирующий параметр, k – номер итерации.

В качестве начального приближения выбирается $z_{ml}^0 = H$.

Условием останова итерационного процесса (5) является выполнение условия $\max_{ml} |(A_n[z])_{ml} - F_{ml}| / \max_{ml} |F_{ml}| < \varepsilon$ при достаточно малом $\varepsilon > 0$.

В данной работе на примере решения структурной задачи магнитометрии для модели двухслойной среды приводится сравнение быстрых экономичных методов МЛП, ММН и ПМН по числу итераций и времени счета с заданной относительной погрешностью решения.

Рассматривается модельная задача магнитометрии «две квадратные горки» в двухслойной среде для области $S: 100 \times 100$ км² с известным точным решением

$$z(x, y) = 5 - 2e^{-(x/10-3.5)^6 - (y/10-2.5)^6} - 3e^{-(x/10-5.5)^6 - (y/10-4.5)^6}.$$

Правая часть $\Delta z(x, y)$ уравнения (1) находилась путем решения прямой задачи магнитометрии со следующими исходными данными: $H = 5$ км, скачок вертикальной компоненты вектора намагниченности $\Delta J = 0.4$ А/м, сетка 200×200 , шаги сетки $\Delta x = \Delta y = 0.5$ км. На каждом шаге ММН матрица $A'_n(z^0)$ имеет размерность 40000×40000 .

Модельная задача магнитометрии решена с двойной точностью на одном ядре многоядерного процессора Intel Xeon (3.0 ГГц) тремя методами: ММН с параметром регуляризации $\alpha = \bar{\alpha} = 0.001$, МЛП с параметром регуляризации $\alpha = 0.1$ и ПМН с регуливающим параметром $\gamma = 1.6$.

На рис. 1 изображено магнитное поле $\Delta z(x, y)$. На рис. 2 изображено точное решение задачи и приближенное решение – восстановленная поверхность раздела $z = z(x, y)$.

Относительная погрешность решения принималась равной $\delta = \|z^T - z^{MP}\| / \|z^T\| = 0.025$.

В таблице 1 приводятся результаты решения задачи на одном ядре процессора Intel Xeon при заданной погрешности: метод решения, число итераций N и время счета T .

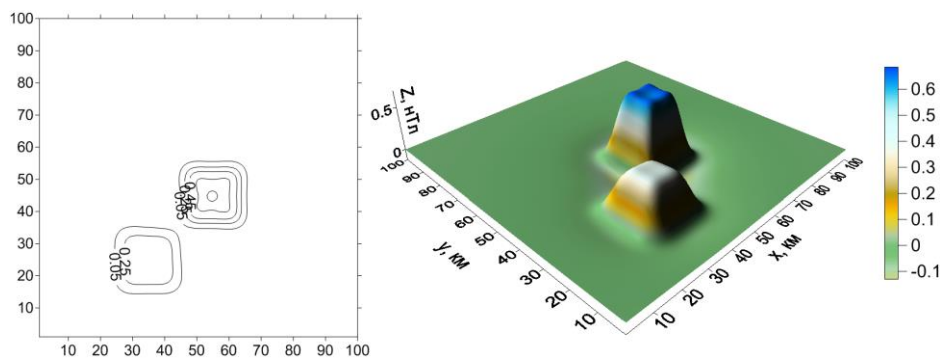


Рис. 1. Магнитное поле $\Delta z(x, y)$ (нТл)

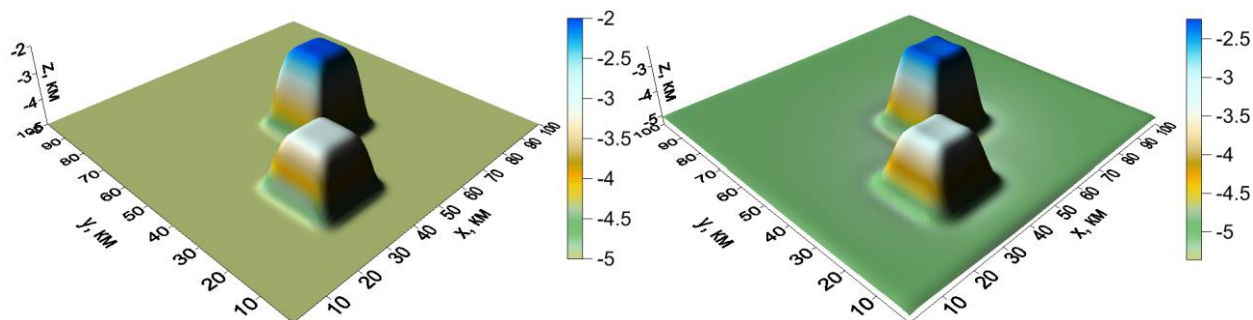


Рис. 2. Точное и приближенное решения (восстановленная поверхность) (км)

Таблица 1

Результаты решения модельной задачи магнитометрии

Метод	N	T (сек)
Модиф. МН	6	24.9
Метод ЛП	9	15.8
Покомп. МН	5	14.2

Численные эксперименты, выполненные для решения модельной задачи магнитометрии показали, что покомпонентный метод типа Ньютона сходится быстрее других методов. ПМН и МЛП выполняются примерно за одинаковое время. Модифицированный метод Ньютона по сравнению с МЛП и ПМН по времени счета является менее экономичным, поскольку на каждом шаге ММН решается СЛАУ итерационным методом минимальных невязок.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН по программе Президиума РАН № 7 (проект 12-П-15-2019) и по проекту РЦП-14-И11.

Автор выражает благодарность за постановку задачи, полезные советы и обсуждения своему научному руководителю – ведущему научному сотруднику Института математики и механики УрО РАН, д.ф.-м.н. Акимовой Елене Николаевне.

Литература

1. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика земли, 2010. № 11. С. 23-35.
2. Васин В.В., Акимова Е.Н., Минахметова А.Ф. Итерационные алгоритмы ньютоновского типа и их приложения к обратной задаче гравиметрии // Вестник ЮУрГУ. Серия: Математическое моделирование и программирование, 2013. Т.6, № 3. С. 26-37.
3. Акимова Е.Н., Мисилов В.Е., Минахметова А.Ф. Параллельные алгоритмы решения структурной обратной задачи магнитометрии на многопроцессорных вычислительных системах // Труды межд. конференции «Параллельные вычислительные технологии (ПАВТ'2014)». Челябинск: ЮУрГУ, 2014. С. 7-17.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЛОЖНО-ПОСТРОЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ БОБРИКОВСКОГО И ТУЛЬСКОГО НЕФТЯНОГО ПЛАСТА ШЕРШНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Муртазин Дамир Гумарович, студент

Пермский государственный национальный исследовательский университет

e-mail: damirmrt@gmail.com

научный руководитель: д.г.-м.н., профессор А.С. Некрасов

Терригенные и терригенно-карбонатные отложения широко развиты в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Поэтому проблемы по уточнению геологического строения, бурения и вскрытия пластов, разведки и разработки нефтяных залежей, решаемые в Пермском Прикамье, имеют значение и для других регионов, запасы нефти и газа которых сосредоточены и разрабатываются в зонах развития трещинно-поровых коллекторов.

До последнего времени считалось, что продуктивные нефтяные пласты терригенных и терригенно-карбонатных отложений Соликамской депрессии представлены коллекторами порового типа, а геологические и гидродинамические модели нефтяных залежей, строились по принципам, созданным для коллекторов порового типа, практически не поддающимся упругим деформациям, при небольших градиентах пластового или забойного давлений, возникающих при бурении скважин, их освоении и эксплуатации.

Использование таких «неживых» статических моделей ведет к проектированию и внедрению заведомо ущербных технологий вскрытия пластов бурением и разработки нефтяных залежей. Практика последних лет показала, что статические геологические и гидродинамические модели не проходят теста на адаптацию, а расчетная добыча нефти не подтверждается фактической динамикой добычи нефти.

Внедрение специализированных программных интегрированных комплексов «FRACA» Weicip-Franlab (JFP), Shlumberger Geo-Quest Eclipse, Petroleum Services Ltd Pan System. в практику гидродинамического моделирования и проектирования разработки трещинно-поровых коллекторов (моделей с двойной пористостью и проницаемостью типа Баренблатта-Желтова-Кочиной) затруднено из-за отсутствия технологии геологического моделирования трещинно-поровых типов коллекторов. Поэтому возникла необходимость в разработке методики изучения сложнопостроенных коллекторов на примере бобриковской (пласт Бб) и тульской залежей (пласт Тл) Шершневского нефтяного месторождения.

Для создания методики необходимо выполнить:

- актуализацию существующей модели месторождения;
- подсчет запасов трещинной нефти и определение ее доли в общих извлекаемых запасах;
- рекомендации по доизучению залежей.

Для решения поставленной задачи определены средневзвешенные значения коэффициентов пористости, нефтенасыщенности, проницаемости, а так же значения эффективной нефтенасыщенной толщины по 19 скважинам.

Построены карты соответствующих коэффициентов. Анализ карт показал, что существует тенденция уменьшения значений пористости и проницаемости в восточной части как бобриковской, так и тульской залежей. Вероятной причиной этих явлений может служить тектонический режим территории, обусловленный влиянием Предуральяского краевого прогиба, в ходе которого структуры подвергаются растяжению и вымыванию продуктов растворения которые вследствие гравитационного уплотнения уменьшают пористость, а соответственно и проницаемость вниз по склону залежи в восточном направлении.

Значения коэффициентов пористости и нефтенасыщенности использованы при подсчете запасов по следующим формулам:

$$Q_{изв} = F \cdot h_{эфф} \cdot Kп \cdot Kн \cdot \frac{1}{\sigma} \cdot \gamma_H * KИИ \quad (1)$$

Далее рассчитывались запасы трещинной нефти по формулам:

$$Q_T = F \cdot h_{об} \cdot N_T \cdot m_T \cdot \frac{1}{\epsilon} \cdot \gamma_H \cdot \beta_H \quad (2)$$

$$Q_T = F \cdot h_{тр} \cdot B_T \cdot \Gamma_T \cdot \frac{1}{\epsilon} \cdot \gamma_H \cdot \beta_H \quad (3)$$

где Q_T - начальные балансовые запасы трещинной нефти (т), F - площадь нефтяной залежи (м^2), $h_{об}$ - общая толщина трещино – порового продуктивного разреза (м), N_T - коэффициент охвата разреза трещиноватостью (д.ед.), m_T - трещинная пористость (д.ед.), ϵ - объемный коэффициент нефти (д.ед.), γ_H - плотность нефти ($\text{т}/\text{м}^3$), β_H - коэффициент извлечения нефти (д.ед), $h_{тр}$ - трещинная толщина разреза (м), B_T - раскрытость трещин, Γ_T - густота трещин (м^{-1}). По результатам исследований составлена геолого-параметрическая модель залежей (таблица).

Таблица 1

Геолого- параметрическая модель Бобриковско-Тульской залежи Шершневого месторождения

	Ед. изм.	Тульский пласт	Бобриковский пласт
Площадь(F)	м^2	8625000	8625000
Эффективная мощность (hэфф)	м^2	5,15	7,82
Коэффициент пористости(Kп)	д.ед	0,135	0,187
Козэф. нефтенасыщенности(Kн)	д.ед	0,706	0,898
Объемный коэф. нефти (b)	д.ед	0,886	0,886
Плотность нефти (γ_H)	$\text{т}/\text{м}^3$	0,859	0,859
Коэффициент извлечения нефти	д.ед	0,284	0,284
Площадь(F)	м^2	8625000	8625000
Общая толщина трещинно-порового продуктивного разреза (Ноб)	м	10,2	22,1
Козэф. охвата разреза трещиноватостью (Nт)	д.ед	0,160	0,160
Трещинная пористость mt	д.ед	0,005	0,005
Объемный коэф. нефти (b)	д.ед	0,886	0,886
Плотность нефти (γ_H)	$\text{т}/\text{м}^3$	0,859	0,859
Коэффициент извлечения нефти (bн)	д.ед	1	1
Трещинная толщина (ht)	м	6,8	14,3
Раскрытость трещин (bt)	м	0,00007	0,00007
Густота трещин (Γ_T)	м^{-1}	183,200	183,200
Проницаемость поровая	мД	118	118
Проницаемость трещинная	мД	1186,8	1186,8
Итого трещинные запасы	тыс.т	53,56	116,05
Итого извлекаемые запасы	тыс.т	918,48	2461,41

Расчеты выполнены по обеим формулам с целью получения наиболее обоснованной величины запасов. В результате расчётов разница в запасах трещинной нефти, вычисленных по формулам (2) и (3) не превысила 10% по каждому из пластов. В итоге получились следующие запасы трещинной нефти: по тульскому пласту – 53,56 тыс. тонн, по бобриковскому пласту – 116,05 тыс. тонн. Сумма трещинной нефти – 173,62 тыс. тонн.

Таким образом, доля балансовых запасов трещинной нефти терригенных коллекторах бобринского и тульского горизонтов составляет 4,9 %.

Необходимо констатировать, что в трещинно-поровых терригенных коллекторах месторождений Соликамской депрессии основные запасы нефти (80-99 %) содержит пористая матрица, а основные фильтрационные свойства (66-99 %) обеспечивает трещинная система.

О СПОСОБЕ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ ДИФFUЗИИ-АДВЕКЦИИ РАДОНА В КУСОЧНО-ПОСТОЯННЫХ АНИЗОТРОПНЫХ СЛОИСТЫХ СРЕДАХ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ

*Нафикова Альбина Ринатовна, ассистент
Стерлитамакский филиал БашГУ, г. Стерлитамак
e-mail: albinabikbaeva@gmail.com*

научный руководитель: д.ф.-м.н. Кризский Владимир Николаевич

Радон, в силу своих специфических особенностей, является индикатором при различных геологических и геотехнических исследованиях. Динамические изменения концентрации радона в приповерхностном слое почвы отражают динамические изменения напряженно-деформированного состояния горного массива, что служит основой для исследования вариаций поля радона как краткосрочного предвестника сейсмических событий [2].

Изучение процессов распределения радона в грунте и его стоком в приземный слой атмосферы связано с решением параболических краевых задач математической физики. Разработка алгоритмов решения подобного типа задач и расчета полей объемной активности радона имеет практическое значение в таких направлениях, как сейсмология, геохимия, разведочная геофизика и т.д.

Будем рассматривать горизонтально-слоистую модель среды с локальными включениями, отражающую типовую структуру нефтеносного района (рис. 1).

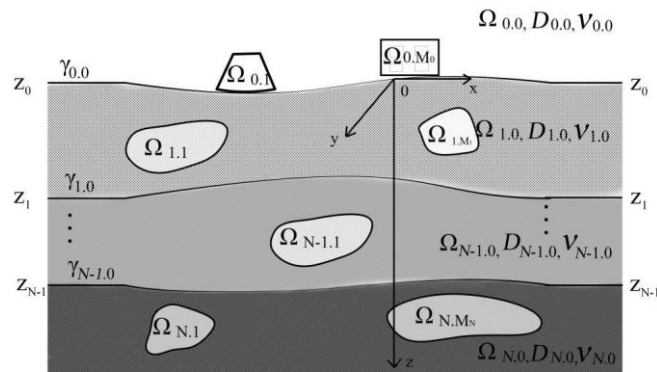


Рис. 1. Горизонтально-слоистая среда с включениями

Пусть горизонтально-слоистая среда разделена гладкими параметрически заданными границами $\gamma_{i,0} = \gamma_{i,0}(x, y) | \gamma_{i,0} \rightarrow z_i$ при $\sqrt{x^2 + y^2} \rightarrow \infty$ ($i = \overline{0, N}$) на горизонтальные слои $\Omega_{0,0}, \Omega_{1,0}, \dots, \Omega_{N,0}$, заполненные веществом, диффузионные свойства которого описываются

симметричными тензорами $D_{i,0} = \begin{pmatrix} d_{xx}^{i,0} & d_{xy}^{i,0} & d_{xz}^{i,0} \\ d_{xy}^{i,0} & d_{yy}^{i,0} & d_{yz}^{i,0} \\ d_{xz}^{i,0} & d_{yz}^{i,0} & d_{zz}^{i,0} \end{pmatrix}$ и скоростями адвекции $v_{0,0}, v_{1,0}, \dots, v_{N,0}$

соответственно.

Каждый слой $\Omega_{i,0}$ содержит M_i локальных включений $\Omega_{i,j}$ ($j = \overline{1, M_i}$) с границами $\gamma_{i,j}$, заполненных веществом, физические свойства которого описываются постоянными

симметричными тензорами диффузии $D_{i,j} = \begin{pmatrix} d_{xx}^{i,j} & d_{xy}^{i,j} & d_{xz}^{i,j} \\ d_{xy}^{i,j} & d_{yy}^{i,j} & d_{yz}^{i,j} \\ d_{xz}^{i,j} & d_{yz}^{i,j} & d_{zz}^{i,j} \end{pmatrix}$ и скоростями адвекции

$v_{i,j}, i = \overline{0, N}, j = \overline{1, M_i}$.

Математическая модель переноса радона в области исследования

$\Omega = \bigcup_{i=0}^N \bigcup_{j=0}^{M_i} \Omega_{i,j} \subset R^3$ может быть представлена начально-краевой задачей вида:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial A_{i,j}(P,t)}{\partial t} &= \operatorname{div}(D_{i,j} \bar{\nabla} A_{i,j}(P,t)) + v_{i,j} \frac{\partial A_{i,j}(P,t)}{\partial z} - \lambda(A_{i,j}(P,t) - A_{i,\infty}), \\
P &= P(x,y,z) \in \Omega_{i,j}, i = \overline{0, N}, j = \overline{0, M_i}; \\
\left((D_{i,0} \bar{\nabla} A_{i,0}(P,t, \bar{n}) + v_{i,0} A_{i,0}(P,t)) \right)_{\gamma_{i,0}} &= \left((D_{i+1,0} \bar{\nabla} A_{i+1,0}(P,t, \bar{n}) + v_{i+1,0} A_{i+1,0}(P,t)) \right)_{\gamma_{i,0}}, i = \overline{0, N-1}; \\
A_{i,0}(P,t) \Big|_{\gamma_{i,0}} &= A_{i+1,0}(P,t) \Big|_{\gamma_{i,0}}, i = \overline{0, N-1}; \\
\left((D_{i,j} \bar{\nabla} A_{i,j}(P,t, \bar{n}) + v_{i,j} A_{i,j}(P,t)) \right)_{\gamma_{i,j}} &= \left((D_{i,0} \bar{\nabla} A_{i,0}(P,t, \bar{n}) + v_{i,0} A_{i,0}(P,t)) \right)_{\gamma_{i,j}}, i = \overline{0, N}, j = \overline{1, M_i}; \\
A_{i,j}(P,t) \Big|_{\gamma_{i,j}} &= A_{i,0}(P,t) \Big|_{\gamma_{i,j}}, i = \overline{0, N}, j = \overline{1, M_i}; \\
\lim_{z \rightarrow \infty} A_{N,0}(P,t) &= A_{N,\infty}, \lim_{z \rightarrow \infty} A_{0,0}(P,t) = 0; \\
\lim_{P \in \Omega_{i,0}, \sqrt{x^2+y^2} \rightarrow \infty} A_{i,0}(P,t) &= A_i(P,t), i = \overline{0, N}; A_{i,j}(P,0) = 0, i = \overline{0, N}, j = \overline{0, M_i}.
\end{aligned} \tag{1}$$

Здесь $A_{i,j}(P,t)$ – объемная активность радона в грунте; λ – постоянная распада радона; $A_{i,\infty}$ – объемная активность радона, находящегося в радиоактивном равновесии с радием (^{226}Ra) в грунте i -го слоя, которая равна $A_{i,\infty} = K_{i,em} A_{i,Ra} \rho_{i,s} (1 - \eta_i)$; $K_{i,em}$ – коэффициент эманирования радона; $A_{i,Ra}$ – удельная активность ^{226}Ra ; $\rho_{i,s}$ – плотность твердых частиц; η_i – пористость грунта; $A_i(P,t)$ – нормальное поле радона, описывающее диффузию-адвекцию радона в слоистой среде в предположении отсутствия включений. Переменная $t \geq 0$ – время.

Если область $\Omega_{0,0}$ – приземный слой атмосферы, то в задаче (1) следует положить $A_{0,\infty} = 0$. При $M_0 > 0$ включения $\Omega_{0,1}, \dots, \Omega_{0,M_0}$ могут описывать жилые и производственные сооружения.

Представим искомую функцию объемной активности радона в грунте $A_{i,j}(P,t)$ в виде суммы двух вспомогательных функций нормального $A_i(P,t)$ и аномального $\bar{A}_{i,j}(P,t)$ полей:

$$A_{i,j}(P,t) = A_i(P,t) + \bar{A}_{i,j}(P,t), i = \overline{0, N}, j = \overline{0, M_i}, \tag{2}$$

где нормальное поле радона определяется краевой задачей:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial A_i(P,t)}{\partial t} &= \operatorname{div}(D_{i,0} \bar{\nabla} A_i(P,t)) + v_{i,0} \frac{\partial A_i(P,t)}{\partial z} - \lambda(A_i(P,t) - A_{i,\infty}), P \in \Omega_{i,0}, i = \overline{0, N}; \\
\left((D_{i,0} \bar{\nabla} A_i(P,t, \bar{n}) + v_{i,0} A_i(P,t)) \right)_{\gamma_{i,0}} &= \left((D_{i+1,0} \bar{\nabla} A_{i+1}(P,t, \bar{n}) + v_{i+1,0} A_{i+1}(P,t)) \right)_{\gamma_{i,0}}, i = \overline{0, N-1}; \\
A_i(P,t) \Big|_{\gamma_{i,0}} &= A_{i+1}(P,t) \Big|_{\gamma_{i,0}}, i = \overline{0, N-1}; \\
\lim_{z \rightarrow \infty} A_N(P,t) &= A_{N,\infty}, \lim_{z \rightarrow \infty} A_0(P,t) = 0; \\
\lim_{P \in \Omega_i, \sqrt{x^2+y^2} \rightarrow \infty} A_i(P,t) &= \tilde{A}_i(z,t), i = \overline{0, N}; A_i(P,0) = 0, i = \overline{0, N},
\end{aligned} \tag{3}$$

где $\tilde{A}_i(P,t)$ – объемная активность радона в кусочно-однородной горизонтально-слоистой среде с плоско-параллельными границами $z = z_i, i = \overline{0, N-1}$ и коэффициентами диффузии $\tilde{d}_i = d_{zz}^{i,0}, i = \overline{0, N}$. Способ определения $\tilde{A}_i(P,t)$ описан в [3].

С учетом задачи (3) аномальное поле радона удовлетворяет следующей краевой задаче:

$$\frac{\partial \bar{A}_{i,j}(P,t)}{\partial t} = \operatorname{div}(D_{i,j} \bar{\nabla} \bar{A}_{i,j}(P,t)) + v_{i,j} \frac{\partial \bar{A}_{i,j}(P,t)}{\partial z} - \lambda \bar{A}_{i,j}(P,t), \tag{4}$$

$$\begin{aligned}
& P \in \Omega_{i,j}, i = \overline{0, N}, j = \overline{0, M_i}; \\
& \left((D_{i,0} \bar{\nabla} \bar{A}_{i,0}(P, t), \bar{n}) + v_{i,0} \bar{A}_{i,0}(P, t) \right) \Big|_{\gamma_{i,0}} = \left((D_{i+1,0} \bar{\nabla} \bar{A}_{i+1,0}(P, t), \bar{n}) + v_{i+1,0} \bar{A}_{i+1,0}(P, t) \right) \Big|_{\gamma_{i,0}}, i = \overline{0, N-1}; \\
& \bar{A}_{i,0}(P, t) \Big|_{\gamma_{i,0}} = \bar{A}_{i+1,0}(P, t) \Big|_{\gamma_{i,0}}, i = \overline{0, N-1}; \\
& \left((D_{i,j} \bar{\nabla} \bar{A}_{i,j}(P, t), \bar{n}) + v_{i,j} \bar{A}_{i,j}(P, t) \right) \Big|_{\gamma_{i,j}} = \left((D_{i,0} \bar{\nabla} \bar{A}_{i,0}(P, t), \bar{n}) + v_{i,0} \bar{A}_{i,0}(P, t) + \psi_{i,0}(P, t) \right) \Big|_{\gamma_{i,j}}, \\
& \text{где } \psi_{i,0}(P, t) = ((D_{i,0} - D_{i,j}) \bar{\nabla} \bar{A}_i(P, t), \bar{n}) + (v_{i,0} - v_{i,j}) A_i(P, t), i = \overline{0, N}, j = \overline{1, M_i}; \\
& \bar{A}_{i,j}(P, t) \Big|_{\gamma_{i,j}} = \bar{A}_{i,0}(P, t) \Big|_{\gamma_{i,j}}, i = \overline{0, N}, j = \overline{1, M_i}; \\
& \lim_{P \rightarrow \infty} \bar{A}_{i,0}(P, t) = 0, i = \overline{0, N}; \bar{A}_{i,j}(P, 0) = 0, i = \overline{0, N}, j = \overline{0, M_i}.
\end{aligned}$$

Сделаем в задаче (4) замену вида:

$$\bar{A}_{i,j}(P, t) = e^{-\lambda t} u_{i,j}(P', t), \text{ где } P' = (x, y, z'), z' = z + v_{i,j} t. \quad (5)$$

Получим задачу:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial u_{i,j}(P', t)}{\partial t} = \operatorname{div} (D_{i,j} \bar{\nabla} u_{i,j}(P', t)), P' \in \Omega_{i,j}, i = \overline{0, N}, j = \overline{0, M_i}; \\
& \left((D_{i,0} \bar{\nabla} u_{i,0}(P', t), \bar{n}) + v_{i,0} u_{i,0}(P', t) \right) \Big|_{\gamma_{i,0}} = \left((D_{i+1,0} \bar{\nabla} u_{i+1,0}(P', t), \bar{n}) + v_{i+1,0} u_{i+1,0}(P', t) \right) \Big|_{\gamma_{i,0}}, i = \overline{0, N-1}; \\
& \left((D_{i,j} \bar{\nabla} u_{i,j}(P', t), \bar{n}) + v_{i,j} u_{i,j}(P', t) \right) \Big|_{\gamma_{i,j}} = \left((D_{i,0} \bar{\nabla} u_{i,0}(P', t), \bar{n}) + v_{i,0} u_{i,0}(P', t) + \psi_{i,0}(P', t) \right) \Big|_{\gamma_{i,j}}, \\
& i = \overline{0, N}, j = \overline{1, M_i}; \\
& u_{i,j}(P', t) \Big|_{\gamma_{i,j}} = u_{i,0}(P', t) \Big|_{\gamma_{i,j}}, i = \overline{0, N}, j = \overline{1, M_i}; \\
& \lim_{P' \rightarrow \infty} u_{i,0}(P', t) = 0, i = \overline{0, N}; u_{i,j}(P', 0) = 0, i = \overline{0, N}, j = \overline{0, M_i}.
\end{aligned} \quad (6)$$

Применим к задаче (6) применен способ решения, описанный в работе [1], используя интегральное преобразование Лапласа $F(P', s) = \int_0^{\infty} u(P', t) e^{-st} dt$ с формулой обращения

$$u(P', t) = \frac{1}{2\pi i} \int_{c-i\infty}^{c+i\infty} F(P', s) e^{st} ds \quad (7)$$

Тогда, согласно [1], определяем решение полученной краевой задачи – функцию $F_{i,j}(P', s)$ и формируем слагаемое квадратурной формулы для интеграла (7), вычисляя функции $u(P', t)$. В результате, аномальное поле $\bar{A}_{i,j}(P, t)$ находим по формуле (5) и решение исходной задачи (1) – функцию $A_{i,j}(P, t)$ – получаем по формуле (2).

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, д.ф.-м.н., проф. Кризскому В.Н.

Литература

1. Кризский, В.Н. О способе вычисления физических полей в кусочно-анизотропных средах. Часть II. Нестационарные поля // Вестник Башкирского университета, 2009. Т. 14, № 4. С. 1302-1306.
2. Уткин, В.И. Газовое дыхание Земли // Соросовский образовательный журнал, 1997. № 1. С. 57-64.
3. Яковлева, В.С. Численное решение уравнения диффузии-адвекции радона в многослойных геологических средах // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. Науки, 2011. № 1(2). С. 45-55.

МЕТОД ОБСЛЕДОВАНИЯ ТЕХНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

*Нестеренко Алексей Михайлович, студент
ГОУ ВПО Оренбургский государственный университет, г. Оренбург
e-mail: geocol-ONC@mail.ru
научный руководитель: д.г.-м.н., доцент Нестеренко М.Ю.*

Современные методы неразрушающего контроля состояния зданий разнообразны по исполнению, информативности, стоимости работ, точности полученных результатов, сложности применяемой аппаратуры. Однако, многие существующие методы обследования зданий и сооружений не предназначены для поиска скрытых дефектов внутри конструкции [2]. В ходе эксплуатации чрезмерные нагрузки или усталость материала могут вызвать появление микротрещин, которое невозможно обнаружить при визуальном осмотре. Развитие этих дефектов приводит к снижению прочностных характеристик и к нарушению целостности конструкции. Своевременное получение информации о появлении и развитии микротрещин позволит вовремя реконструировать или усилить конструкцию и в итоге снизить возможные материальные затраты [4]. Существующие методы поиска дефектов внутри конструкции [2], например, метод ультразвукового анализа, позволяют найти нарушение, и при этом точно определить его местонахождение, однако, в связи с высокой трудоёмкостью, применение данного метода для масштабных обследований может быть экономически не эффективно.

Таким образом, актуальна разработка метода обследования и мониторинга технического состояния зданий и сооружений на основе сейсмического анализа, позволяющего выявлять микронарушения в элементах конструкций и оценить монолитность всего здания (сооружения). Данный метод позволит снизить трудоёмкость и стоимость проведения работ по обследованию, повысить его качество, своевременно получать информацию на ранней стадии развития дефектов, а также вести непрерывный мониторинг технического состояния.

Метод обследования и мониторинга технического состояния зданий и сооружений на основе микросейсмического анализа базируется на предположении, что все точки строительной конструкции при жёстком закреплении имеют одинаковые параметры колебаний (период, частота, амплитуда и форма) [3]. Таким образом, при появлении трещины или дефекта в конструкции её части по разные стороны от нарушения имеют разные параметры собственных колебаний из-за отсутствия жёсткой связи. Соответственно, сейсмограммы, полученные с датчиков, расположенных на различных частях конструкции будут отличаться. Путём расчета коэффициента корреляции (взаимосвязи) двух сейсмограмм, полученных с датчиков, расположенных по разные стороны от трещины, можно судить о целостности строительной конструкции. Близкий к единице коэффициент корреляции указывает на отсутствие нарушений в конструкции.

Для подсчета коэффициента взаимосвязи использовалась математическая модель и программное обеспечение для анализа сейсмограмм, разработанная Нестеренко М.Ю. и Бухваловой А.В. [1], которая основана на вычислении максимального коэффициента корреляции при различных временных лагах (задержках). Временной лаг обусловлен различным расположением датчиков и скоростями распространения волновых колебаний. При отсутствии дефектов и нарушений в конструкции сейсмометры будут регистрировать одни и те же собственные колебания, следовательно, корреляция будет максимальна и близка к единице при нулевом лаге.

Для экспериментальной проверки предлагаемого метода использовалось сейсмологическое оборудование, состоящее из велосиметров СМЗ-КВ (вертикальных и горизонтальных) и системы сбора данных SDAS и UGRA производства Геофизической службы РАН, а также программные комплексы WSG и «Анализ сейсмограмм» [1]. Экспериментальным объектом обследования выбрано здание отдела геоэкологии Оренбургского научного центра Уральского отделения РАН. Конструктивно здание состоит

из трех частей: основное здание, пристроенные холл и гараж. Вследствие этого образовались два видимых нарушения — трещина в месте стыка гаража и блока здания, а также трещина между пристроенным холлом и блоком здания (рис. 1-А, 1-Б). Данные пристройки выполнены на собственных фундаментах, поэтому весь фундамент здания в целом не является монолитной конструкцией, а имеет разрывы (рис. 1-Б, 1-В), что позволяет проверить предложенный метод.

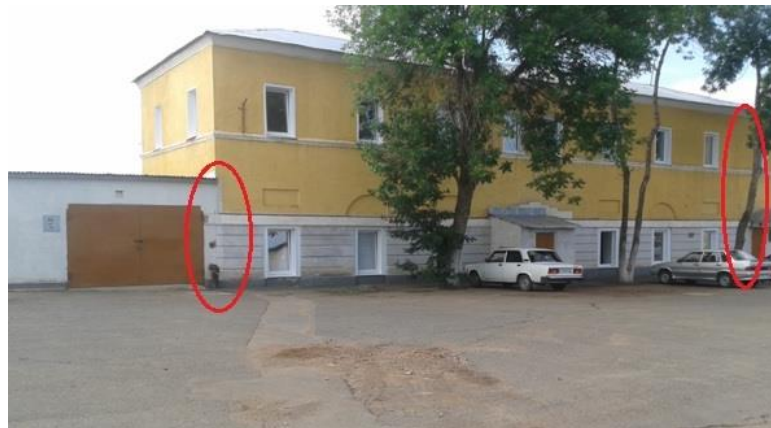


Рис. 1. Обследуемое здание
(г. Оренбург, ул. Набережная 29)

Сейсмологическое оборудование располагалось таким образом (Рис. 2), что две сеймостанции (I,II) записывали собственные колебания фундамента основного блока здания, а две остальные (IV,III) — колебания фундамента холла и фундамента гаража. С помощью программного обеспечения «Анализ сейсмограмм» подсчитывался коэффициент корреляции участков сейсмограмм, произвольно выбранных из всей записи.



Рис. 2. Схема расположения сейсмологического оборудования

Взаимосвязь данных со станций I, II оказалась близка к единице, что подтверждает отсутствие повреждений и дефектов в конструкции фундамента основного блока здания. (Табл. 1). Взаимосвязь сейсмограмм, записанных станциями II, IV и II, III, оказалась незначительной ($\approx 0,33$), что свидетельствует о различии параметров колебаний, совершаемых конструкциями фундаментов основного блока и пристроек (Табл. 2, 3). Отсутствие жесткой связи из-за разрывов не позволяет всей конструкции фундамента совершать единые колебания.

Таблица 1**Результаты подсчёта коэффициента корреляции данных со станций I, II**

Датчик	Лаги		Коэффициент корреляции
	Отсчет	Время	
1	0	0	0,99756
2	0	0	0,99284
3	0	0	0,99349

Таблица 2**Результаты подсчёта коэффициента корреляции данных со станций II, IV**

Датчик	Лаги		Коэффициент корреляции
	Отсчет	Время	
1	3	0,46	0,32806
2	8	0,16	0,21092
3	7	0,14	0,14682

Таблица 3**Результаты подсчёта коэффициента корреляции данных со станций II, III**

Датчик	Лаги		Коэффициент корреляции
	Отсчет	Время	
1	4	0,08	0,20087
2	7	0,14	0,20997
3	14	0,28	0,23792

На основании полученных в результате расчёта данных о коэффициенте корреляции можно делать выводы о состоянии конструкции и наличии дефектов и повреждений в конструкции между датчиками. Переставляя датчики и сужая границы поиска, можно точно определить расположение трещины.

Литература

1. Нестеренко М.Ю., Бухвалова А.В., Пелагеин А.А. Распознавание слабоэнергетических сейсмических событий при изучении техногенной сейсмичности. Ж. Вестник СамГТУ, серия технические науки, 2012. № 2.
2. И.Н. Бондаренко, А.В. Мартынов, А.В. Мокасеев, «Современные методы мониторинга за техническим состоянием зданий и сооружений в процессе их эксплуатации», 2010-04-23, электронный журнал «Наука и безопасность», <http://www.пазис.рф>.
3. Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний. Физматгиз, 1958.
4. СП 13-102-2003 «Правила обследования несущих строительных конструкций зданий и сооружений».

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ В СОПОСТАВЛЕНИИ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ РЕГИОНА НАБЛЮДЕНИЙ (АРМЕНИЯ)

Оганян Марине Ваниковна, м.н.с.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А.Назарова НАН РА

e-mail: marine-0882@mail.ru

научный руководитель: д.ф.-м.н. Симонян Анаит

Известно, что структурно-динамические особенности земной коры и верхней мантии отражаются в локальных и региональных аномалиях земного магнитного поля и его вариаций. Причиной возникновения пространственно-временных аномалий геомагнитного поля являются магнитные свойства пород, залегающих в земной коре, равно как и неоднородности электрической проводимости литосферы, вызванные особенностями тектонической структуры регионов (Оганесян и др. 1986, Hulot et al. 2007, Hulot et al. 2009). Для изучения особенностей геомагнитных вариаций, связанных со структурными и динамическими особенностями земной коры и верхней мантии, изучались данные по модулю полного вектора напряженности геомагнитного поля (T) за период с 1 октября 2007г. по 30 ноября 2008г. на станциях “Бавра” и “Гюлагарак”. Для объяснения особенностей геомагнитных вариаций в северной части территории Армении в данной работе изучается геологическая структура исследуемой территории.

Пункты геомагнитных наблюдений “Бавра” и “Гюлагарак” находятся в Армянском вулканическом нагорье, рельеф которого является результатом неоген-четвертичного вулканизма и современных тектонических движений. В районе станции “Бавра” залегают вулканические породы верхнего плиоцена. Почти везде в основании разреза верхнеплиоценовых вулканических пород залегают темно-серые покровные долеритовые базальты, которые выше по разрезу сменяются андезито-базальтами и далее андезитами и дацитами. Максимальная мощность этих эффузивных пород составляет 600-700м (Габриелян и др. 1981, Саргсян 1989). Эти эффузивные породы характеризуются не только высокой магнитной восприимчивостью, но и высокой остаточной намагниченностью, значительно (в 5-15 раз) превышающей индуцированную намагниченность. Для этих пород неогенового возраста эти параметры составляют соответственно $\chi = 3600 \cdot 10^{-6}$ СГС, $I_n = 15000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Отношение остаточной намагниченности к индуцированной в среднем составляет 12 (Геол. Арм. ССР 1972), и это означает, что остаточная намагниченность эффузивных пород этого возраста может явиться определяющим фактором в формировании аномального магнитного поля. Следовательно, можно утверждать, что породами, залегающими вблизи станции “Бавра” может быть обусловлена обнаруженная в работе Симонян и др. (2012) аномалия векового хода геомагнитного поля величиной в 3.7 нТл/год (Симонян и др. 2011, 2012). Исследуя все землетрясения, произошедшие в северной части территории Армении в соответствующий период времени, было обнаружено совпадение периода проявления локальной аномалии геомагнитных вариаций в пункте “Бавра” с периодом сейсмической активности территории. Полученная аномалия векового хода была интерпретирована как следствие изменения тектонического режима, отражающегося в сейсмической активности данного региона. А вблизи пункта “Гюлагарак”, где мы не получили уверенные отклонения от средней величины векового хода до и после периода геомагнитных исследований, землетрясения не зафиксированы (Оганян и др. 2013).

В окрестностях станции “Гюлагарак” отмечены вулканогенные породы верхнего эоцена, которые залегают над вулканогенными породами среднего эоцена и представлены порфиритами, дацитами, андезито-дацитами и их пирокластами (Геол. СССР 1970). Здесь широко обнажается мощная свита туфов дацитового состава, прослаивающихся покровами и потоками полосчатых дацитовых порфиритов (в самых низах свиты), плагиоклазовых и

авгитовых порфиритов и туфопесчанников. В верхах свиты залегает также ряд пластов известковистых туфопесчанников, несущих оруденение свинца, цинка, частично меди и железа. Мощность свиты около 800м. Над этой свитой залегает свита туфопесчанников и пелитоморфных туфов мощностью до 500м. Выше по разрезу залегает толща андезито-дацитовых и дацитовых лав с базальными туфоконгломератами в основании, включающими гальку из подсылающих пород, а также гальку вторичных оруденельных кварцитов. Таким образом, состав верхнеэоценового разреза делится на две части: нижняя эффузивно-осадочная с преобладанием андезитов и морских терригенно-туфогенных пород и верхняя эффузивная, преимущественно кислого и среднего состава. Общая мощность свиты составляет более 1500 м (Асланян 1958, Габриелян и др. 1981). Намагниченность этих отложений колеблется в значительных пределах – от практически немагнитных ($\chi = 20 \cdot 10^{-6}$ СГС) и слабомагнитных ($\chi = 100 - 200 \cdot 10^{-6}$ СГС) до магнитных. К магнитным относятся вулканогенные породы, у которых $\chi = 2800 \cdot 10^{-6}$ СГС, $I_n = 3400 \cdot 10^{-6}$ СГС.

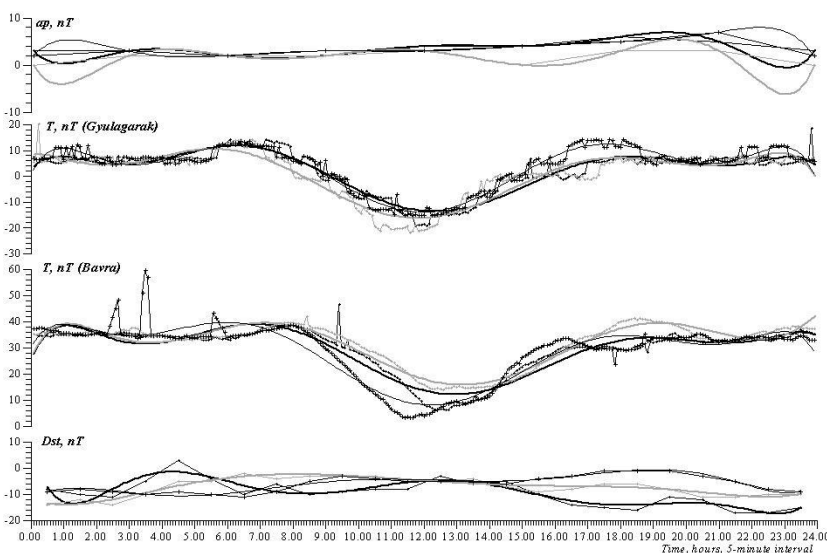


Рис. 1. Солнечно-суточные (S_r) вариации по данным станций “Гюлагарак” и “Бавра” на 1 – черные точки, 2 – серые точки и 3 – крестики, августа 2008 г., а также серии D_{st} , a_p индексов для соответствующих дней. Все серии аппроксимированы полиномами 8-й степени.

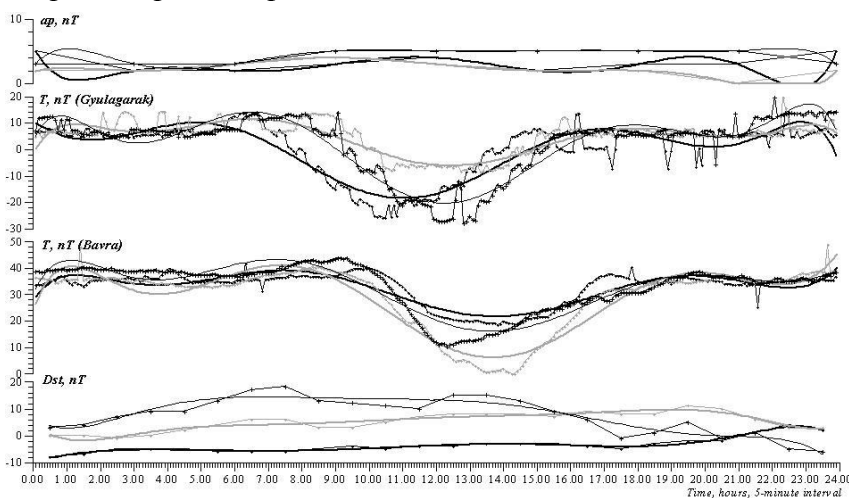


Рис. 2. То же самое, что и на рис. 1, для 4, 5 и 6 августа 2008 г., соответственно.

На обеих станциях изучались особенности солнечно-суточных S_r вариаций. При их внимательном анализе (рис. 1, 2) выявляется, что время проявления максимальной амплитуды S_r вариаций на станции “Гюлагарак” на $1.5 \div 2$ ч смещено относительно времени их проявления на станции “Бавра”. При этом, если пики S_r на станции “Бавра” проявляются практически в одно и то же время дня, то время проявления пиков S_r на станции “Гюлагарак” сильно меняется ото дня в день. Исключением из наблюдавшейся

закономерности является процесс суточных изменений геомагнитного поля протекающий 3-го августа 2008 г. Но этот день отличается относительно резким характером изменений внешнего поля (кривые с крестиками на рис. 1), проявленным на серии среднечасовых индексов D_{st} . На рис. 1 и 2 представлены непрерывные серии наблюдений, демонстрирующие разнообразие в проявлении S_r вариаций.

Наблюдавшееся смещение времени проявления пика S_p на станции “Гюлагарак” в сторону утренних часов явно связано с амплитудой основной (низкочастотной) составляющей суточных вариаций. Подавляющее влияние низкочастотных гармоник солнечно-связанных вариаций на особенности обнаруженных аномальных изменений геомагнитных вариаций, проявляют, по всей видимости, глубинные особенности внутренних слоев Земли в окрестности точек наблюдений. С учетом того, что отношение остаточной намагниченности к индуцированной для пород станции “Гюлагарак” в среднем составляет 4.6, можно предположить, что в частотном диапазоне, характерном для суточных вариаций, в данных станции “Гюлагарак” большой вклад имеет индуцированное поле. На серии “Гюлагарак” наблюдается также фазовой сдвиг в проявлении сезонных вариаций как относительно “Бавра”, так и относительно серий внешних вариаций. Причиной этого являются, видимо, латеральные неоднородности электропроводности, присущей региону наблюдений (Симонян и др. 2012).

Заслуживает внимания наблюдающаяся на рис. 1, 2 изрезанность кривой вариаций (наличие гармоник, соответствующих нескольким десяткам минут), зарегистрированных на станции “Гюлагарак”. Так как значения магнитных характеристик залегающих в окрестности этой точки пород меняются в достаточно широких пределах (от самых низких до высоких), то, более вероятно, что обнаруженные гармоники высоких частот обусловлены особенностями индуцированной части магнитного поля, вызванными вертикальной неоднородностью электропроводности земной коры.

Литература

1. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Габриелян А.А., Саркусян О.А., Симонян Г.П. СейсмоTECTоника Армянской ССР. Издательство Ереванского университета, Ереван, 1981.
3. Геология Армянской ССР, том X, Геофизика, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
4. Геология СССР, том XLIII, Армянская ССР, Геологическое описание. Издательство “Недра”. Москва, 1970.
5. Оганесян С.Р., Нагапетян В.В., Симонян А.О. Исследование изменений локального геомагнитного поля территории Арм. ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986. Т. 39. № 5. С. 78-80.
6. Оганян М.В., Мецоян Т.А. О природе аномалии векового хода геомагнитного поля в северной части территории Армении. Сборник научн. тр. 1-ой межд. конф. молодых ученых посв. 70-летию основания НАН РА. Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2013. С. 259-263.
7. Симонян А.О., Оганян М.В., Хачатрян А.С. Анализ вариаций внешних источников в сопоставлении с данными магнитных наблюдений по территории Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2011. № 3. С. 50-60.
8. Симонян А.О., Оганян М.В., Хачатрян А.С. Особенности геомагнитных вариаций в северной части территории Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2012. № 1-2. С. 43-54.
9. Hulot, G., Olsen, N., Thebault, E., Nemant, K. Crustal concealing of small-scale core-field secular variation. *Geophys. J. Int.* 2009, v. 177, 361–366, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04119.x.
10. Hulot, G., Sabaka, T. & Olsen, N., 2007. The present field. In *Geomagnetism. Treatise Geophys.*, v. 5, pp. 33–75. Ed. G. Schubert, Elsevier, New York.
11. Саркисян О.А. Региональная геотектоника Армении (на армянском языке). Издательство Ереванского университета. Ереван, 1989.

ПАРАМЕТРЫ ТРАЕКТОРИИ ПОЛЕТА И ХАРАКТЕР РАЗРУШЕНИЙ В МЕСТЕ ПАДЕНИЯ УЗОВСКОГО МЕТЕОРИТА

*Островский Артем Михайлович, магистр медицинских наук,
ассистент кафедры общественного здоровья и здравоохранения
Гомельский государственный медицинский университет, г. Гомель
e-mail: Arti301989@mail.ru*

Введение

Падения метеоритов – крайне редкие и непредсказуемые явления, представляющие огромный интерес для науки, так как их изучение дает шанс понять естественный ход эволюции протопланетного диска. По данным В.А. Бронштэна, метеорит, прилетевший из космоса, падает на Землю примерно раз в год [1].

К началу XXI века на территории Беларуси найдено шесть крупных метеоритов массой от 0,246 до 800 кг. Половина из них была обнаружена случайно при проведении земляных и полевых работ или во время туристических походов и экскурсий, тогда как остальные были собраны вскоре после падения болида.

Проведенные ранее исследования [2-4] установили принадлежность Узовского метеорита к классу хондритов. Отличительная особенность Узовского метеорита заключается в уникальном разнообразии слагающих его компонентов и, прежде всего, хондр, на долю которых приходится от 50 до 90% объема метеорита, что не имеет аналогов в соответствующей литературе [1,5]. Выдвинута гипотеза, что Узовский метеорит является хондритом особого класса, однако для этого требуется проведение дополнительных углубленных исследований, что в свою очередь и обусловило актуальность данной работы.

Цель работы – оценка параметров траектории полета и характера разрушений в месте падения Узовского метеорита.

Материал и методы

15 августа 2006 года во втором часу дня на берегу реки Уза около г.п. Уваровичи Буда-Кошелевского района Гомельской области был найден достаточно крупный каменный метеорит, принадлежащий к обширному классу хондритов. Глыба снаружи была покрыта хорошо заметной оплавленной пленкой бурого цвета толщиной 1-2 мм и примерно на 1/3 погружена в землю.

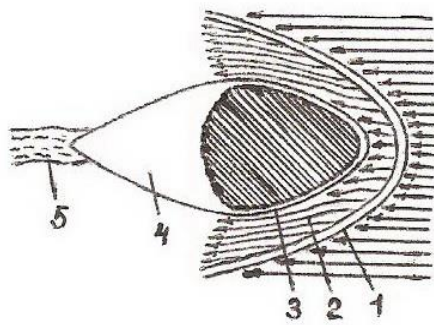
При ударе о земную поверхность метеорит частично разрушился с образованием множества отдельных осколков, которые были собраны с целью последующего их изучения в лабораторных условиях.

С другой стороны, падение Узовского метеорита не могло не вызвать каких-либо изменений, поэтому мы незамедлительно приступили к изучению места его падения, в результате чего удалось получить ряд весьма интересных и полезных для науки фактов.

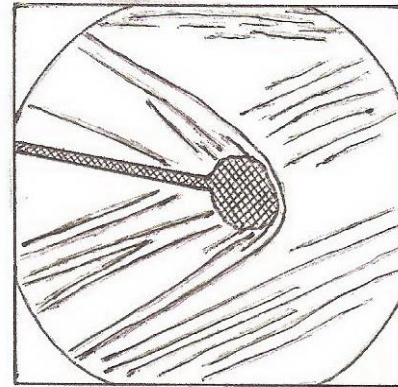
Характер взрыва

Установлено, что в месте падения Узовского метеорита имеется заметный кратер, который неизбежно появляется при ударе о поверхность планеты космического тела.

Это обстоятельство свидетельствует о том, что взрыв и все разрушения на берегу реки Уза скорее всего произошли за счет кинетической энергии движущегося тела. Это так называемый взрыв тела при ударе, или тепловой взрыв, произошедший за счет перехода кинетической энергии движущегося тела в тепловую при очень быстром его торможении (удар о землю). Схематическая модель системы и основных элементов ударной волны изображены на рис. 1.



А



В

Рис. 1. Схематическая модель системы и основных элементов ударной волны

А – Основные элементы ударной волны: 1 – ударный фронт; 2 – сжатый слой; 3 – пограничный слой; 4 – застойная зона; 5 – турбулентный след. В – Система ударных волн от модели Узовского метеорита.

Хотя существует и другая версия, которая основана на предположении о том, что взрыв космического тела и все разрушения произошли за счет внутренней энергии самого тела – химической или ядерной. Но, чтобы подтвердить эту точку зрения, требуется проведение оценки энергии светового излучения взрыва, исследование спектрального состава воздушных волн и анализ геомагнитного возмущения, вызванных взрывом космического тела, оценка концентрации энергии Узовского взрыва и других фактических данных.

Поэтому впоследствии мы пока будем придерживаться первой точки зрения на Узовское явление.

Особенности разрушений в районе происшествия

Ударная волна примяла и частично разрушила травяной массив на площади около 3 м². Эта область по форме напоминает неправильный овал с осью симметрии, ориентированной приблизительно по направлению на север-северо-восток.

Специфика и структура повала травы заключаются в том, что в целом она примята по радиусу от центра, но в этой картине центральной симметрии имеются и осесимметричные отклонения.

Вероятно, от мощной световой вспышки, в которую могла превратиться некоторая часть энергии, воспламенилась трава на границе с кратером и непосредственно под местом взрыва. Но вспыхнувший пожар был непродолжительным и не имел больших масштабов.

С другой стороны, трава могла обуглиться и от давления горячих газов в результате взрыва. Поэтому в данной ситуации имеют место обе точки зрения, которые не опровергают, а значительно дополняют одна другую.

Параметры траектории полета

Для уяснения физических процессов, вызвавших взрыв Узовского космического тела, очень важно знать направление его полета, а также угол наклона траектории к плоскости горизонта и, конечно, скорость.

Было установлено, что осевая симметрия области повала травы вызвана взаимодействием взрывной и баллистической волн. Поскольку баллистическая волна симметрично расположена относительно траектории космического тела, ось симметрии области поваленной травы является проекцией траектории космического тела. Нарушения

цилиндрической симметрии формы и радиальности разрушений имеют общую ось симметрии.

С траекторией полета Узовского метеорита непосредственно связана и небольшая выбоина в северной части воронки.

Поэтому можно с уверенностью сказать, что Узовское космическое тело двигалось по наклонной траектории с юго-юго-запада на север-северо-восток. При этом направление Узовского метеорита не изменялось или изменялось незначительно.

Что же касается угла наклона траектории к горизонту, то, вероятнее всего, он колебался в пределах $40-45^{\circ}$ и, вполне возможно, также менялся в процессе движения космического тела.

И наконец, анализ взаимодействия взрывной и баллистической волн при взрыве, основанный на фактических данных о поваленной траве, показывает, что средняя космическая скорость Узовского метеорита могла колебаться в пределах от 20 до 5 км/с.

Заключение

Происшествие на берегу реки Уза 2006 года – уникальное явление природы, изучение которого представляет большой интерес. Однако это редчайшее явление до сих пор еще недостаточно изучено.

Сегодня можно нарисовать такую возможную картину явления: некое космическое тело, вероятнее всего, одиночное, сойдя со своей орбиты, со скоростью от нескольких единиц до десятков километров в секунду и под углом $40-45^{\circ}$ вошло в атмосферу Земли с юго-юго-запада. Вероятно, на пути к поверхности Земли данный метеороид испытывал некоторое торможение в атмосфере. В течение короткого промежутка времени кинетическая энергия метеорита перешла в тепловую энергию, что привело к его взрыву на земной поверхности. Этот взрыв сопровождался многими уникальными физическими явлениями.

Ввиду того, что в результате практически мгновенного торможения при ударе вся кинетическая энергия метеорита перешла в тепло и произошел взрыв, давление горячих газов, равное по всем направлениям, из-за различного сопротивления среды привело к уплотнению пород под местом взрыва, к сжатию и раздвижению пород в боковых направлениях, сопровождаемому выбросами материи, к сильному дроблению и разрушению вещества верхних слоев и к выбросу его на большие расстояния и, наконец, к образованию выемки, то есть кратера.

Литература

1. Бронштэн, В.А. Метеоры, метеориты, метеороиды / В.А. Бронштэн. М.: Наука, 1987. 173 с.
2. Островский, А.М. Изучение характера падения и физических свойств Узовского метеорита / А.М. Островский, М.Н. Стародубцева // Актуальные проблемы медицины: сборник научных статей Республиканской научно-практической конференции «Актуальные проблемы медицины» 16-й итоговой научной сессии Гомельского государственного медицинского университета. Гомель, 2007. Т. 3, вып. 7. С. 87-90.
3. Островский, А.М. Особенности структуры и химического состава Узовского метеорита / А.М. Островский // Междисциплинарные исследования в науке и образовании: Науки о Земле. Сборник трудов Первой Международной научно-методической конференции (1 сентября 2012 г.): [Электронный ресурс]. 2012. Режим доступа: <http://mino.esrae.ru/> 158-882. - Дата доступа: 19.09.2013.
4. Островский, А.М. Особенности конденсированного состояния металлической фракции межхондрового вещества Узовского метеорита / А.М. Островский // XIV Международная научно-техническая Уральская школа-семинар металловедов-молодых ученых. Сборник научных трудов. Екатеринбург: УрФУ, 2013. С. 232-234.
5. Войткевич, Г.В. Рождение Земли / Г.В. Войткевич Ростов-на-Дону: Феникс, 1996. 480 с.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЛИТВЕ

Пачеса Андриус Ромутевич

Старший сейсмолог Геологической службы Литвы;

докторант Института геологии и географии

Исследовательского центра природы

e-mail: andrius.pacesa@lgt.lt

научный руководитель: проф. Хабил. Др. Саулюс Шлаупа Александрович

Территория Балтийских и сопредельных стран отличается малой сейсмической активностью, которую определяет земная кора, сформировавшаяся в докембрийской зоне, и большие расстояния до сейсмически активных зон. Но, по имеющимся данным, известно более 40 исторических описаний землетрясений начиная с 1616 г. (Авотиня и др., 1988; Боборыкин и др., 1993). Также, ранее бытовавшее мнение, об абсолютной асейсмичности Балтийского региона было опровергнуто в последние десятилетия инструментально зарегистрированными землетрясениями средней силы: Осмусарское (Эстония) событие 1976 г. $M_w=4.6$, два события в Калининградской области (Россия) в 2004 г. $M_w=4.6$ и $M_w=5.0$ (Gregersen et al., 2007) и несколькими событиями в Балтийском море, на территориях Эстонии и Латвии (рис. 1). Имеющиеся данные показывают, что территория Литвы сейсмически еще менее активна, чем Балтийский регион в целом – в Литве достоверно незарегистрировано ни одного местного землетрясения, ни исторического, ни инструментального.

Первые инструментальные сейсмические наблюдения в Литве начаты в 1970 г., когда специалисты Обнинского (Россия) сейсмологического центра в Институте физики установили Вильнюсскую сейсмическую станцию (Piginytė, Šalavėjus, 1994). До 1992 г. все данные этой станции пересылались в Обнинск. С 1992 г. данные стали накапливать в Институте физики, а их обработкой занялись сотрудники этого института. Имея только одну Вильнюсскую сейсмостанцию не было возможно локализовать события, определялось только время его начала. Насколько известно, Вильнюсская станция за все время работы местных событий не зарегистрировала. Станция прекратила свое функционирование в 1998 г.

В 1986 г. в одном из ядерных реакторов Чернобыльской АЭ (Украина) произошла катастрофическая авария чрезвычайного масштаба. После этого последовал пересмотр мер безопасности всех советских атомных реакторов. Так в 1988 г. была создана специальная группа из 22 экспертов для изучения вопросов сейсмичности площадки Игналинской АЭ (ИАЭ; Литва). Комиссия пришла к выводу, что, при проектировании и строительстве ИАЭ, не был проведен анализ сейсмичности площадки, хотя, по советским и международным требованиям, это должно было быть сделано. Комиссия рекомендовала установить сеть сейсмического мониторинга из пяти станций вокруг ИАЭ и непрерывно вести наблюдения местной сейсмичности. В 1992 г. группа экономически развитых стран “Г-7” выделила средства для повышения безопасности советских атомных реакторов. Так в 1999 г. вокруг ИАЭ была установлена Система сейсмического мониторинга (ССМ) состоявшая из четырех сейсмостанций (IDID, IIGN, ISAL, IZAR). Еще две станции на территориях Латвии и Беларуси не были установлены из-за недоговорок между правительствами этих стран и Литовской Республикой (Pačėsa, 2001). Также в 1999 г. в Литовской геологической службе (ЛГС) был начат проект Сейсмологического мониторинга Литвы, первоочередной задачей которого было накапливать, обрабатывать и анализировать данные ССМ ИАЭ. Таким образом, специалисты ИАЭ обслуживали и поддерживали ССМ ИАЭ, а специалисты ЛГС обрабатывали и анализировали данные ССМ. К сожалению, с самого начала функционирования ССМ, которую проектировали и внедряли специалисты Швейцарской компании GeoSIG (<http://www.geosig.com/>), имела ряд недостатков – станции ССМ прекращали работать после грозных дождей, данные были некачественные. Так

продолжалось до известных Калининградских событий в 2004 г. Только после этого было принято решение ССМ усовершенствовать и устранить недостатки. После окончания модернизации ССМ в 2008 г., эта система стала более надежна и качество данных значительно улучшилось. Например, до модернизации ССМ в 2005 г. было зарегистрировано 3 местных и 125 региональных и далеких событий, а после модернизации в 2008 г. было зарегистрировано 17 местных и 731 региональных и далеких событий.

ССМ ИАЭ расположена на самом северо-восточном краю Литовской Республики (рис. 1) и не могла обеспечивать равномерное “покрытие” всей республики. Поэтому в 2009 г. Министерство окружающей среды из фонда регионального развития Европейского Союза выделила средства для постройки двух широкополосных сейсмостанций. В 2011 г. была установлена одна станция в западной Литве (Пабурге, PBUR), а в 2012 г. установлена вторая станция в центральной Литве (Паберже, PABE). В рамках того же проекта в ГСЛ был оборудован сейсмологический центр с необходимым компьютерным и программным обеспечением. Для накопления данных используется программный пакет SeisComP3 (<https://www.seiscomp3.org/>), для обработки используется SEISAN 9.1 (<http://seisan.info/>). Новые станции оборудованы по стандартам сети GEOFON (<http://geofon.gfz-potsdam.de/>) и включены в эту сеть. Поэтому Литовский сейсмологический центр имеет доступ к данным других сейсмостанций этой сети: SLIT (Слитере, Латвия), VSU (Вассулла, Эстония), RUE (Руедерсдорф, Германия) и т.д. (рис. 1).

Используя данные ССМ ИАЭ, а с 2012 г. и данные широкополосных сейсмостанций, в ЛГС идентифицировано 128 местных сейсмических событий. Только пять из них оказались тектоническими, остальные – взрывы. Подавляющее большинство взрывов зарегистрировано в Эстонских карьерах, много взрывов проводятся и Литовских и Латвийских карьерах, но их сигналы фиксируется реже. Взрывы в Балтийском море производится во время международных военных операций по уничтожению старых боеприпасов оставшихся с Первой и Второй Мировых войн. Такие операции проводятся примерно два раза в год в одной из Балтийских стран. Пять зарегистрированных землетрясений – это три Калининградских события 2004 г. и два события в Балтийском море 2002 и 2013 гг.

Довольно много полезной информации о сейсмической активности Восточно-Балтийского региона можно найти в бюллетенях Сейсмологического института Хельсинского Университета (Финляндия; <http://www.seismo.helsinki.fi/english/observation/index.html>) и сейсмологического центра NOR SAR (Норвегия; <http://www.norsardata.no/NDC/bulletins/>). В каждом государстве Финосандского региона действует по несколько десятков сейсмостанций. Также каталоги этих сейсмологических центров покрывает более продолжительные промежутки времени – более значительное количество сейсмостанций в Финосандии появилось в 80-тых гг. XX столетия. В ЛГС данные этих бюллетеней постоянно анализируются и сопоставляются с данными сейсмостанций Восточно-Балтийского региона.

На сей день имеющиеся данные подтверждает мнение, что Восточно-Балтийский регион отличается очень малой сейсмической активностью, но долгие промежутки затишья могут прерываться землетрясениями средней силы ($M=4.5-5.5$).

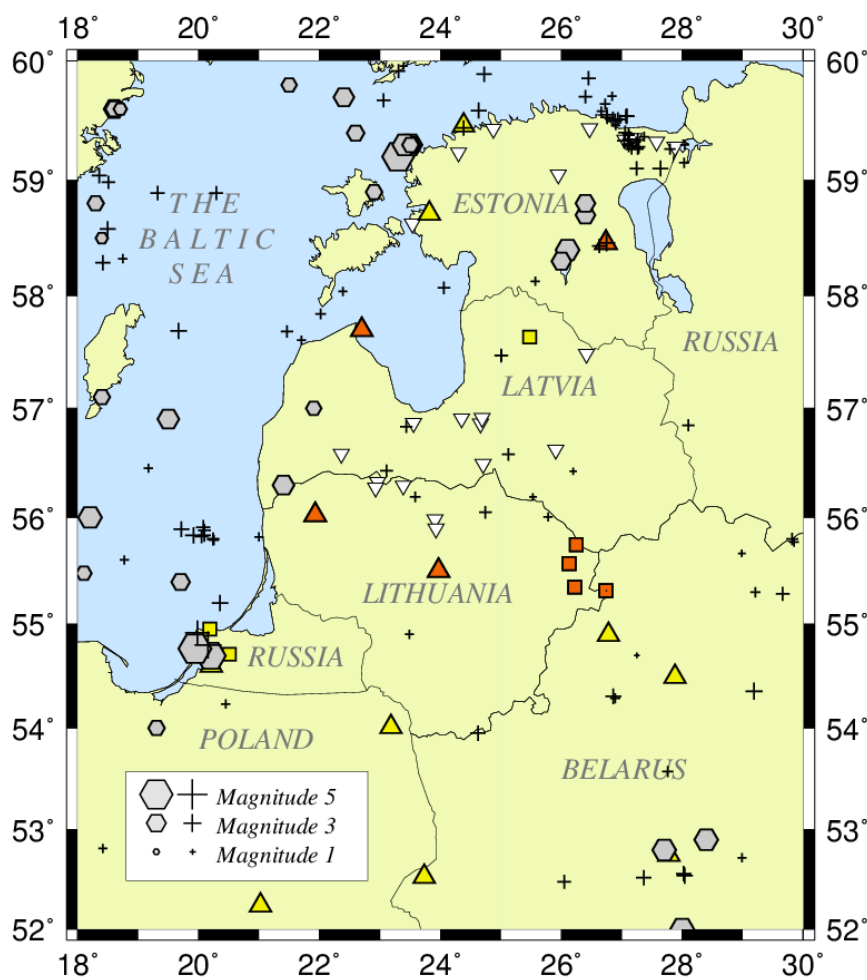


Рис. 1. Сейсмические станции и инструментально зарегистрированные сейсмические события в Восточно-Балтийском регионе (исторические события здесь не показаны)
 Желтые (белые) треугольники отображают широкополосные сейсмостанции; красные (серые) треугольники – широкополосные сейсмостанции, данные которых использует ЛГС; желтые (белые) квадраты – короткопериодные сейсмостанций; красные (серые) квадраты – короткопериодные сейсмостанций, данные которых использует ЛГС; перевернутые треугольники – карьеры, в которых проводятся взрывные работы (данных о Белорусских карьерах не имеется); серые шестигранники – инструментально зарегистрированные землетрясения с 1964 по 2014 г.; кресты – взрывы зарегистрированные в ЛГС с 1999 по 2014 г.

Литература

1. Авотиня И.Я., Боборыкин А.М., Емельянов А. П., Сильдвээ Х. Х. 1988. Каталог исторических землетрясений Белоруссии и Прибалтики. Сейсмологический бюллетень сейсмических станций “Минск” и “Нароч” за 1984 г. 126-137.
2. Боборыкин А.М., Гарецкий Р.Г., Емельянов А. П., Сильдвээ Х. Х., Цувейздис П. И. 1993. Землетрясения Беларуси и Прибалтики. Современное состояние сейсмических наблюдений и их обобщений. Минск. 29-39.
3. Pginytė ir Šalavėjus. 1994. Seismometriniai matavimai Lietuvoje. Gelmių geologinio tyrimo, naudojimo ir apsaugos problemos Lietuvoje. Straipsnių rinkinys. Geologijos institutas 40-41.
4. Gregersen, S., P. Wiejacz, W. Debski, B. Domanski, B. Assinovskaya, B. Guterch, P. Mˆantyniemi, V.G. Nikulin, A. Pacesa, V. Puura, A.G. Aronov, T.I. Aronova, G. Grunthal, E.S. Husebye and S. Sliupa, 2007. The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004. Physics of the Earth and Planetary Interiors No. 164, 63-74.
5. Pačėsa A. 2001. Seismologinis monitoringas Lietuvoje. Geologijos akiračiai nr. 4 (44), 31-36 p.

АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ БАЗ СОПРЯЖЕННЫХ ТОЧЕК В ЗАДАЧЕ МИГРАЦИИ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Полянский Павел Олегович, инженер-исследователь
АСФ ГС СО РАН

e-mail: PPavel6.10@gmail.com

научный руководитель: д.т.н. Еманов Александр Федорович

Введение. В связи с большим объемом сейсмических данных метода преломленных волн, полученных для многих регионов России, актуальной проблемой является создание автоматизированных методов их обработки.

Одним из немногих методов автоматизированной обработки данных КМПВ является подход, основы которого изложены в работах [Еманов А.Ф. и др., 2008], [Крылов С.В., Сергеев В. Н., 1985]. Данная методика позволяет выделять из первичного волнового поля волновые поля головных волн и пересчитывать их в динамические временные разрезы. В рамках данного метода, временным разрезом по головной волне на заданной базе обобщенной плоскости является набор трасс, на котором присутствуют только головные волны. В дальнейшем, временные разрезы могут быть преобразованы в глубинные с помощью процедуры миграции. Одним из вариантов развития алгоритмов миграции преломленных волн является линия сопряженных точек на обобщенной плоскости наблюдений.

Целью исследований, описанных в докладе, является соединение алгоритмов динамического пересчета головных волн с алгоритмами миграции. Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Разработка и реализация автоматизированного алгоритма вычисления баз сопряженных точек.
2. Опробование работы алгоритма на тестовой модели среды.

Предпосылки миграции преломленных волн. Вопрос о возможности миграционных преобразований сейсмограмм рассмотрен в работе [Гольдин, 1991]. В рамках данной работы доказано, что миграция преломленных волн возможна в частных случаях – сейсмограммы начальных точек головной волны (рис.2.1 а), а также сейсмограммы сопряженных точек головной волны (рис. 2.1 б). Рис. 2.1 б) иллюстрирует понятие “сопряженных точек” головной волны.

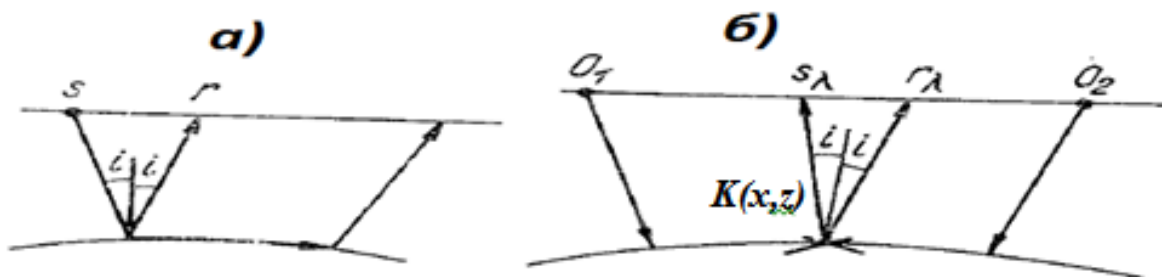


Рис. 2.1. а) – лучевая схема начальной точки головной волны б) – лучевая схема сопряженных головной волны, S_λ и r_λ – сопряженные точки головной волны. [Гольдин, 1991]

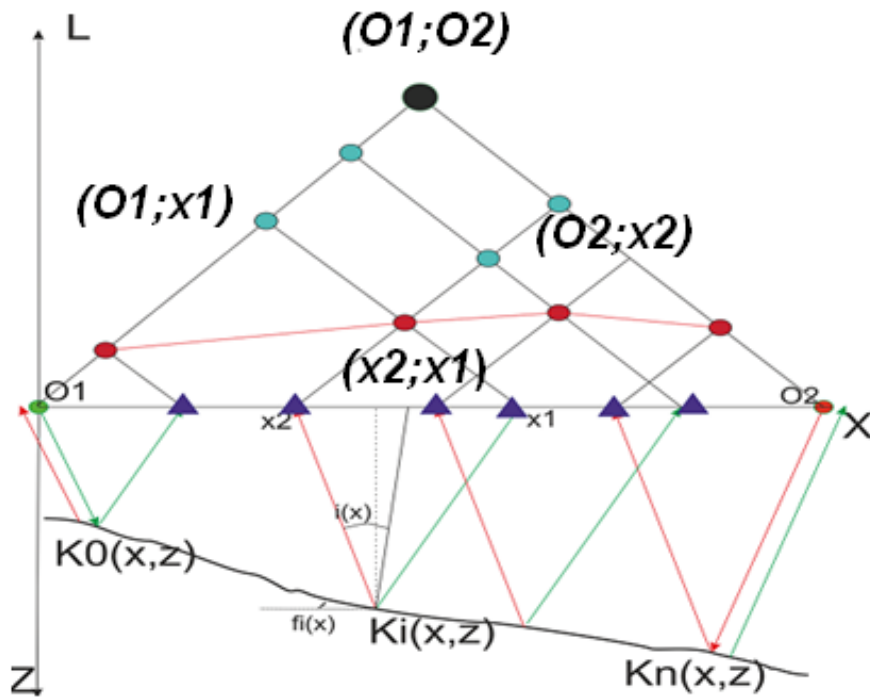


Рис. 3.2. Лучевая схема и линия сопряженных точек на обобщенной плоскости

Применив динамическое спектральное соотношение [Крылов, Сергеев, 1985], получим трассу $(x2,x1)$, которой нет в первичном волновом поле:

$$S_{x2,x1}(\omega) = \frac{S_{O1,x1}(\omega) \cdot S_{O2,x2}(\omega)}{S_{O1,O2}(\omega)}, \text{ здесь } - S_{i,j}(\omega) - \text{ спектры соответствующих сигналов} \quad (2.1)$$

Таким образом, с помощью динамического пересчета возможно получение временных разрезов головных волн на базе сопряженных точек, для таких разрезов выполнимы миграционные преобразования. Поэтому алгоритм определения баз сопряженных точек является ключевым звеном, соединяющим алгоритмы миграции и динамического пересчета.

Алгоритм определения баз сопряженных точек

Предложенный алгоритм реализован в рамках магистерской диссертации [Полянский П.О, 2013]. Ключевыми для его создания стали результаты, полученные в работе [Сакулина, 1985].

При наличии на встречных годографах головных волн особенностей, связанных с рельефом преломляющей границы, графики кажущихся скоростей головных волн повторяют друг друга при сопоставлении ординат в сопряженных точках. Для вычисления баз сопряженных точек используется абсолютное значение функции взаимной корреляции кажущихся скоростей по прямому и встречному годографам:

$$R(L) = \left| \frac{\int_{x_s}^{x_f} vk_2(x_2) \cdot vk_1(x_2 + L) \cdot dx_2}{\left(\int_{x_s}^{x_f} vk_2^2(x_2) \cdot dx_2 \int_{x_s}^{x_f} vk_1^2(x_2) \cdot dx_2 \right)^{1/2}} \right| \quad (3.1)$$

Главный максимум данной функции будет соответствовать значению базы сопряженных точек на профиле.

Для проверки работы алгоритма была взята модель с криволинейной границей (рис.3.1). Для данной модели были рассчитаны прямой и встречный годографы преломленных волн, а также аналитически получено распределение баз сопряженных точек (рис. 3.3).

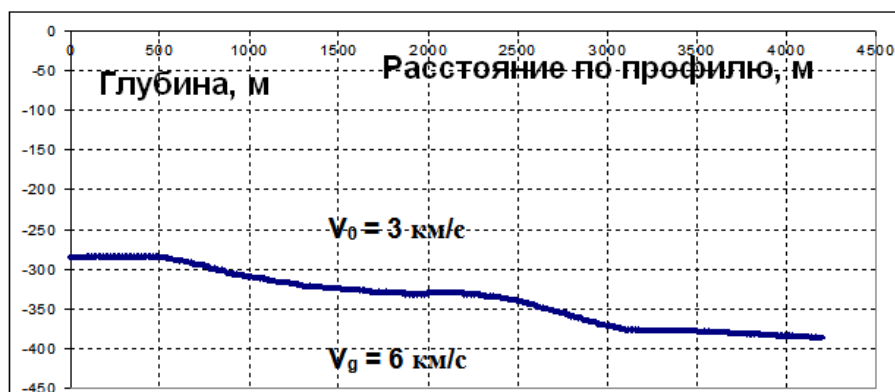


Рис. 3.1. Синтетическая модель среды. Синей линией показана преломляющая граница. По оси абсцисс – расстояние по профилю (м), по оси ординат – глубина (м).

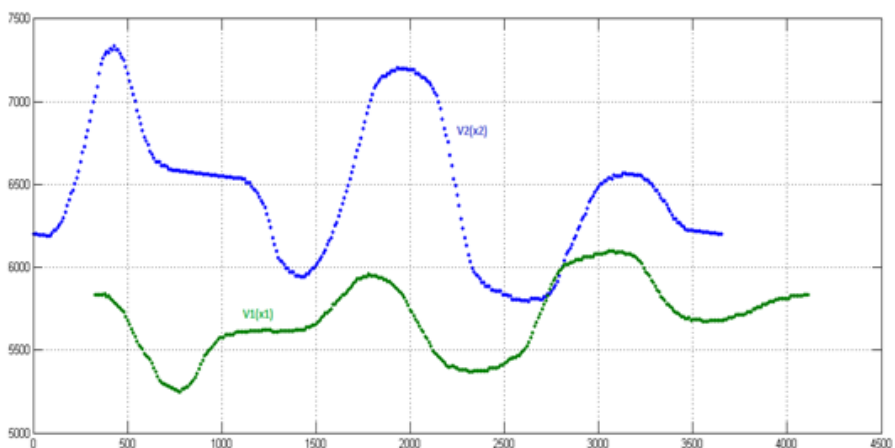


Рис. 3.2. Графики зависимостей кажущихся скоростей преломленной волны от расстояния по профилю. Зеленым показана кривая кажущейся скорости по прямому годографу, синим – по встречному годографу.

Применив реализованный алгоритм, получим распределение баз сопряженных точек по профилю (рис. 3.3):

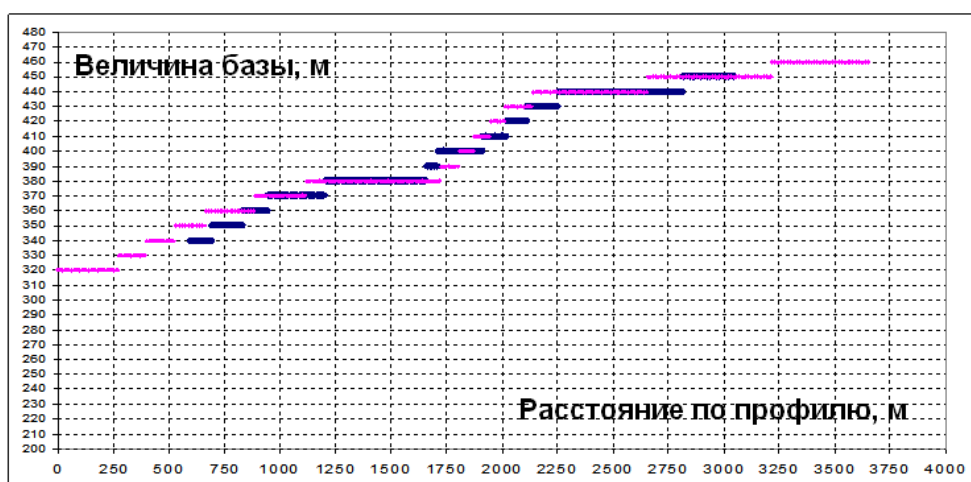


Рис. 3.3. Зависимость величин баз сопряженных точек от расстояния по профилю. Розовые линии – значения баз сопряженных точек (результат решения прямой задачи), синие линии – значения баз сопряженных точек (полученные с помощью алгоритма).

Из рис.3.3 видно, что алгоритм позволяет определять базы сопряженных точек с неплохой точностью.

Заключение

1. Разработан и реализован автоматизированный алгоритм определения баз сопряженных точек, основанный на том, что графики кажущихся скоростей головных волн при сопоставлении их ординат в сопряженных точках повторяют друг друга по форме и обнаруживают значимую корреляцию.
2. Алгоритм опробован на синтетической модели среды – получено распределения баз сопряженных точек для криволинейной преломляющей границы. Погрешность определения баз не превышает 20 м для данной модели.

Литература

1. Гольдин С.В. К теории преобразования сейсмограмм в глубинные и временные разрезы // Методы расчета и интерпретации сейсмических волновых полей. Н. 1991. С. 5-44.
2. Еманов А. Ф, Селезнев В.С, Коршик Н.А. Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейморазведки // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 10. С. 1031-1045.
3. Крылов С. В, Сергеев В. Н. Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки // Геология и геофизика, 1985. № 4. С. 92-102.
4. Полянский П. О. Определение баз сопряженных точек в задаче миграции преломленных волн. Дис. На соиск. уч. степени магистра геологии, 2013.
5. Сакулина Т.С. Изучение и использование скоростей в сейсмических методах преломленных волн. Автореф. диссертации на соискание ученой ст. к. ф. - м. н., М, 1985.

К ВОПРОСУ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА В СОЧЕТАНИИ СО СКВАЖИННЫМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ И ЕЕ АНАЛОГОВ

*Пономарева Екатерина Алексеевна, соискатель
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
профессионального образования «Пермский государственный национальный
исследовательский университет»
e-mail: ponekaterina@rambler.ru
научный руководитель: д.г.-м.н. А.И. Губина*

Предприятия ОАО «Хантымансийскгеофизика» и ОАО «Томскнефтегазгеология» выполняли региональные исследования в районе Пылькарминского блока с 1983 по 1990 годы, а площадные исследования с 1991 по 2004 годы. На изучаемой площади было пробурено 17 скважин. Район изучения интересен, тем, что скважины расположены в переходной зоне двух структурно-фациальных районов - Сильгинского и Ажарминского Омско-Чулымкой фациальной области. По литологическому составу в разрезе изучаемых скважин, выделяются отложения васюганской и наунакской свит. В Ажарминском районе выделяются отложения наунакской свиты, а в Сильгинском районе – васюганской свиты. Наунакская свита представлена: «...неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, маломощных пластов углей... группа пластов Ю1... мощностью от 20-70 метров...» [4], а васюганская свита представлена: «... верхняя подсвита – песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов, на юго-востоке - углей... пласты Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³... мощностью от 8-70 метров... нижняя подсвита – глины и аргиллиты темно-серые, преимущественно тонкоотмученные, с редкими прослоями алевролитов и песчаников... пласт Ю₁⁴... мощностью 10-50 метров...» [4]. В результате проведенных сейсморазведочных работ в 2002-2003 годах описана характеристика васюганская свита на Ларьякской площади: «...васюганская свита по литологической характеристике и данным ГИС подразделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. Нижневасюганская подсвита представлена трансгрессивным мелководно-морским комплексом среднего-верхнего келловея и сложена аргиллитами. Верхневасюганская подсвита подразделяется на подугольную и надугольную толщи, разделенные угольным пластом или углисто-глинистой пачкой континентального генезиса (междуугольной пачкой). Подугольная толща (песчаный пласт Ю₁³) представлена регрессивным прибрежно-морским комплексом нижнего оксфорда. Междуугольная пачка соответствует регрессивно-трансгрессивному переходному комплексу среднего оксфорда. Наличие в разрезе угольных пластов предполагает ее континентальный генезис. Надугольная толща включает песчаные пласты Ю₁², Ю₁¹, соответствующие трансгрессивному прибрежно-морскому комплексу верхнего оксфорда-кимериджа...» [2].

Для эффективного прогнозирования распространения коллекторов необходимо обладать обширной информацией по строению залежи. Первичной информации – керна, зачастую недостаточно, не всегда исследуемые интервалы в скважинах пройдены с извлечением керна, поэтому важно максимально эффективно использовать все имеющиеся данные и вовлекать в процесс изучения известные методы, в том числе и методы геофизических исследований скважин (ГИС). В исследуемых скважинах, был выполнен полный комплекс ГИС по всему стволу скважин. Использование методов ГИС позволило: расчленить, как однородный, так и не однородный пласт по его литологическому составу; выделить угольные пласты; определить коллектор в разрезе; определить мощность и строение коллектора; определить коллекторские свойства (пористость, проницаемость, глинистость); определить нефтегазонасыщенность коллектора; выполнить корреляцию разреза скважин.

За основу выполнения корреляционных построений взяты геолого-геофизические данные – стандартный и радиоактивный комплекс каротажа. В результате проведенной

корреляции в васюганском нефтегазоносном комплексе выделены пласты Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³, Ю₁⁴. При сопоставлении результатов корреляции с данными корреляции местных стратиграфических подразделений [4], в основу положены следующие признаки: во-первых, местоположение пластов в разрезе свиты, подтверждаемое прослеживанием репера выдержанного по простиранию; во-вторых, сходное литологическое строение и состав пластов Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³, Ю₁⁴ васюганской свиты. В выделенных пластах Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³, Ю₁⁴ определена общая и эффективная мощность, на основе полученных результатов выполнено построение карты общих и эффективных толщин васюганского нефтегазоносного комплекса. На основе полученных результатов, по эффективной и общей мощности васюганского нефтегазоносного комплекса был рассчитан коэффициент относительной песчаности, диапазон изменения значений коэффициента варьируется от 0.2 до 0.6 долей единицы. Песчаность разреза увеличивается к северу. В центральной и южной части - от 0.35 до 0.55 долей единицы. Полученные значения коэффициента песчаности указывают на наличие высокой доли проницаемых пропластков в васюганском нефтегазоносном комплексе. Перспективные зоны по наличию пород-коллекторов, сосредоточены в южной и центральной части района. На севере изучаемой территории выделены зоны с повышенными значениями эффективной мощности (рис. 1) [3].

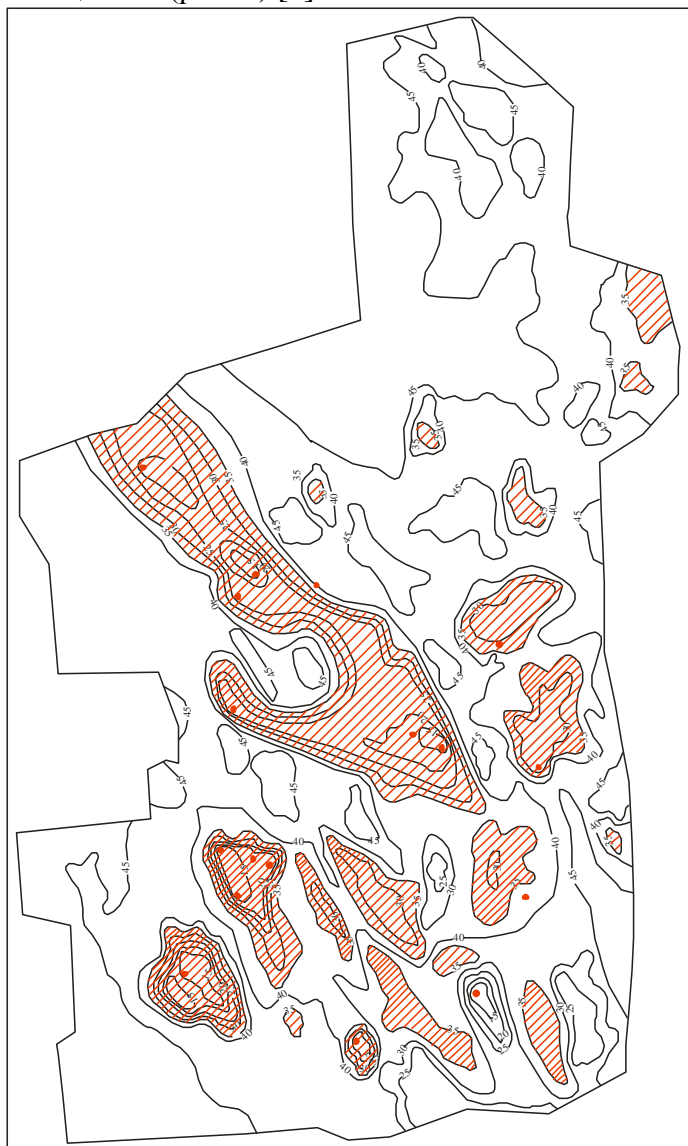


Рис. 1. Схема эффективных толщин васюганского нефтегазоносного комплекса (Е.А. Пономарева, 2014)

Для выделения коллектора при комплексной интерпретации данных каротажа, положены следующие принципы. Во-первых, сопоставлены материалы лабораторных исследований керна горных пород с кривыми каротажа для определения коэффициента пористости, проницаемости, глинистости. Во-вторых, определены участки в разрезе, где по данным методов бокового каротажного зондирования или бокового индукционного каротажа, замечено проникновение глинистого раствора в породу-коллектор, по показаниям удельного электрического сопротивления. В-третьих, песчаный и алевритовый коллектор выделен по совокупности диаграмм метода потенциалов собственной поляризации (ПС), гамма-каротажа (ГК), кавернометрии (КМ). В песчаном коллекторе максимальные значения отклонений кривой ПС от линии глин, минимальная гамма-активность по кривой ГК и сужение диаметра скважины по кривой кавернограммы. В-четвертых, определены пласты с переслаиванием. При тонком переслаивании песчано-алевритовых и глинистых слоев, альтитуда отклонения кривой ПС намного меньше по линии глин, чем песчаниках. В-пятых, определены зоны с углистыми прослоями методами: кажущихся сопротивлений (КС), плотностного гамма-гамма-каротажа (ПГГК), гамма-каротажа (ГК), кавернометрии (КМ).

Обобщив полученные результаты, можно реконструировать палеогеографическую обстановку в пределах бассейна седиментации. В работе В.А. Гроссгейма отмечено, что: «...контуры изолиний суммарных мощностей песчано-алевритовых пород в процентом отношении этих пород в общей мощности в общих чертах будут повторять границы классов коллекторов...» [1]. Применяв классификацию песчано-алевритовых коллекторских пород по пористости и проницаемости А.А. Ханина, 1973 года, коллектор определен как средний (III, IV) и низкий (V) класс коллектора. На схеме эффективных толщин васюганского нефтегазоносного комплекса участки, характеризующиеся средним коллектором (по классификации А.А. Ханина), выделены штриховыми линиями (см. рис. 1).

Вывод: выполнена корреляция отложений васюганского нефтегазоносного комплекса, проинтерпретированы данные геофизических исследований скважин, определена изменчивость эффективных и общих толщин, коэффициент песчаности. Разрез расчленен на проницаемые (пласты-коллекторы) и не проницаемые глинистые пропластки. На основе полученных результатов выполнено построение карт эффективных и общих толщин, определен коэффициент относительной песчаности. Полученные результаты легли в основу построения палеогеографической схемы васюганского нефтегазоносного комплекса, опубликованной в работе [3]. Полученные результаты можно учитывать при проведении дальнейших геологоразведочных работ, нацеленных на прогнозирование распространения пород-коллекторов в переходной зоне двух структурно-фациальных районов – Сильгинского и Ажарминского Омско-Чулымской фациальной области.

Литература

1. Гроссгейм, В.А. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / В.А. Гроссгейм, О.В. Бескровная, И.Л. Геращенко и др. Л.: Недра. 1984. 271 с.
2. Отчет Ларьякской 7/02-03 сейсморазведочной партии о работах масштаба 1:50 000, проведенных в 2002-2003 гг. на Ларьякской площади / Добрынина Н.И. - Ханты-Мансийск: ОАО Хантымансийскгеофизика: Ханты-Мансийский филиал геофизическая экспедиция обработки информации, 2003. 238 с.
3. Пономарева, Е.А. Палеогеографические аспекты формирования васюганского нефтегазоносного комплекса / Е.А. Пономарева, И.П. Попов // Естественные и технические науки, 2013. № 3 (65). С. 137-140.
4. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ГРУНТОВЫХ МАССИВОВ ОСНОВАНИЯ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СООРУЖЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ПЛОТИНЫ SONG TRANH-2, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ВЬЕТНАМ

Пудова Ирина Владимировна, аспирант,

e-mail: irinka-pudova@yandex.ru

Басакина Ирина Михайловна

Институт экологических проблем Севера УрО РАН

В рамках соглашения о научно-техническом сотрудничестве между ИЭПС УрО РАН и Институтом геофизики Вьетнамской академии наук и технологий (ИГ ВАНТ) в 2012-2013 гг. были проведены научные исследования по теме «Исследование наведенной сейсмичности, вызванной строительством плотин гидроэлектростанций, и прогнозирование сейсмоэкологической безопасности районов их размещения». Одной из задач данных исследований стало инструментальное сейсмометрическое обследование тела плотины, грунтов оснований и береговых примыканий плотины.

В процессе эксплуатации плотин, построенных в горных условиях и находящихся под давлением в сезон штормов, могут возникать аварийные ситуации. Состояние гидротехнических сооружений и грунтовых массивов оснований определяется степенью развития разнообразных инженерно-геологических процессов, которые возникают в теле плотины и геологической среде, а так же в результате нарушения равновесия вследствие инженерно-хозяйственной деятельности человека. Отметим, что в районе размещения плотины Song Tranh-2 зафиксирована геодинамическая активность, выраженная множеством землетрясений различного масштаба [1].

Объектом исследований стала бетонная плотина Song Tranh-2 высотой около 80 м и шириной 640 метров, треугольного сечения с внутренними галереями. Она построена в 2011 г., расположена в центральном Вьетнаме в провинции Quang Nam (Куанг Нам) (рис. 1а). Визуальное обследование плотины Song Tranh-2 говорит об ухудшении ее состояния, выявлены многочисленные трещины в левом блоке, утечки воды с внутренней стороны [1].

а)



б)

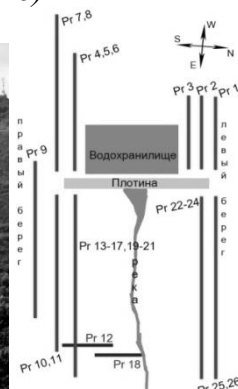


Рис. 1. Плотина Song Tranh-2, Центральный Вьетнам

а – вид на плотину с восточной стороны; б – схема расположения сейсморазведочных профилей

При изучении грунтов оснований района размещения плотины были поставлены следующие задачи: выявить особенности примыкания тела плотины к бортам долины реки, выделить разрывные нарушения вблизи дневной поверхности, выявить изменения в грунтовых массивах под воздействием техногенных нагрузок и геологических процессов.

За два года работ лабораторией сейсмологии ИЭПС УрО РАН были проведены обследования состояния тела плотины сейсмометрическими методами, разработанными совместно с сотрудниками ИФЗ РАН, для выявления ее прочностных характеристик, проведено низкочастотное микросейсмическое зондирование (НМЗ) для картирования

глубинных разломов в основании плотины и на прилегающих берегах [1]. В 2013 г. в комплекс методов был включен метод инженерной сейсморазведки для более детального изучения горных массивов [2].

Основная информация о грунтах основания получена из результатов инженерно-геологических изысканий до строительства плотины, предоставленных вьетнамскими коллегами ИГ ВАНТ (рис. 2). Русло реки находится в грабенообразной структуре, по бортам которой расположено многочисленное количество разломов направленных к центру грабена. Верхнюю часть разреза составляют четвертичные отложения (edQ), состоящие из глины, песка, щебня, ниже залегают выветрившиеся породы (IA1, IA2) и трещиноватые породы фундамента (IIA). Породы фундамента (IIB, PR₂₋₃) представлены: гнейсами, амфиболитами, сланцами, габбро, диоритами, мигматитами, гранитами и др.

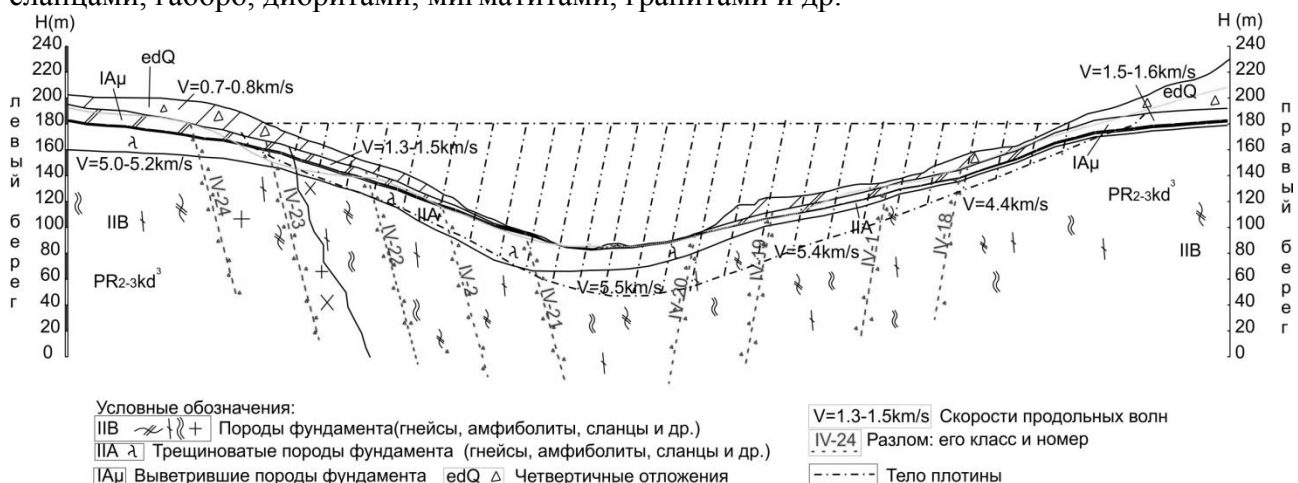


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез вдоль плотины Song Tranh – 2

Для сейсморазведочных работ применялась цифровая 24-х канальная сейсмическая станция “Geode” (изготовитель Geometrics, USA). Прием сейсмических P и S волн осуществлялся вертикальными и горизонтальными сейсмоприемниками. Возбуждение волн проводилось ударами с помощью кувалды весом 8 кг по плоской металлической плите и плашке, установленной под углом около 45° вкrest направления профиля (рис. 1б). Выбор системы наблюдений был задан исходя из возможности дальнейшей обработки и более детального выделения неоднородностей. Расстояние между приемными каналами через 1, 2, 3, 5 м и, соответственно, длина профилей наблюдений составляла – 24, 48, 72, 120 м. Обработка материалов проводилась с помощью специализированных программ «RadExPro+» (МГУ им. М.В. Ломоносова), ZondST2d (Санкт-Петербург) и при поддержке ООО «Геосигнал».

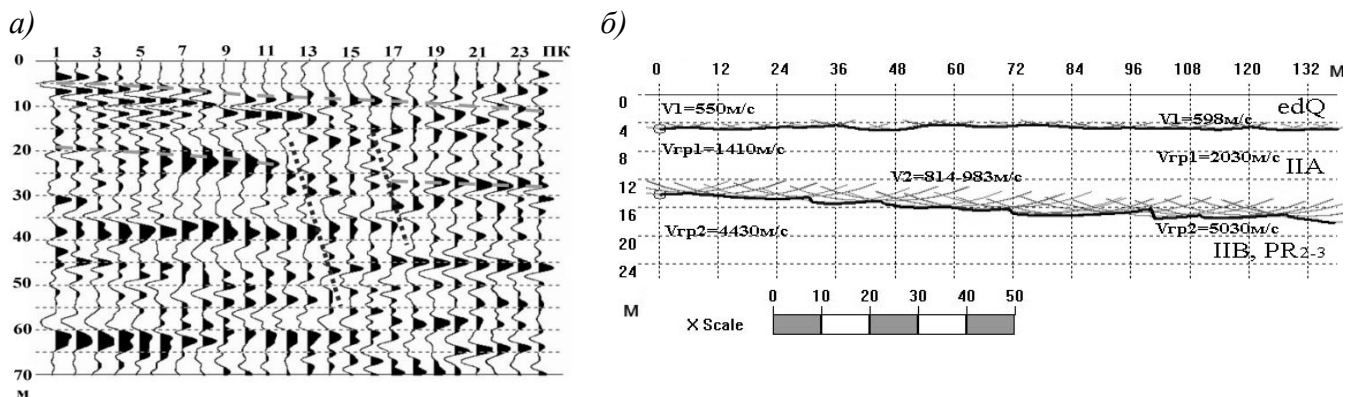


Рис. 3. Результаты сейсморазведочных исследований

а – глубинный сейсмический разрез по продольным волнам по профилю 10 на правом борту; б – сейсмический разрез по линии профилей 25, 26 левый борт.

В процессе обработки сейсморазведочного материала получены следующие результаты. По профилям 4, 10 (правый борт плотины) построены временные и глубинные разрезы. Глубинность сейсмического разреза составила до 70 м [3]. На глубинном сейсмическом разрезе профиля 10 представлена зона возможного разрыва в породах фундамента (рис. 3 а).

На сейсмических разрезах (рис. 3б) выделены преломляющие границы: две верхних границы хорошо согласуются с границами по скважинам на геолого-геофизических разрезах. Средняя скорость продольных волн в четвертичных отложениях около 500 м/с, граничная скорость по слою выветрившихся и трещиноватых пород амфиболитов, гнейсов и др. 1410 до 2030 м/с. Средняя скорость до отложений фундамента 1000 м/с, граничные по кровле пород фундамента от 4430 до 5030 м/с.

Скоростная характеристика пород для линии профилей 17-21 представлена на рисунке 4. Четвертичные отложения определяются скоростями от 300 до 600 м/с, зона промежуточного слоя выделена скоростями от 1000 до 2000 м/с, скорости в фундаменте от 3000 м/с и выше.

В выветрившихся породах (ПА) наблюдаются трещины под углами падения в основном 10-15°, 75-90°, возможно, они имеют продолжение в породах фундамента (рис. 4).

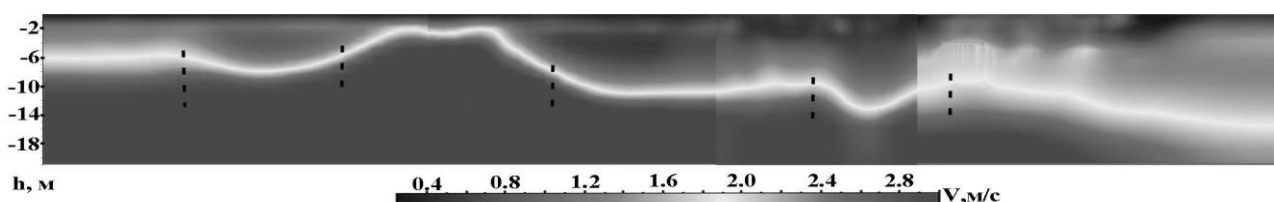


Рис. 4. Скоростной разрез по линии профилей 17, 19, 20, 21 на правом борту

На тектонической карте оба борта долины реки пронизаны многочисленными разломами северо-восточного направления (по направлению течения реки Song Tranh-2) и северо-западного направления. Считаем, что плотина построена в активном тектоническом узле, который, возможно, активизировался за последние годы. Есть предположение, что активизация разломов связана с наведенной сейсмичностью от ГЭС, из-за наполнения водохранилища Song Tranh-2 возникают напряжения в горных массивах. На втором ярусе со стороны водохранилища, на сейсмограммах профиля 2 ярко выражена потеря энергии, затухание амплитуд сигнала. Напротив этого участка исследований по результатам просвечивания вибрациями на частотах 3,125 Гц и 4,6 Гц в теле плотины выделена аномалия, предположительно, связанная с пониженной прочностью конструкции, визуально наблюдаются протечки [1].

Таким образом, результаты работ подтверждают изменения в грунтовых массивах, примыкающих к плотине. Рассматриваемый район характеризуется сложностью геологической ситуации, что дает право говорить о неустойчивости основания гидротехнического сооружения, необходимости создания системы мониторинга и принятия управляющих решений.

Работа выполнена при частичной поддержке инициативного проекта УрО РАН № 12-У-5-1006.

Литература

1. Нго Тхи Лы, Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Данилов К.Б., Данилов А.В. Комплекс сейсмометрических методик для обследования гидротехнических сооружений // Жилищное строительство журнала "СТРОЙМАТЕРИАЛЫ". Москва, 2013. С. 36-39.
2. Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах // Под ред. чл.-корр. РАН Ф.Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 244.
3. Федотов С.А., Федорова М.П. Высокорастворимые технологии многоволновой сейсморазведки и электроразведки для инженерно-геофизических исследований // «ВНИИгеофизика», «Метрогипротранс», г. Москва. С. 3.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДА S-АППРОКСИМАЦИЙ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ СЛОЖНО СТРУКТУРИРОВАННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Раевский Дмитрий Николаевич, аспирант

Институт Физики Земли РАН, г. Москва

e-mail: nofirma2010@mail.ru

научный руководитель: д.ф.-м.н., в.н.с. Института Физики Земли РАН

Степанова Инна Эдуардовна

В настоящее время высокочувствительные приборы позволяют определять очень слабые аномалии магнитных и гравитационных полей, что играет важную роль при поиске месторождений нефти и газа. Как известно, аномальное поле, создаваемое нефтегазовыми залежами, зависит как от физических свойств самой залежи, так и от особенностей строения пород коллектора. Так, при малых размерах геологического объекта, создаваемое аномальное гравитационное поле может быть порядка 10^{-2} мГал. Учитывая возникающие аппаратно-методические помехи и неучтенные более крупные геологические образования, наблюденное аномальное гравитационное поле может быть сильно искажено, и без должной обработки не дать необходимой адекватной информации.

Метод S-аппроксимаций (в рамках метода линейных интегральных представлений, предложенных В.Н. Страховым) является одним из наиболее производительных и точных методов интерпретации данных гравимагниторазведки, основанный на фундаментальной теории гармонических функций.

Если известны некоторые компоненты аномального поля (например, первая производная потенциала по z , вычисленная на заданном рельефе), то потенциал поля можно представить в виде суммы простого и двойного слоев, распределенных на некотором носителе, расположенном ниже рельефа. Ниже рассматривается случай, когда носитель представляет собой горизонтальную плоскость, хотя он может представлять собой и более сложные объекты (кривые, трехмерные тела). Система координат выбиралась таким образом, чтобы плоскость простого и двойного слоев задавалась уравнением $x_3 = 0$ и в этом случае потенциал представляется следующим образом:

$$V(M) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_1(\xi_1, \xi_2) d\xi_1 d\xi_2}{\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}} + \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_2(\xi_1, \xi_2) x_3 d\xi_1 d\xi_2}{\left(\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}\right)^3},$$

где $M = (x_1, x_2, x_3)$, а функции $\rho_1(\xi_1, \xi_2)$ и $\rho_2(\xi_1, \xi_2)$ – это плотности простого и двойного слоев соответственно, предполагаемые неизвестными. Тогда производная потенциала V по x_3 , взятая с обратным знаком, будет иметь вид:

$$\begin{aligned} -\frac{\partial V}{\partial x_3}(M) &= \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_1(\xi_1, \xi_2) x_3 d\xi_1 d\xi_2}{\left(\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}\right)^3} + \\ &+ \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_2(\xi_1, \xi_2) (2x_3^2 - ((x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2)) d\xi_1 d\xi_2}{\left(\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}\right)^5}. \end{aligned} \quad (1)$$

При гравиметрической съемке компоненты поля вычисляются в конечном множестве точек $M_i = (x_{1,i}, x_{2,i}, x_{3,i})$, $i = 1, 2, \dots, N$. Перепишем формулу (1) следующим образом

$$-\frac{\partial V}{\partial x_3}(M_i) \equiv f_i = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\rho_1(\xi_1, \xi_2) Q_1^i(\xi_1, \xi_2) + \rho_2(\xi_1, \xi_2) Q_2^i(\xi_1, \xi_2) \right) d\xi_1 d\xi_2, \quad (2)$$

где $Q_1^i(\xi_1, \xi_2)$ – подынтегральная функция в (1) в первом слагаемом в точке M_i , а $Q_2^i(\xi_1, \xi_2)$ – подынтегральная функция во втором слагаемом в точке M_i . Как уже было отмечено, на

практике компоненты поля заданы с некоторой погрешностью, поэтому входной информацией являются величины $f_{i,\delta}$. Решая вариационную задачу на минимум, получим, что исходные функции должны иметь вид:

$$\tilde{\rho}_1(\xi_1, \xi_2, \lambda) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_1^i(\xi_1, \xi_2), \quad \tilde{\rho}_2(\xi_1, \xi_2, \lambda) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_2^i(\xi_1, \xi_2), \quad (3)$$

где $\lambda = (\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N)$ - N -мерный вектор, являющийся решением СЛАУ $A\lambda = f_\delta$, элементы матрицы которой имеют вид

$$a_{ij} = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (Q_1^i(\xi_1, \xi_2) Q_1^j(\xi_1, \xi_2) + Q_2^i(\xi_1, \xi_2) Q_2^j(\xi_1, \xi_2)) d\xi_1 d\xi_2, \\ 1 \leq i \leq N, 1 \leq j \leq N.$$

В рамках данного метода представляется возможным эффективно строить линейные трансформации полей (разделение полей, нахождение высших производных поля, аналитические продолжения поля и т.д.), построение которых играет важную роль при интерпретации гравиметрических данных, в частности при поиске и уточнении форм геологического образования, создаваемого аномальное поле.

Данный метод был апробирован на нескольких тестовых моделях для более детального рассмотрения вычислительной сложности алгоритма и выявления слабых и сильных сторон метода. Подробнее остановимся лишь на одном: были смоделировано два нефтяных месторождения, размеры внешнего контура нефтеносности которых составляют $1,7 \times 11,2$ и $8,1 \times 0,95$ км соответственно. В качестве породы коллектора выбран песчаник с плотностью $2,2$ г/см³. С учетом коэффициентов пористости и нефтенасыщенности избыточная плотность составляет в среднем $0,07$ г/см³ в первой залежи и $0,053$ г/см³ во второй. Каждое месторождение представляет собой три пласта со средней эффективной толщиной 34 метра, расстояние между пластами составляет 50 метров. Глубина залегания верхнего пласта составляет 1,3 км. Также поле осложнялось дополнительными небольшими телами, имеющими различные избыточные плотности, и одним крупным геологическим объектом, залегающим достаточно глубоко. В результате картина наблюдаемого аномального гравитационного поля сильно искажалась. К тому же к вычисленному полю добавлялась случайная величина, равномерно распределенная на отрезке $[-0,02; 0,02]$, иммитирующего аппаратно-методическую помеху. Рельеф достаточно спокойный, резких перепадов высот нет. Общее число гравиметрических пунктов – 6400, сеть нерегулярная, масштаб 1:50000.

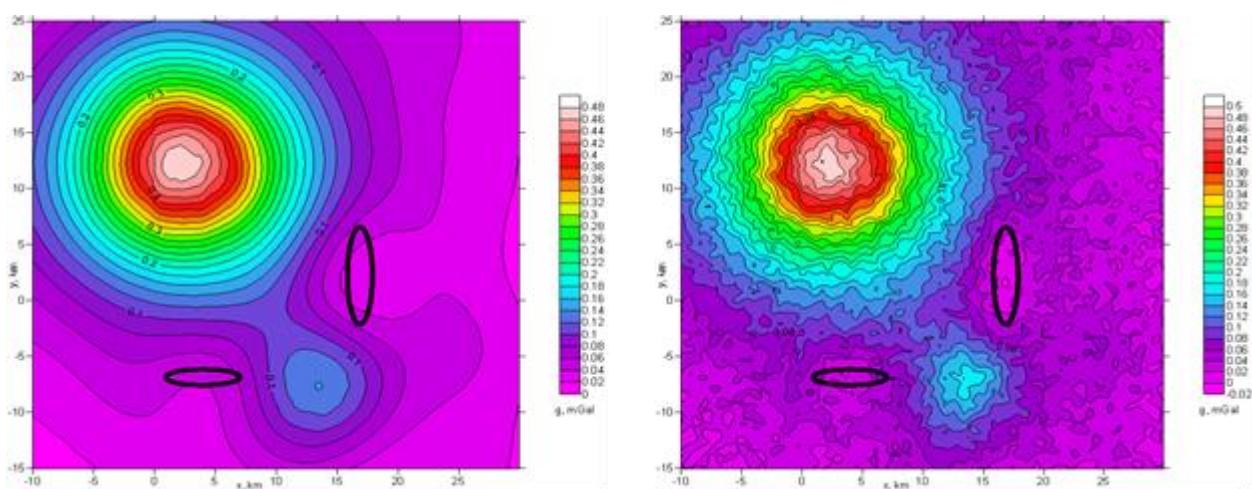


Рис. 1. Карта наблюдаемого и аппроксимированного гравитационного полей. Овалами выделены зоны нефтеносности

Как видно из рис. 1, зоны нефтеносности не выделяются на фоне локальной аномалии. Но при аналитическом продолжении поля вниз они проявляются. (см. рис. 2).

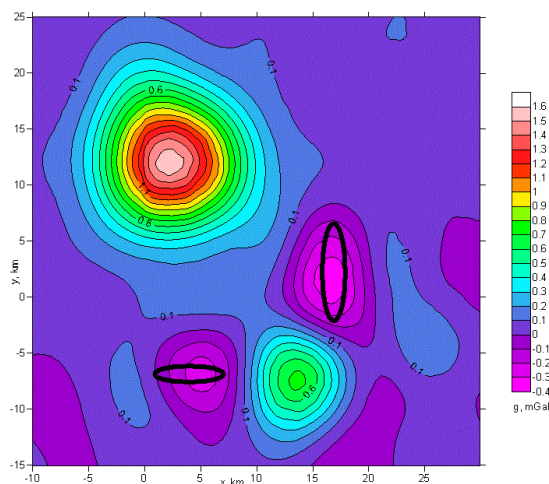


Рис. 2. Аналитическое продолжение поля вниз на глубину 1 км

Из полученных результатов детальных математических экспериментов были сделаны следующие выводы:

1) S-аппроксимация является устойчивым методом относительно возникающих вычислительных ошибок при решении СЛАУ, что играет немаловажную роль в настоящее время непрерывно развивающихся компьютерных технологий. Также он является весьма простым при программировании и имеет невысокую вычислительную сложность.

2) Метод S-аппроксимаций позволяет точно отфильтровать ошибку, и даже при полях слабой интенсивности, когда помехи сильно искажают общую картину, восстановленная карта аномального гравитационного поля была достоверной.

3) Данный метод очень чувствителен к элементам матрицы. Так, если простой и двойной слои распределить на плоскости, залегающей недостаточно глубоко, то фильтрация помехи происходит значительно хуже. Это связано с тем, что чем ближе к заданному рельефу будет располагаться носитель простого и двойного слоев, тем хуже будет обусловлена матрица A, следовательно, тем больше вычислительных ошибок будет накапливаться по ходу решения.

4) S-аппроксимация показала очень хорошие результаты при продолжении полей как вверх, так и вниз.

5) S-аппроксимация позволяет очень точно восстанавливать как первые (0,8-1,5%), так и вторые (3-6%) производные силы тяжести.

6) При достаточно сложной морфологии рельефа с резкими перепадами высот эффективность S-аппроксимации снижается, ошибка сильно возрастает.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю доктору физико-математических наук Степановой Инне Эдуардовне.

Литература

1. В.Н. Страхов, А.В. Страхов, И.Э. Степанова «Актуальные проблемы геофизики и геоинформатики», М. ОИФЗ РАН, 2004.
2. А.Г. Ягола, Ван Янфей, И.Э. Степанова, В.Н. Титаренко «Обратные задачи и методы их решения. Приложения к геофизике», М. БИНОМ, 2014.
3. Абдулмазитов Р.Д. и др., «Геология и разработка крупнейших и уникальных нефтяных и нефтегазовых месторождений России», М. ВНИИОЭНГ, 1996.
4. Ю.И. Блох, «Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий», учебное пособие, 2009.
5. Б.П. Шимбирев, «Теория фигуры Земли», М. «Недра», 1975.
6. Ф.И. Вольфсон, П.Д. Яковлев, «Структуры рудных полей и месторождений», М. «Недра», 1975.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ С РАЗНЫМИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ ТИПАМИ КОЛЛЕКТОРОВ ГОРИЗОНТА Ю1 МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*Расторгуева Анна Олеговна, аспирант
ФГБОУ ВПО НИ ТПУ, г. Томск
e-mail: RastorguevaAO_90@mail.ru*

Излагаются результаты анализа петрофизической информации и данных геофизических исследований скважин на месторождениях углеводородов юго-востока Западной Сибири (Томская область). Выявлены петрофизические типы коллекторов горизонта Ю1, геологические и геофизические различия разрезов месторождений с коллекторами различных петрофизических типов, сделано предположение о причинах таких различий.

На месторождениях углеводородов в терригенных разрезах пористость коллекторов определяется, как правило, по относительной амплитуде ПС ($\alpha_{ПС}$). Ярким исключением из этого является Герасимовское нефтегазоконденсатное месторождение. У пластов-коллекторов всего стратиграфического интервала нефтегазоносности этого месторождения (юрские горизонты и горизонт М палеозойской коры выветривания) корреляционные связи между коэффициентами пористости ($Kп$) и $\alpha_{ПС}$ практически отсутствуют, причиной чего, по мнению В.Н. Бабова (2012), является карбонатизация коллекторов. Выявленная по петрофизическим данным закономерность требует специальных исследований, поскольку однотипное эпигенетическое изменение коллекторов во всем вертикальном разрезе месторождения не вполне объясняется общепринятыми моделями формирования месторождений углеводородов.

Был проведен анализ петрофизических уравнений, расчеты электрических параметров пластов-коллекторов и интервальных времен упругих колебаний твердой фазы (минерального скелета) Герасимовского месторождения, а также еще 19-ти нефтяных и нефтегазоконденсатных месторождений, относительно равномерно размещенных на нефтегазоносной территории Томской области (рис.1). В результате проведенных исследований выявлены следующие закономерности [1].

Во-первых, подтверждается карбонатизация как причина отсутствия связи между $Kп$ и $\alpha_{ПС}$. Эти пласты отличаются также высокими удельными электрическими сопротивлениями (УЭС) и пониженными интервальными временами твердой фазы (по данным акустического каротажа).

Во-вторых, песчаники-коллекторы горизонта Ю1 месторождений углеводородов Томской области существенно различаются по УЭС твердой фазы (минерального скелета). Расчеты УЭС пластов при одинаковых коэффициентах $Kп$ (0,17), нефтегазонасыщенности $Kнг$ (0,6) и УЭС пластовой воды (0,07 Ом) показывают, что месторождения УВ Томской области можно разделить на три группы с разными УЭС минерального скелета пластов горизонта Ю1 (Омм): 6-8; >8 и <6.

Как видно из данных рис.1, месторождения названных групп закономерно размещаются относительно континентальных рифтовых зон доюрского фундамента [2], а также аномалий геотермических градиентов осадочного комплекса. Последние определяются узлами пересечения рифтов и глубинных разломов преимущественно северо-западного направления, выделяемых по данным аэромагнитной съемки [3]. В целом, аномалии повышенных температурных градиентов, а также месторождения высокоомной группы (с карбонатизированными коллекторами) располагаются полукольцом, с северо-востока обрамляя область пониженных температурных градиентов в месте схождения рифтов разных направлений. При этом месторождения низкоомной группы (нефтяные однопластовые месторождения) локализованы исключительно западнее наиболее протяженного Уренгойско-Колтогорского рифта (рис. 1).

Поскольку изменение петрофизических параметров пластов-коллекторов в вертикальном разрезе Герасимовского месторождения является «сквозным», можно предположить, что эпигенетические изменения могли затронуть и породы межпластовых частей разрезов. Это бы привело к литолого-геофизическому различию разрезов месторождений, имеющих коллекторы разных электрических типов.

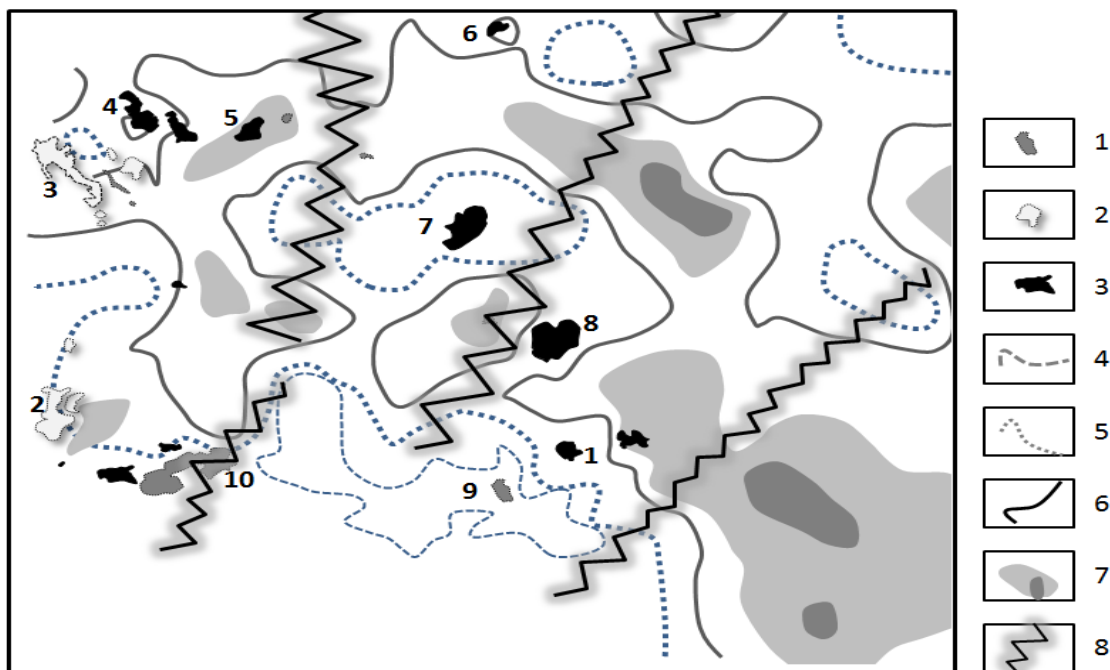


Рис. 1. План расположения месторождений углеводородов Томской области с разными электрическими параметрами коллекторов горизонта Ю1

1-3 – месторождения с разными электрическими параметрами коллекторов горизонта Ю1. Значения УЭС (Омм): 6-8 (1), <6 (2), >8 (3); 4-6 – изолинии температурного градиента (град. С/100м, по измерениям в поисково-разведочных скважинах): 3.2 (4), 3.4 (5), 3.6 (6), 3.8 и 4.0 (7); 8 – раннетриасовые континентальные рифты [2]. Месторождения нефтяные: Крапивинское (2), Первомайское (3), Оленье (4). Ломовое (5), Урманское (9), Игольско-Таловое (10); нефтегазоконденсатные: Чкаловское (6), Мыльдзинское (7), Лугинецкое (8), Герасимовское (1).

Для сравнения были взяты два месторождения: Герасимовское нефтегазоконденсатное, относящееся к высокоомному типу коллекторов, и Крапивинское нефтяное с коллекторами слабо пониженных УЭС. Сделан статистический анализ данных геофизических исследований скважин (ГИС) верхнеюрского-нижнемелового интервала разреза: куломзинская (нижняя часть), баженовская и васюганская свиты. Результаты исследований электрических (ПС, КС), радиоактивных (ГК, НГК) и акустического (АК) методов приведены на рис. 2 и в табл., и кратко сводятся к следующему.

Сравниваемые месторождения различаются и по геологическим, и по геофизическим характеристикам как разрезов в целом, так и отдельных стратиграфических единиц.

В целом по разрезу Герасимовское месторождение отличается от Крапивинского: присутствием в разрезе георгиевской свиты, меньшей мощностью куломзинской свиты и большей – васюганской (наунакской), меньшими глубинами размещения исследованной части разреза, фазовым составом пластов горизонта Ю1, меньшим диапазоном изменения всех исследованных параметров, особенно ГК и КС (табл.), меньшей выразительностью на диаграммах ГИС песчано-глинистого расчленения разреза.

**Средние значения и интервалы изменения показаний методов ГИС
сравниваемых месторождений**

Месторождение	ПС, мВ	ГК, мкР/ч	КС, Омм	НГК	АК, мкс/м
Весь разрез					
Крапивинское	82 <i>0,1...105</i>	20 <i>3...84</i>	41,5 <i>4,5...407,5</i>	1,49 <i>1,09...2,0</i>	281 <i>195...712</i>
Герасимовское	60,5 <i>7,5...82</i>	11,5 <i>6...36,5</i>	24 <i>1...103</i>	1,63 <i>1,17...1,97</i>	303 <i>226...547</i>
Васюганская свита					
Крапивинское	69 <i>0,1...104</i>	11 <i>3...30</i>	26 <i>4,5...197</i>	1,45 <i>1,1...1,99</i>	260 <i>208...387</i>
Герасимовское	53 <i>7,5...80</i>	8,5 <i>6...12</i>	21 <i>1...66</i>	1,64 <i>1,17...1,97</i>	289 <i>229...547</i>

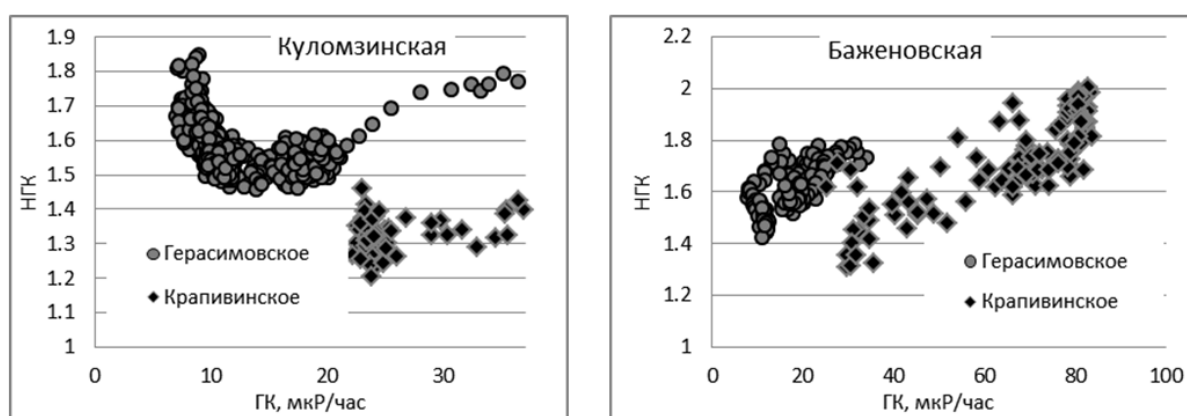


Рис. 2. Поля корреляции показаний нейтронного каротажа (НГК) и гамма-каротажа (ГК) для пород куломзинской и баженовской свит сравниваемых месторождений

В сравнении с Крапивинским месторождением исследованный разрез Герасимовского месторождения в целом, а также породы каждой из свит характеризуются: более низкими значениями средних и максимальных показаний методов самопроизвольной поляризации (ПС), естественной радиоактивности (ГК) и кажущегося электрического сопротивления (КС), и более высокими – нейтронного гамма-каротажа (НГК) и акустического каротажа (АК) (табл.). Наибольшее различие между месторождениями наблюдаются в геофизических характеристиках куломзинской и баженовской свит, а наиболее информативными являются радиоактивные методы (рис. 2, табл.).

Таким образом, месторождения углеводородов, различающиеся по электрическим (петрофизическим) типам коллекторов горизонта *Ю1*, различаются также по геофизическим характеристикам вмещающих эти коллекторы пород. Взаимосвязанность петрофизических свойств коллекторов и геофизических параметров остальной части разреза, согласованность в изменении геофизических характеристик разновозрастных осадочных образований разрезов месторождений может быть следствием либо жесткой унаследованности осадочного процесса на конкретных территориях, либо, скорее всего, эпигенетическими изменениями всего вертикального разреза месторождений углеводородов.

Литература

1. Расторгуева А.О. Геолого-геофизические особенности Герасимовского нефтегазоконденсатного месторождения // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XVII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова. Томск, 2013. Т.1. С. 397-399.

2. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М: Недра, 1981. 143с.
3. Номоконова Г.Г. Геофизические данные в пользу участия глубинных процессов в локализации месторождений углеводородов юго-востока Западной Сибири. // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы и предприятий ТЭК Сибири: материалы межрегиональной научно-практической конференции, Томск, 2009. С. 57-62.

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ Г. ПЕТРОПАВЛОВСКА-КАМЧАТСКОГО

Рылов Евгений Сергеевич, м.н.с.,

Лунгул Ольга Александровна

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

e-mail: zaparin16@mail.ru

научный руководитель: к.г.-м.н. И.Ф. Делемень

Город Петропавловск-Камчатский (рис. 1) расположен на восточном побережье Авачинской бухты, протягиваясь вдоль берега почти на 25 км. Его восточная административная граница располагается у подножий Авачинского и Козельского вулканов, а с юга территория этого муниципального образования ограничена берегом Тихого океана. Такое пространственное положение предопределяет сложное геолого-геофизическое строение территории города и его окрестностей.



Рис. 1. Изображение города Петропавловска Камчатского на снимке Google Earth. Белым прямоугольником обозначен район проведения геофизических исследований

Важнейшим структурным элементом является система горстов сопки Петровской, Раковой, Мишенной, Зеркальной и других, более мелких, разделенных грабенами, в которых выработаны речные долины. Все эти горсты образуют единый Петропавловский горст, вытянутый в северо-западном направлении. В пределах Петропавловского горста, сложенного в пологие складки метаморфизированными породами верхнего мела и палеогена, покрытыми четвертичными лавами, пирокластическими пепло-туфовыми накоплениями, и аллювиально-делювиальными покровными супесями, щебнем.

В 1974 году была построена карта сейсмического микрорайонирования г. Петропавловска-Камчатского (СМР-74) [2, 3]. Согласно этой карте территория города разделена на VIII, IX и X – балльные зоны.

К VIII-балльной зоне отнесены районы с лучшими в сейсмическом отношении грунтами. Это районы сопки Мишенной, Безымянной, Зеркальной, Петровской, Никольской и некоторых безымянных сопки в юго-западных и южных частях города. Грунты этих участков представлены скальными породами, выходящими на поверхность или покрытыми слоем наносов 3-5 м, уровень грунтовых вод ниже 5 м, а также сухой галечниковой террасой на северо-восточном склоне сопки Мишенной.

К IX-балльной зоне отнесены участки, опоясывающие нижние склоны всех сопки и слабо всхолмленные равнинные участки. Грунты здесь – устойчивые, покровы аллювиально-делювиальных каменисто-щебенистых супесей и суглинков мощностью больше 5 м, песчано-галечные сухие грунты высоких дельтово-морских террас; мощные пирокластические отложения, состоящие из валунов и гальки с суглинистым и супесчаным заполнителем, сухих или с уровнем грунтовых вод ниже 5 м.

К X-балльной зоне отнесены участки наиболее слабых грунтов в районе города, состоящих из обводненных суглинков севернее сопки Петровской; насыпных или намывных грунтов с высоким уровнем грунтовых вод (выше 5 м); болотистых, заиленных грунтов в пойме ручьев [2].

В настоящее время в городе ведется активная застройка. Для уточнения скоростных свойств грунтов изысканий 1974 года бывает недостаточно, в связи с чем возникает необходимость проведения дополнительных сейсморазведочных исследований на различных площадках.

Район проведения геофизических исследований расположен в северной части города в пределах зоны с сейсмической опасностью IX и X баллов. Данная часть города сложена обвално-взрывными отложениями Древнего Авачинского вулкана верхнеплейстоценового возраста. Эти отложения характеризуются частым взаимным переслаиванием крупнообломочных грунтов с песчаным и супесчаным разностями их, резкой изменчивостью литологического состава по мощности и простираию, неотсортированностью обломочного материала, частым замещением одних разновидностей другими [2].

На исследуемой территории были выполнены сейсморазведочные работы, проведенные в соответствии с действующей Инструкцией по сейсморазведке, а так же нормативного документа РСН-66-87 [1, 4]. Использовалась 24-канальная сеймостанция «Лакколит X-M3» и сейсмоприемники GS-20 DX с регистрацией вертикальной (zz-компоненты) и горизонтальной (уу-компоненты). Было пройдено 4 сейсморазведочных профиля. Полная расстановка (длина) косы (24 канала) при шаге между приемными каналами – 2,5 м составила 172,5 м для профиля № 1 и по 57,5 м для №№ 2, 3 и 4. Для профилей №№ 1-4 построены сейсмические разрезы с помощью ручной и компьютерной обработки. Глубина исследований составила 15-30 м.

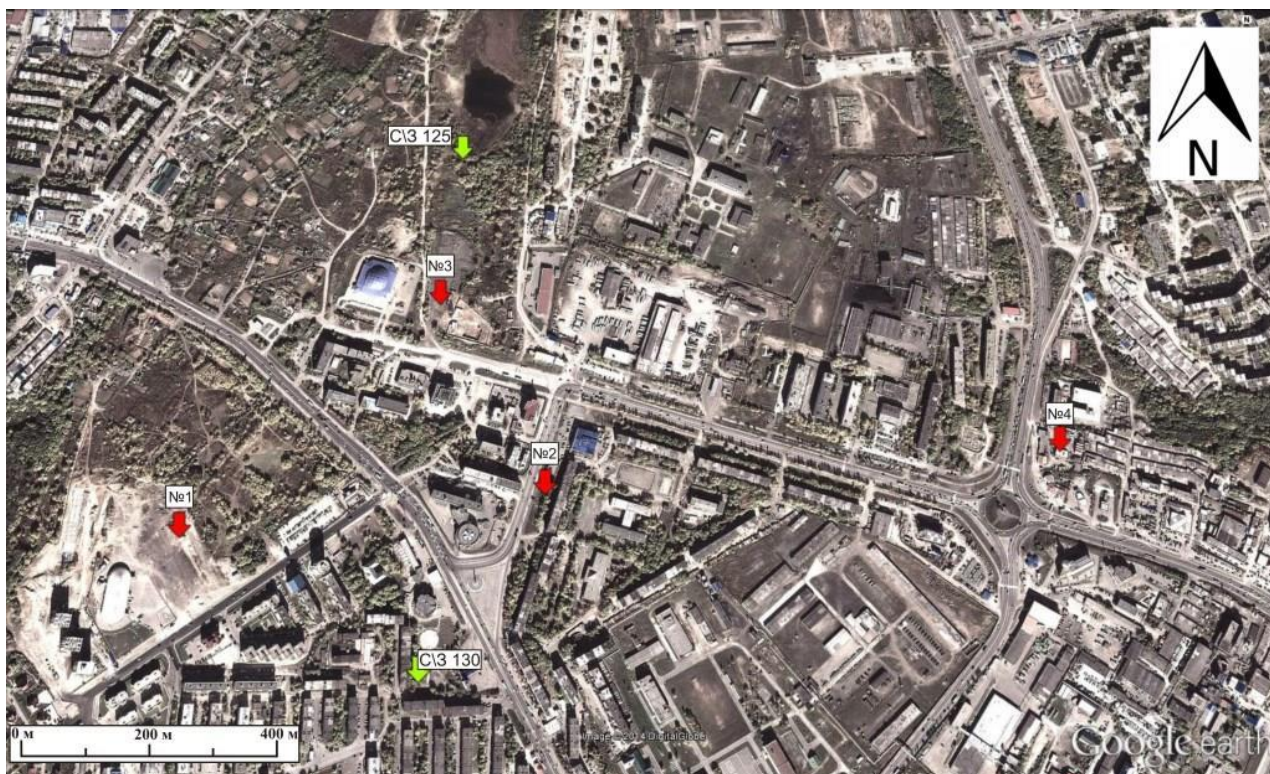


Рис. 2. Район проведения геофизических работ

Красными стрелками указаны участки работ; №№ 1, 2, 3 и 4 – номера сейсмических профилей, выполненные с участием авторов; зелеными стрелками – сейсмозонды № 125 и № 130, использовавшиеся для построения карт СМР-74.

На рис. 2 видно, что при построении карты СМР-74 для данного участка было пройдено 2 профиля (сейсмозонд № 125 и № 130) длиной по 100 м.

Значения скоростей сейсмических волн, полученные авторами, хорошо коррелируются со скоростями сейсмических волн на сейсмозондах 1974 года. В обоих случаях возникали трудности с регистрацией поперечных волн. Тем не менее, проведенные исследования

позволили дополнить имеющиеся данные о сейсмических свойствах грунтов для данной территории г. Петропавловска-Камчатского.

В процессе проведения исследований были привлечены данные бурения, которые подтверждают результаты интерпретации сейсморазведочных данных.

На примере исследуемой площадки был сделан вывод о необходимости проведения дополнительных исследований на территории г. Петропавловска-Камчатского для уточнения сейсмических условий. Это связано с тем, что город развивается. На ранее незастроенных территориях строятся новые многоэтажные дома (5 этажей и выше), новые автомобильные дороги, развязки, а так же промышленные комплексы. Уже сегодня возникает необходимость построения детальной карты сейсмического районирования на основе действующей карты СМР-74.

Литература

1. Инструкция по сейсморазведке. Москва, 1986 г.
2. Константинова Т.Г., Шарапов В.Г. О принципах построения карты сейсмического микрорайонирования территории г. Петропавловска-Камчатского. М.: Наука, 1977.
3. Сводный отчет по сейсмическому микрорайонированию г. Петропавловска-Камчатского, Часть 1. Инструментальное сейсмическое микрорайонирование. Том 1. Текст и графические приложения. 1974. Фонды АО Камчат ТИСИЗа.
4. РСН 66-87. Технические требования к производству геофизических работ. Сейсморазведка. Госстрой РСФСР. М.: МосЦТИСИЗ Госстроя РСФСР, 1987.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КРИТЕРИЕВ ДЛЯ РАСПОЗНАВАНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНОГО МАССИВА МЕТОДИКОЙ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ НА ОСНОВЕ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

*Рязанцев Павел Александрович, м.н.с.
Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск
e-mail: chthonian@yandex.ru
научный руководитель: д.г.-м.н. Шаров Н.В.*

Электротомография – современная модификация метода сопротивлений, успешно применяемая при изучении тектонических нарушений горного массива [Ganerot et al., 2006; Nguyen et al., 2007; Gelis et al., 2010]. С целью повышения достоверности обработки и интерпретации результатов электротомографии при решении подобных задач, выполнено математическое моделирование. Моделирование осуществляется с помощью расчёта поля удельного электрического сопротивления (УЭС) для набора физико-геологических моделей (ФГМ), отражающих простейшие случаи трещиноватости горного массива. Для построения 2D моделей используется конечно-разностный метод с разбиением пространства на элементарные ячейки, в узлах которых определяется потенциал. Подбирая плотность съёмки и размер ячеек можно получить характеристики достаточно малых геологических объектов. Построения осуществлялись при помощи программы Res2dmod (Geotomo software).

Исходными данными для моделирования является однородная среда с сопротивлением 10 кОм·м, представляющая собой ненарушенный горный массив магматических пород, и отдельные маломощные проводящие объекты с сопротивлением 1 кОм·м, соотносимые с отдельными трещинами, заполненные обводненным рыхлым наполнителем. Алгоритм расчета был следующим: задаётся ФГМ соответствующая геологическим условиям, происходит восстановление поля УЭС для модельных условий (решение прямой задачи), выполняется инверсия полученных синтетических данных (решение обратной задачи), сопоставляются полученный результат и исходная ФГМ. В ходе исследований выполнено моделирование разных случаев проявления трещиноватости: вертикальной, горизонтальной, наклонной. Кроме того, проанализирован эффект использования различных измерительных установок, так как изменение конфигурации приёмных и питающих электродов позволяет получить различное распределение электрического сигнала в среде, что, в свою очередь, влияет на общую чувствительность и детальность получаемых геоэлектрических моделей [Stummer et al., 2004].

В качестве примера приведены результаты численного эксперимента для двух электродных установок по 24 электрода – симметричной установки Веннера ($AM=MN=MB$) и ассиметричной дипольной ($AB=MN$) с шагом 2 м вдоль профиля. Важно отметить, что симметричные установки характеризуются высоким соотношением сигнал-шум по сравнению с ассиметричными установками [Dahlin, Zhou, 2004], однако, как показывают экспериментальные наблюдения, чувствительность и детальность у последних выше. Анализ каждого случая позволяет определить, насколько меняется поведение поля удельных сопротивлений в зависимости от характеристик геологического разреза, а также оценить уровень чувствительности и достоверность результатов для различных электродных установок при изучении трещиноватости.

Как видно из рис. 1, для контрастных и относительно маломощных тел в поле УЭС, при использовании методики электротомографии характерно возникновение ряда ложных аномалий. Особенно ярко проявляют себя обрамляющие аномалии (в 1,5-2 раза превышающие установленный уровень), возникающие при моделировании субвертикальных объектов, что можно рассматривать как дополнительный поисковый атрибут (рис. 1А). Наклонные нарушения (рис. 1Б) также обладают специфичным поведением поля УЭС – «теневой» областью располагающейся под проводящим объектом, что является следствием эффекта экранирования, и наличием связанной с этим контрастной аномалии в области

противоположному направлению падения. Анализ формы аномальной зоны характерной для наклонных тел позволяет определять трещиноватость с разными углами падения при проведении полевых наблюдений. Моделирование нескольких отдельных трещин (рис.1В) показывает, что основные черты поведения поля УЭС сохраняются для каждой из них. Необходимо учитывать, что субвертикальные нарушения наиболее достоверно определяются в особой части геоэлектрического разреза (интервале контрастности) где соотношение детальности, чувствительности и уровня помех оптимально для определения истинных параметров искомого объекта.

Горизонтальные нарушения имеют собственные особенности (рис. 1Г), отражающиеся в поле УЭС, главной из которых является увеличение области влияния проводящего объекта. При изучении контрастных субгоризонтальных объектов следует учитывать, что верхняя граница определяется достоверно, а нижняя граница смещается. Увеличение области влияния аномального слоя изменяется в зависимости от его размера относительно шага электродов по профилю (который определяет геометрию ячеек) и разности УЭС слоя и фоновых значений. Чем больше такие соотношения, тем с большей погрешностью будет определена нижняя граница. Это является следствием изменения функции чувствительности [Loke, 2012].

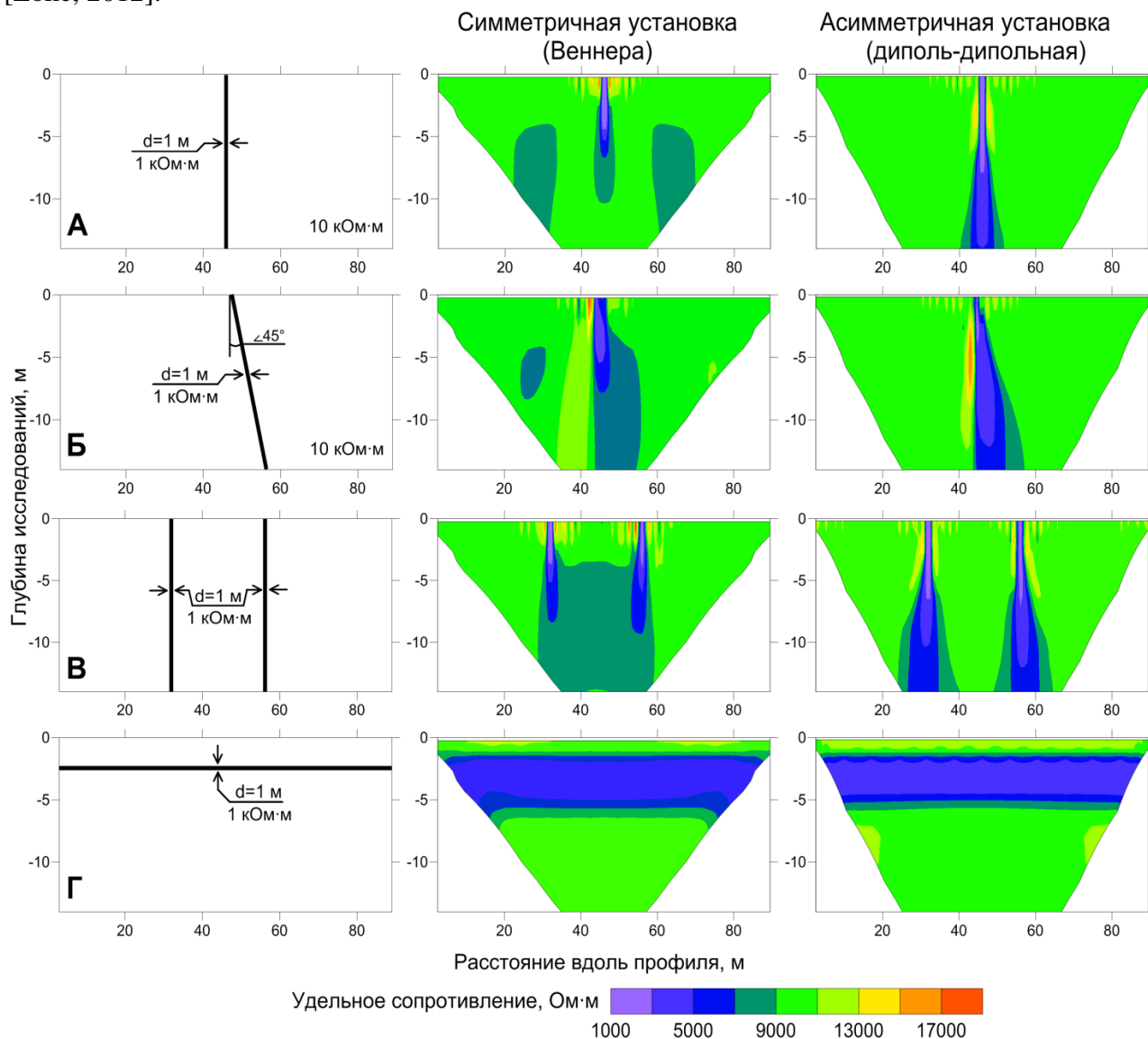


Рис. 1. Результаты моделирования трещиноватости

А – Вертикальная трещина ($d=1\text{ м}$), Б – Наклонная трещина ($d=1\text{ м}$, угол 45°), В – Две вертикальные трещины ($d=1\text{ м}$), Г – Горизонтальная трещина ($d=1\text{ м}$, глубина $2,7\text{ м}$)

Результаты математического моделирования служат основой для получения поисковых критериев для выделения трещиноватости горного массива по данным электротомографии. Проведённые исследования позволили установить следующие факты:

1. Трещины горного массива можно выделить исходя из характерного распределения аномалий УЭС в геоэлектрическом разрезе.
2. Применяемые поисковые атрибуты напрямую зависят от геоэлектрических параметров среды, а также от типа трещин, геометрии трещин, материала заполнителя.
3. Субвертикальная трещиноватость характеризуется наличием обрамляющих ложных аномалий.
4. Субгоризонтальная трещиноватость на геоэлектрическом разрезе имеет увеличенную область распространения, в зависимости от соотношений шаг электрода/мощность трещины, УЭС трещины/фоновые УЭС.
5. Наклонная трещиноватость в диапазоне 30° - 70° создаёт характерные аномалии, позволяющие её идентифицировать.
6. Наиболее информативной областью для определения трещиноватости является интервал «контрастности», в верхней трети геоэлектрического разреза.
7. Эффективными для изучения трещиноватости являются ассиметричные электродные установки.

Литература

1. Dahlin T., Zhou B. A Numerical Comparison of 2-D Resistivity Imaging with Ten Electrode Arrays // *Geophysical Prospecting*, 2004. N52. P. 379-398.
2. Ganerod G.V., Ronning J.S., Dalsegg E., Elvebakk H., Holmoy K., Nilsen B., Braathen A. Comparison of geophysical methods for sub-surface mapping of faults and fractures zones in a section of the Viggja road tunnel, Norway // *Bulletin of Engineering and the Environment*, 2006. V65. P. 231-243.
3. Gelis C., Revil A., Cushing M., Jougnot D., Lemeille F., Cabrera J., De Hoyos A., Rocher M. Potential of Electrical Resistivity Tomography to Detect Fault Zones in Limestone and Argillaceous Formations in the Experimental Platform of Tournemire, France // *Pure and Applied Geophysics*, 2010. V167. P. 1405-1418.
4. Loke M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys [Электронный ресурс], www.geotomo.com. 2012. 148 p.
5. Nguyen F., Garambois S., Jongmans D., Pirard E., Loke M.H. Image processing of 2D resistivity data for imaging faults // *Journal of Applied Geophysics*, 2005. V57. № 4. P. 260-277.
6. Stummer P., Maurer H., Green A. Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information // *Geophysics*, 2004, V69. P. 120-139.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОДВИЖКИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Саакян Бабкен Вазгенович, м.н.с.

Институт Геофизики и инженерной сейсмологии НАН, Республика Армения, г. Гюмри

e-mail: sahakyan_babken@mail.ru

научный руководитель: зав. отд., к.ф.-м.н. Э.Г. Геодакян

Горная система Малого Кавказа занимает центральную часть Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского сейсмического пояса. С тектонических позиций она представляет собой осевую зону коллизии двух крупных, Евразийской и Аравийской литосферных макроплит и имеет сложную структуру блокового строения [1]. Под воздействием доминирующего в регионе близмеридиально направленного сжимающего тектонического напряжения эта горная система подвергается значительным сейсмотектоническим деформациям. Эти деформации особенно интенсивны в северо-западной части Малого Кавказа, где расположена территория северной части Армении с примыкающей к ней областью Джавахетского нагорья. Исследуемая нами территория, ограниченная географическими координатами $40.6^{\circ} \div 41.6^{\circ}$ с.ш. и $43.3^{\circ} \div 44.7^{\circ}$ в.д., охватывает очаговую зону Спитакского разрушительного землетрясения 7 декабря 1988г. и по праву считается одной из областей повышенного проявления сейсмической активности на Кавказе. Детальный анализ пространственного распределения землетрясений на этой территории, приведенной в работе [7], выявил ряд характерных особенностей и закономерностей их проявления. Здесь на общем сейсмическом поле выделяются зоны и области с более высокой плотностью эпицентров землетрясений. Они в основном взаимосвязаны с определенными сейсмотектоническими элементами и узлами их сочленения. В первую очередь следует выделить зону, протягивающуюся вдоль Памбак-Севан-Сюникского (ПССР) глубинного активного разлома первого ранга от юга-востока на запад исследуемой территории, а также сейсмоактивную область Джавахетского нагорья, замкнутую двумя субмеридиональными Абул-Самсарским (АСР) и Кетчутским (КР) активными разломами. Система активных глубинных разломов исследуемой территории раздробляет ее на ряд микроблоков [5, 6] (рис. 1).

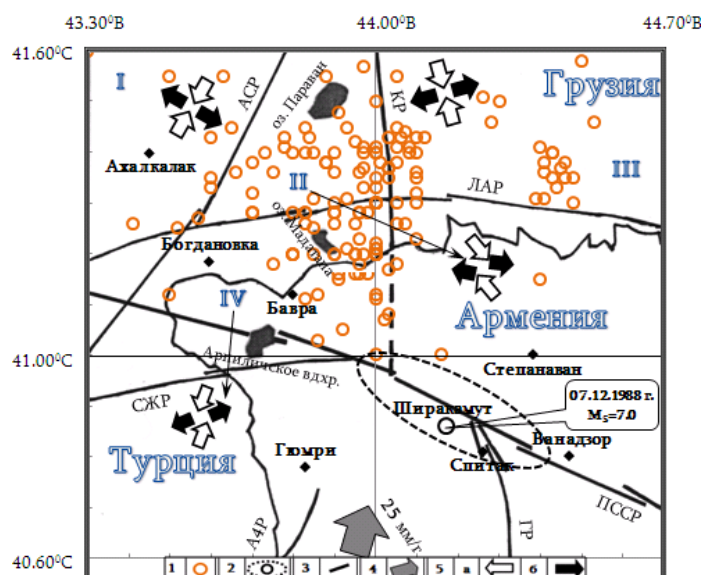


Рис. 1. Преобладающие направления осей сжатия и растяжения в очагах землетрясений

1 – эпицентры землетрясений, имеющих решение механизмов очагов; 2 – очаговая зона Спитакского разрушительного землетрясения; 3 – активные глубинные разломы по А.Д. Адамия и А. Караханяну [5, 6]; 4 – направление движения Аравийской литосферной макроплиты; 5 – оси сжатия (а), оси растяжения (б).

Особый интерес представляет детальное изучение направленности сеймотектонических подвижек в этих микроблоках, проведенных на основе данных механизмов очагов землетрясений. Для этой цели были выбраны из литературных источников решения механизмов очагов 156 землетрясений в магнитудном диапазоне $M=3\div7$, за период наблюдений 1968÷1988 гг. [9], эпицентры которых представлены на рис.1. Пространственное распределение эпицентров этих очагов показывает, что сеймостатистический анализ фокальных механизмов, возможно, проводит для четырех микроблоков. Параметры механизмов очагов объединялись в отдельные группы, расположенные соответственно в указанных на рис.1 микроблоках.

В каждой группе рассматривались преобладающие направления нодальных плоскостей осей сжатия и растяжения сеймотектонических напряжений в очагах землетрясений. Для этой цели был применен известный из математической статистики критерий распределения Пирсона[4].

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^m \frac{(v_i - \frac{n}{m})^2}{\frac{n}{m}} \quad (1)$$

где n – общее количество землетрясений в данном микроблоке; m_i – количество азимутальных секторов (в данном случае $i=24$), V_i – количество землетрясений, где направленность осей сжатия и растяжения расположены соответственно в m_i азимутальных секторах.

Для каждого из 4-х микроблоков были рассчитаны численные значения χ^2 и выявлены преобладающие азимуты ориентации нодальных плоскостей и главных осей сжимающих и растягивающих напряжений. Результаты этих расчетов приводятся в таблице 1.

Таблица 1

Азимуты ориентации главных осей напряжений и углов их падения в микроблоках

№ – номер микроблока	A_z – угол ориентации оси сжатия	e – угол падения оси сжатия	A_z – угол ориентации оси растяжения	e – угол падения оси растяжения
I	$40^\circ\div60^\circ$	$10^\circ\div25^\circ$	$100^\circ\div130^\circ$	$20^\circ\div35^\circ$
II	$295^\circ\div320^\circ$	$45^\circ\div60^\circ$	$100^\circ\div140^\circ$	$25^\circ\div40^\circ$
III	$180^\circ\div200^\circ$	$15^\circ\div25^\circ$	$240^\circ\div280^\circ$	$10^\circ\div25^\circ$
IV	$10^\circ\div40^\circ$	$15^\circ\div30^\circ$	$220^\circ\div280^\circ$	$40^\circ\div75^\circ$

Анализ результатов этих распределений указывают что, на исследуемой территории наблюдается общая тенденция близмеридионального и близширотного направления соответственно сжимающих и растягивающих сеймотектонических напряжений. Вместе с тем в выделенных микроблоках наблюдается ряд характерных особенностей отклонений от вышеуказанной тенденции. Так в I-ом и IV-ом микроблоках, сжимающие напряжения имеют одинаковую направленность, от северо-востока к юго-западу. Во II-ом микроблоке сжимающее напряжение резко меняет ориентацию, от северо-запада к юго-востоку, в III-ем микроблоке они близмеридионально направлены. Растягивающие напряжения во II-ом, III-ем и IV-ом микроблоках имеют близширотную направленность. В отличие от них в I-ом микроблоке азимут растягивающих напряжений имеет направленность с северо-запада на юго-восток. В I-ом и III-ом микроблоках оси сжатия и растяжения расположены близгоризонтально, и указывают, что здесь в основном происходят одноосные процессы сжатия и растяжения, свойственные сдвиговым подвижкам.

Иная картина наблюдается в II-ом и IV-ом микроблоках. При близгоризонтальной ориентации оси сжатия в IV-ом блоке наблюдается резкое падение ($\sim 60^\circ$) осей растяжения к горизонту. Такая ориентация характерна взбросово-сдвиговым подвижкам в очагах землетрясений. В II-ом микроблоке наблюдается диаметрально противоположная

ориентация. Ось сжатия имеет крутое падения ($\sim 45^\circ-70^\circ$) к горизонту, а ось растяжения близгоризонтально расположена. Здесь по данным механизмов очагов преобладают сбросовые процессы.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать вывод, что район исследования представляет, собой важный по значению, и сложный по характеру проявления сейсмических подвижек сеймотектонический узел. Выявленные в работах [2, 3, 8] аномальные проявления сейсмичности в виде роев, группирующихся взаимосвязанных сейсмических событий, а также сейсмических затиший, указывают, что этот сейсмический узел чувствительно реагирует на локальные изменения напряженно-деформационного состояния земной коры, предвещающие процессы подготовки и возникновения сильных землетрясений в регионе.

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю, канд. физ.-мат. наук Э.Г. Геодакяну за ценные замечания и помощь при выполнении данной работы.

Литературы

1. Габриэлянц Г.А., Клешев К.А. Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородных потенциал: Геология нефти и газа, 2002. № 1. С. 21-30.
2. Геодакян Э.Г. Методические подходы и результаты статистического анализа структуры слабой сейсмичности центральной части Армении: Сборник научных трудов конференции, посвященной 50-летию основания ИГИС НАН РА: изд. Гюмри, 2011. С. 60-77.
3. Геодакян Э.Г., Багдасарян Ю.Р. Выявление сейсмических затиший перед серией землетрясений на Джавахетском нагорье. Сб. "Поиск геофизических предвестников землетрясений на Кавказе". Труды института геофизики АН. Груз. ССР, Т. 54, Изд.-во "Мецниереба", Тбилиси, 1987. С. 69-78.
4. Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика: изд. М: 1972. 368 с.
5. Гоцадзе О.Д., Джигладзе Э.А., Папалашвили В.Г., Геодакян Э.Г. и др.: Параванское землетрясение 13 мая 1986 // М.: Наука, 1991. 122 с.
6. Караханян А.С. Активная тектоника и сейсмичность. В кн.: // Геология Севана. Ереван: Изд. НАН РА, 1994. С. 122-128.
7. Саакян Б.В., Оганесян А.Л. Пространственно-временной анализ сейсмичности Северо-западной части Армении: XIV Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сб. науч. материалов: ГИ УрО РАН: Пермь, 2013. С. 225-230.
8. Соболев Г.А., Васильев В.Ю. Особенности группирования эпицентров слабых толчков перед сильным землетрясением Кавказа. Изв. АН СССР Физика Земли, Изд.-во "Наука" М., 1991. № 4. С. 24-36.
9. Эбралидзе З.Т. Сеймотектонические деформации и некоторые временные особенности сейсмичности территории Кавказа: Изд. "Мецниереба", Тбилиси, 1994. 74 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (ЭМЗВП) С ЦЕЛЬЮ ПОИСКА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛИЯ В ОКРЕСТНОСТИ ПОС. ЦЭЦЭРЛЭГ

*Савинов Виктор Андреевич, студент
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск
e-mail: klark199212@mail.ru
научный руководитель: доцент ИрГТУ, к.т.н., Давыденко Ю.А.*

Целью проведения опытных работ по технологии ЭМЗВП является поиск термальных вод в центральной Монголии. Объектом поиска являются подводящие каналы – проводящие зоны в относительно высокоомном фундаменте.

Методика полевых работ ЭМЗВП. Силовая установка состояла из агрегата бензинового 2кВт, коммутатора ВП-1000, линии АВ, длиной 1000м, состоящей из провода геофизического ГППП и заземлений, выполненных с помощью 10 стальных электродов. Ток во время измерений составлял 2 А. Длина токового импульса 0.125 с., токовой паузы 0.125 с. Используемая приемная аппаратура состоит из 4-х канального измерительного модуля с АЦП, работающем на частоте 100 кГц. Ведётся непрерывная запись длительностью около трех минут 4-мя измерительными каналами, при этом одновременно регистрирующих переходные процессы с 4-х разносов приемной косы M_1N_1 , M_2N_2 , M_3N_3 и M_4N_4 , с расстоянием в 50 м между электродами. Заземление приемной линии осуществлялось посредством вбивания в грунт медных электродов на глубину 10-20 см. Сопротивление заземления приемных электродов было хорошим и колебалось в пределах 1 кОм.

Место опытных работ

Проведённые опытные работы направлены на поиск месторождения термальных вод в малонаселенном районе центральной Монголии, в 500 км от Улан-Батора, вблизи районного центра Цэцэрлэг. Участок съемки располагался в долине, на высоте 1600 м., у подножия палео-вулкана возрастом около 15 млн. лет (гора Сангийн-Толгой) (рис.1). Монголия в основном представляет собой плато, приподнятое на высоту 900-1500 м. В 30 километрах от посёлка был найден подобный термальный источник, обнаружение подобного источника в непосредственной близости от населенного пункта решило бы проблему снабжения теплой водой.

Результаты полевых работ

Во время выполнения опытных работ часть полевого материала была обработана, в программе Mars 1D и сделана выборочная инверсия кривых ЭМЗВП в рамках одномерной поляризующейся модели с использованием частотной зависимости удельного электрического сопротивления. Расчеты осуществляются путём использования комплексных, зависящих от частоты удельных электрического сопротивления и электропроводности. Наиболее известным и часто применяемым представлением частотной характеристики вызванной поляризации вещества, удовлетворяющей большинству экспериментальных дисперсионных зависимостей, является формула Коул-Коул [2, 3, 4]. Для комплексного удельного сопротивления она имеет вид:

$$\rho(\omega) = \rho_0 \left\{ 1 - \eta \left[1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right] \right\},$$

где, $-j = \sqrt{-1}$, ρ_0 удельные электрическое сопротивление и электропроводность на постоянном токе, (См/м); η - поляризуемость $0 \leq \eta \leq 1$, τ - время релаксации (с); c - показатель степени $0 < c \leq 1$. Таким образом, количество определяемых в результате инверсии параметров для каждого слоя возрастает в 2.5 раза: к удельным сопротивлениям и мощностям пластов добавляются еще три поляризационных параметра.

В ходе опытно-методических работ было записано 65 ф.н. и одно контрольное измерение. Массовая инверсия данных ЭМЗВП в рамках однослойной поляризующейся модели была выполнена в программном комплексе Mars 1D.

Результаты инверсии профильных данных, представленные в программе Voxler 3 в виде трехмерной геоэлектрической модели (Рис. 2) **Ошибка! Источник ссылки не найден.** По итогам которой гидротерма должна выделяться контрастной проводящей зоной на фоне высокой удельной проводимостью.

Выводы

- Геотермальные камеры и подводящие каналы являются контрастным объектом исследования для импульсной электроразведки, такие объекты выделяются на геоэлектрических разрезах. Применение методики электромагнитного зондирования и вызванной поляризации для поиска термальных вод позволяет снизить стоимость электромагнитных зондирований и одновременно повысить их информативность.

- Результаты данных опытно-методических работ свидетельствуют о возможном присутствии на этом относительно небольшом участке подводящих каналов в виде проводящей зоны в высокоомном фундаменте.



Рис. 1. Участок проведённых работ с расположением приемных и питающих линий

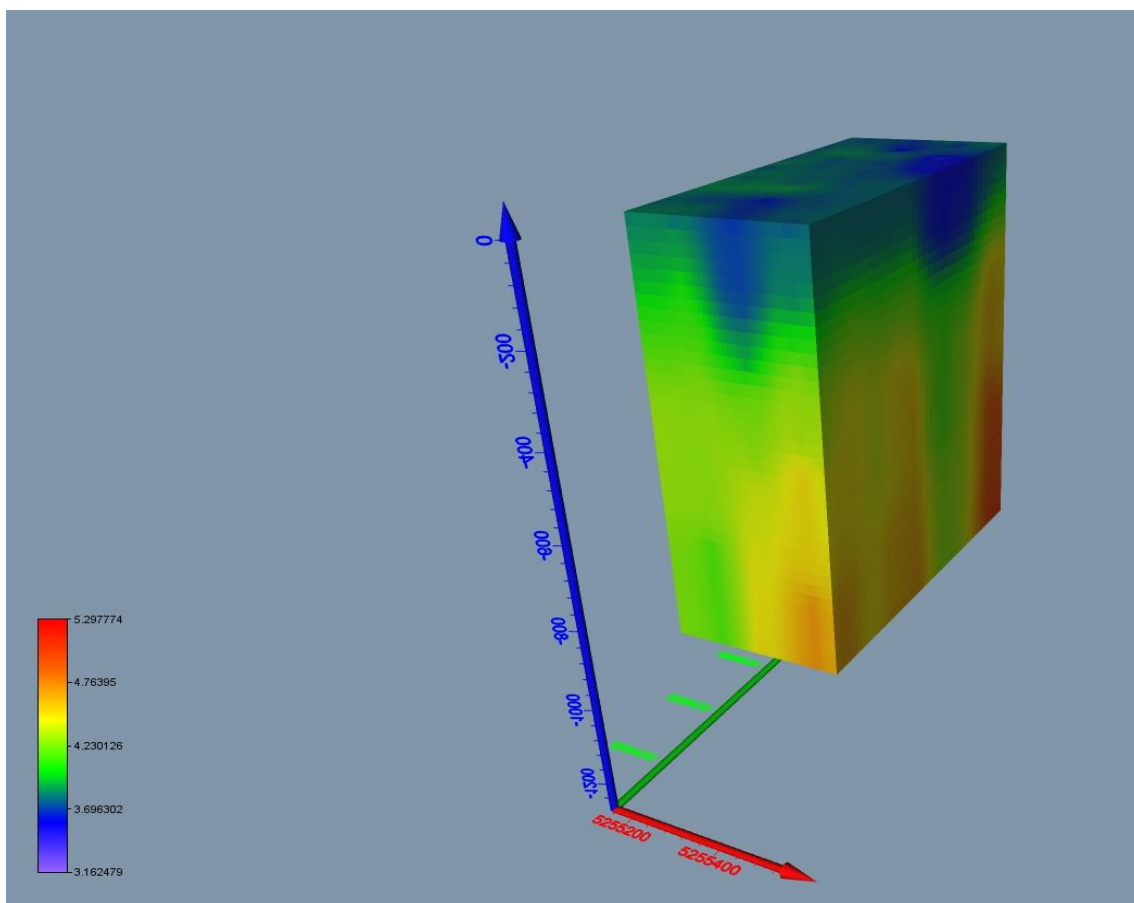


Рис. 2. Предварительный геоэлектрический разрез

Благодарности

Автор выражает признательность: автору основного текста отчета, а так же научному руководителю, доценту ИрГТУ, к.т.н. Давыденко Ю.А.

Литература

1. Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Куприянов И.С., Пестерев И.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В., Яковлев С.В. Эффект интеграции робастного регрессионного анализа с инверсией для переходных процессов в методе срединного градиента при изучении трубок взрыва на Анабарском щите // Записки горного института, Санкт-Петербург, 2013. Т. 200. С. 28-33.
2. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorbtion in dielecrtics // J. Chem. Phys. 1941. v.6. P. 341-353.
3. Lee T. Transient response of a polarizable ground // Geophysics. 1981. Vol. 46. N 7. p. 1037-1041
4. Pelton W.H., Ward S.H., Hallof P.G., Sill W.R., Nelson P.H. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP // Geophysics. Vol. 43. NO 3. 1978. P. 588-609.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИКО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ)

*Саргсян Рудольф Суренович, аспирант
ИГИС НАН РА*

e-mail: rudolf90sargsyan@gmail.com

научный руководитель: к.г.-м.н. Оганесян А.О.

На первый взгляд двухсторонние связи между геофизической и геоморфологической науками имеют, по-большой степени, поверхностный характер. Первая, это наука, изучающая в основном вопросы, касающиеся глубинного строения Земли, а также изучающая процессы ее внутренней динамики. Вторая является наукой, которая решает задачи внешней динамики Земли, иначе говоря, современный дневной рельеф и процессы, протекающие на его поверхности. Связи между этими двумя науками в общих чертах проявляются во время решения некоторых прикладных задач. Так, например, для решения прямых и обратных задач в гравиметрии вносится поправка за рельеф, который является объектом изучения геоморфологии. В другом случае применяются некоторые геофизические методы для решения ряда геоморфологических задач, т.к. изучение оползневых тел [2] и карстовых явлений. С нашей точки зрения круг задач, которые можно решить с помощью комплекса геофизико-геоморфологических методов имеет огромный потенциал для расширения и в первую очередь за счет структурно-геологических исследований.

Целью данной работы является выявление некоторых методических особенностей во время решения структурно-геологических вопросов. Решение таких вопросов становится особенно эффективным и актуальным в пределах молодых горных областей, каким является территория Армении. На территории этой маленькой горной страны, которая выделяется своей геодинамической активностью в виде частых землетрясений и интенсивными тектоническими движениями, непосредственно граничат между собой разные по генезису структурно-геологические сооружения, встречаются молодые (миоцен-плиоценовые) вулканические постройки и складчато-глыбовые горные хребты средне- и даже раннеальпийского возраста. Наряду с глубокими каньонами рек встречаются реки, имеющие в некоторых участках типично равнинный характер (р. Аракс, в пределах Среднеараксинской равнины). Все эти противоречия, как в геологическом строении, так и в рельефе делают актуальными исследования глубинных структур земной коры и сравнительный анализ этих структур с поверхностными морфоструктурами. Во время таких анализов немало важным моментом является выявление методологических особенностей для разных с геологической точки зрения областей. Для этого остановимся на ранее выполненных нами исследованиях на территории Армении. Ранее, с помощью данных по буровым скважинам и по истинным плотностям горных пород нами была уточнена и поправлена глубина залегания поверхности кристаллического фундамента земной коры [1]. В итоге, согласно полученной гравитационной модели залегания поверхности кристаллического фундамента, на ней четко выделились зоны, где поверхность фундамента расположена ниже уровня моря. Главная из этих зон, это зона центральной вулканической области Армении, где максимальная величина залегания поверхности фундамента равна 6.5-7.0 км ниже уровня моря, в среднем эта величина составляла 2.0-2.5 км ниже уровня моря. Другие такие участки развиваются в пределах складчатой области и имеют в основном локальный характер. Для выявления морфоструктурных особенностей осадочного слоя земной коры была решена нами с помощью морфометрического метода изолонг [3]. Превосходство этого метода над другими морфометрическими методами заключается в том, что с помощью метода изолонг можно выявить не только новейшие, но и погребенные структуры или палеоструктуры. Для работы данным методом необходимо классифицировать все поверхностные стоки на разные порядки. С этой целью была использована все известная классификация водотоков,

предложенная Р. Хортоном в 1948 году [5]. Согласно этой классификации все верховья водотоков, в которые не впадали другие водотоки, являлись водотоками 1-го порядка. После слияния двух таких водотоков образуется река 2-го порядка и т.д. по мере возрастания порядка водотоков возрастает их геологический возраст, а выявленные ими погребенные структуры развиваются на больших глубинах. На вулканической области Армении наши исследования были выполнены с помощью водотоков 2-го порядка [4]. Говоря о некоторых методологических особенностях во время нашей работы данным методом нужно отметить следующее. Целесообразнее разбить всю территорию исследования на равноплощадные участки, после чего мы получим конкретную сеть данных с определенным шагом (величину шага нужно задавать в зависимости от масштаба используемых топографических карт). Так можно увеличить эффективность работы с данным методом. Метод имеет также свои недостатки. Прежде всего, когда работы ведутся на больших территориях, где встречаются как обширные горные хребты, так и межгорные котловины, результаты, полученные этим методом иногда противоречивы. Так например, на территории Армении, где вулканические массивы Арагац, Гегамы и Варденис граничат с Среднеараксинской, Ширакской равнинами, а также с бассейном оз. Севан можно столкнуться с следующим. В пределах выше указанных межгорных котловин и бассейна оз. Севан суммарные длины водотоков 2-го порядка на единице площади составляют величину близкую 0 км. Одновременно на выше указанных вулканических массивах величины изолонг (линии, которые соединяют одинаковые величины суммарных длин водотоков одного порядка на единице площади) составляют местами почти 3.5-4.0 км. Это означает, что ядра этих геологических структур расположено ниже уровня моря более чем на 1 км. Согласно интерпретации метода изолонг участки в пределах которых величины изолонг имеют низкие значения представляют собой относительно приподнятые территории над теми, где величины изолонг имеют максимальные значения. Исходя из этого, можно констатировать, что когда одновременно изучаются граничащие между собой равнинные и горные территории, метод изолонг дает не однозначные результаты. В таких случаях для равнин структурный анализ нужно выполнить с помощью водотоков более высоких порядков.

Следующая особенность, которая проявляется во время работы данным методом на вулканической области Армении, является то, что на полученной карте изолонг четко выделяется граница между опущенными и приподнятыми участками, она проходит по изолонгу в 1 км. На общем фоне этих прямых связей между результатами, полученными гравиметрическими и морфометрическими методами, выделяются также аномальные участки, где связь между данными обратная или вообще отсутствует. В частности для поверхности кристаллического фундамента эти искажения обусловлены тем, что в осадочном слое земной коры широко развиты интрузивные тела, которые в некоторых случаях даже прорываются на дневную поверхность. В случае результатов полученных методом изолонг, эти аномальные участки и особенно те, которые знаменуются локальными минимумами изолонг, тоже можно объяснить внедрением интрузивных тел в осадочный слой, что в свою очередь приводит к локальному поднятию данного участка. Другим фактором, который может вызвать такого рода аномалии, является блоковое строение территории. Отдельным возвышенным участкам могут соответствовать отдельные тектонические блоки, характеризующиеся интенсивными вертикальными воздыманиями за новейший тектонический этап. И наоборот, отдельные опущенные участки могут представлять собой тектонические блоки с низкими темпами вертикального тектонического воздымания.

Обобщая выше сказанное, можно сделать вывод, что решение структурно-геологических вопросов путем комплекса геофизико-геоморфологических методов является довольно целесообразным и может дать надежные данные про геологическое строение отдельных регионов. Одновременно с этим существует необходимость сопоставления полученных картографических и количественных данных с геологическими, геотектоническими данными для исправления ряда помарок о которых выше было сказано. Особенно перспективно это

направление для изучения молодых горных регионов, которые являются геодинамически активными и требуют дальнейших детальных исследований.

Литература

1. Авдалян А.Г., Оганесян А.О., Фиданян Ф.М., Саргсян Р.С. Уточнение гравитационной модели поверхности и блокового строения кристаллического фундамента земной коры территории Армении по истинным плотностям промежуточного слоя //Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства (Сб. научных трудов: 1-ой научной конференции молодых ученых, посвященной 70-летию основания НАН РА), Ереван, 2013. С. 149-154.
2. Горяинов Н.Н., Боголюбов А.Н., Варламов Н.М. и др. Изучение оползней геофизическими методами, М.: Недра, 1987. 157 с.
3. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1970. С. 73-76.
4. Саргсян Р.С. Сравнительный анализ морфоструктур кристаллического фундамента земной коры и современного рельефа вулканической области территории Армении //Достижения и перспективы молодых ученых (II конференция молодых ученых), Ереван, 2013. С. 159-163.
5. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гидрофизический подход к количественной морфологии. М.: Изд. Иностран. Лит., 1948. 158 с.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГОВ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Саргсян Сара Нориковна, инженер

Институт Геофизики и инженерной сейсмологии НАН, Республика Армения, г. Гюмри

e-mail: sara.sargsian@mail.ru

научный руководитель: зав. отд., к.ф.-м.н. Э.Г. Геодакян

На современном этапе развития инженерно-сейсмологических исследований однозначно установлено, что сейсмический эффект на поверхности Земли зависит от ряда основных факторов, связанных с очагом землетрясения, физико-механическими свойствами среды распространения сейсмических волн и геолого-геофизическими условиями грунтовых пород в пунктах регистрации [1, 2, 3].

Основными характеристиками очага принято считать магнитуду, географические координаты эпицентра, время в очаге землетрясения, параметры механизма очага, а также амплитудно-частотный спектр сейсмического излучения и ее продолжительность. В качестве динамических параметров очага принимается величина скалярного сейсмического момента- M_0 , длина (L) и ширина (W) разрыва, сброшенное в очаге напряжение – $\Delta\sigma$, кажущееся напряжение – $\eta\sigma$, величина радиационного трения – Σ_r , подвижка по разрыву-и:

Для решения выше перечисленных фундаментальных и прикладных задач важным этапом исследований является количественное определение значений амплитудно-частотного состава сейсмических излучений, как в очаге землетрясения так и сейсмических воздействий(ускорений) грунта в ближней зоне землетрясения.

С нашей стороны была поставлена задача – исследовать спектральный состав сейсмических сигналов, излучаемых из очагов афтершоков Спитакского разрушительного землетрясения 7 декабря 1988 года и спектральный состав сейсмических воздействий (ускорений) на грунтах в ближней зоне и с их помощью определить ряд динамических параметров очагов афтершоков.

Для решения поставленной задачи в качестве исходных данных были использованы цифровые записи сети из 8-и временных автономных станций (акселерографов), установленных американскими сейсмологами (таб. 1) в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения за период с 1990-2002 гг. Более того географическое расположение этих станций относительно очага позволяет применить две модификации спектрального анализа колебаний, так называемые частотно-пространственные (Ч.П) и частотно-азимутальные (Ч.А) методы, которые дают возможность исследовать спектральный состав колебаний грунта, их пространственную локализацию и азимутальную направленность [4].

В работе были использованы цифровые записи 16 землетрясений, зарегистрированных на 8-и станциях, расположение которых приведены на (рис. 1).

Основываясь на цифровых записях указанных землетрясений, на первом этапе были построены амплитудно-частотные спектры и с их помощью оценены динамические параметры очагов автершоков.

Для определения этих параметров использовались количественные связи, установленные между теоретическими моделями источников и основными характеристиками соответствующих спектров [5].

В качестве примера приводятся количественные значения динамических параметров (таб. 2) землетрясения 16.12.1990 г., $M=5.2$.

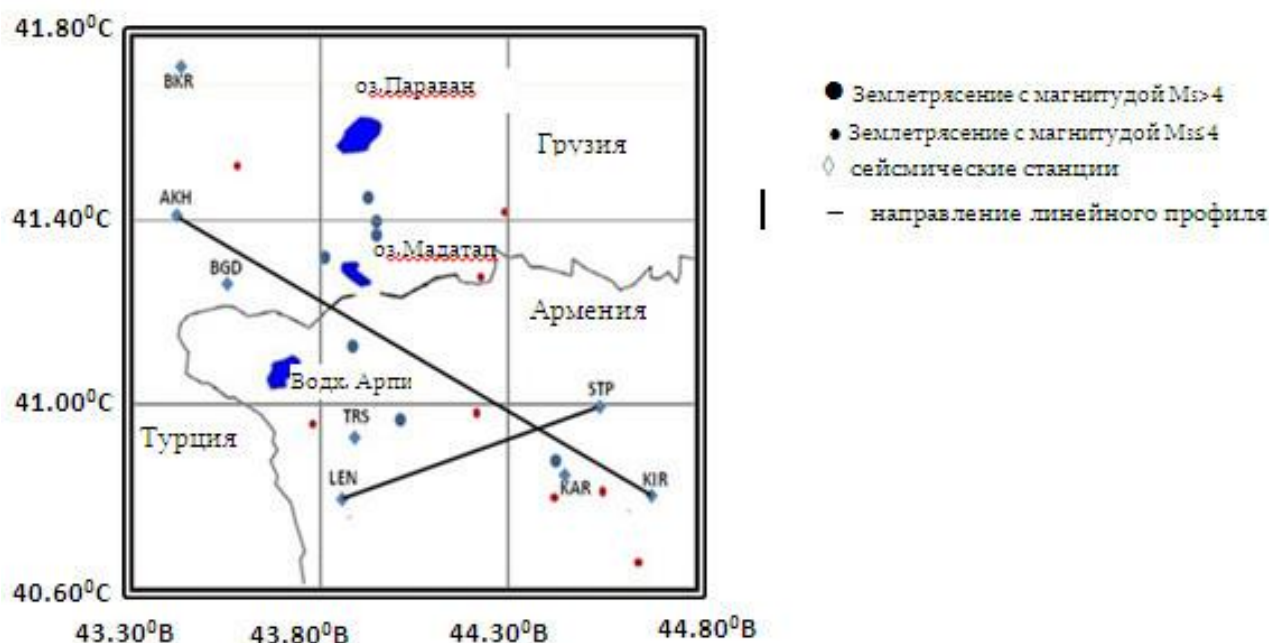


Рис. 1. Карта расположения акселерографов и эпицентров афтершоков

Таблица 1

Сейсмические станции

Код	станция	Пространственные координаты		высота H(м)	Время открытия
		$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$		
KIR	Кировакан	40.804	44.506	1380	01.06.1990
KAR	Карадзор	40.848	44.32	1590	01.06.1990
STP	Степанаван	40.997	44.396	1450	01.06.1990
LEN	Ленинакан	40.796	43.847	1640	01.06.1990
TRS	Торос	40.928	43.873	1870	01.06.1990
BGD	Богдановка	41.265	43.6	2000	01.06.1990
AKH	Ахалкалак	41.41	43.493	1700	01.06.1990
BKR	Бакуряни	41.734	43.502	1807	01.06.1990

Таблица 2

Динамические параметры очага землетрясения 16.12.90, 15:45, $\varphi=41.32^{\circ}$, $\lambda=43.32^{\circ}$,
M=5.2, K=13.4, H=4

	Угловая частота	Спектрал. плотность	Длина разрыва	Ширина разрыва	Скаляр. сейсм. момент	Сброш. напряж.	Кажущ. напряж.	Дислок.	Радиацион. трения
Станц.	f_0 Гц	$S_0 * g$ см/сек ²	L км	W км	M_0 нм	$\Delta\sigma$ Па	$\eta \sigma$ Па	u м	σ Па
BGD	0.2	0.1	5.1	1.7	$2.34 * 10^{17}$	$2.22 * 10^5$	$5.1 * 10^5$	0.08	$3.99 * 10^5$
AKH	0.22	0.06	4.7	1.56	$2.525 * 10^{17}$	$2.73 * 10^5$	$5.3 * 10^5$	0.1	$3.93 * 10^5$
TOR	0.2	0.3	5.2	1.7	$1.6 * 10^{17}$	$1.4 * 10^5$	$7.4 * 10^5$	0.05	$6.7 * 10^5$
LEN	0.25	0.05	4.2	1.4	$3.29 * 10^{17}$	$5.59 * 10^5$	$3.6 * 10^5$	0.18	$0.805 * 10^5$
BKR	0.25	0.04	4.1	1.36	$2.69 * 10^{17}$	$4.91 * 10^5$	$4.4 * 10^5$	0.16	$1.945 * 10^5$
STP	0.22	0.04	4.8	1.6	$3.05 * 10^{17}$	$3.47 * 10^5$	$3.9 * 10^5$	0.13	$2.165 * 10^5$
KAR	0.23	0.04	4.5	1.5	$3.3 * 10^{17}$	$4.56 * 10^5$	$3.9 * 10^5$	0.16	$1.32 * 10^5$
KIR	0.23	0.03	4.5	1.5	$3.18 * 10^{17}$	$4.3 * 10^5$	$3.7 * 10^5$	0.15	$1.55 * 10^5$

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю, канд. физ.-мат. наук Э.Г. Геодакяну за ценные замечания и помощь при выполнении данной работы.

Литература

1. Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф., Алказ В.Г., Гусев А.А., Ерохин Л.Ю., Заградник И., Кендзера А.В., Коган Л.А., Лутиков А.И., Попова Е.В., Раутиан Т.Г., Чернов Ю.К. Методы оценки сейсмических воздействий (пособия) // Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1993, вып. 34. с 95.
2. Геодакян Э.Г., Оганесян С.М., Карапетян Дж.К. Об основных направлениях исследований аномальных проявлений сейсмических воздействий в очаговой и ближней зонах сильных землетрясений // Труды I международной конференции молодых ученых, посвященная 70-летию основания НАН РА. Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства, Изд. "Гитутюн", НАН РА, 2013. С. 321-326.
3. Карапетян Дж.К. Сопоставительный анализ расчетных кривых коэффициента динамичности $\beta(T,n)$, полученных различными методами // Вопросы инженерной сейсмологии. ISSN 0132-2826. 2012, Т. 39. № 3. С. 33-40.
4. С.Г. Молотков, О.А. Серова Исследования частотно-пространственных и частотно-азимутальных полей колебаний грунта в ближней зоне землетрясений // Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986, (Вопросы инженерной сейсмологии; вып. 27. С.74-82.
5. Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И., Зобин В.М., Коган С.Я., Корчагина О. А., Москвина А.Г., Полиарпова Л.А., Чепкунас Л.С. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от стационарного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очагов // Вулканология и сейсмология. М.: Наука, 1989. С. 66-79.

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕНОСНОСТИ ЮГА ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

*Сафин Ришат Ирекович, инженер-геолог
ОАО «Сибирский научно-аналитический центр»
e-mail: geolog.safin@gmail.com
научный руководитель: к.г.-м.н. В.С. Бочкарев*

Территория Южного Ямала от Байдарацкой губы до п. Салемал изучена сейсморазведкой относительно слабо. В результате буровых работ в 1961 г. на профиле Щучье-Салета, проводившихся ЯНКГРЭ ТТГУ и ВНИГРИ – совместно, были получены первые на Ямале непромышленные притоки нефти. В результате было открыто Верхореченское поднятие - структура 2 порядка с амплитудой по северо-восточному крылу 1 км, где и были установлены прямые признаки нефтеносности альба и палеозойского фундамента (Крохин, Ослоповский, Кулахметов, Ростовцев и др.).

На профиле в скв. 7-кп были подняты образцы керн, содержащие жидкие битумы (нефть). Нефтепроявления приурочены к отложениям альба в виде маслянистых пятен, а также к выветрелой верхней части фундамента, в виде светло-коричневой нефти, пропитывающей керн [1]. Фундамент представлен сильно разрушенными кварцевыми порфирами – палеотипными эффузивами кислого состава. Позднее в 70 м от скв. 7-кп была пробурена дублирующая скв. 32-пр с задачей получения дополнительных данных о нефтеносности пород чехла и фундамента. Вскрытые скважиной под осадочным чехлом порфиры содержат по трещинам нефть, а в результате испытания из этих порфиров получена пленка очень тяжелой нефти, плотностью 0,941 г/см³. Анализ нефти показал, что нефть окислена, содержит только тяжелые фракции и мазут и совершенно лишена летучих компонентов. Нефтедержащие породы перекрываются морскими глинистыми породами альба. Незначительные газопроявления наблюдались в процессе бурения скв. 32-пр в интервале альба и скв. 33-пр в верхнемеловых отложениях, где в алевролитах были описаны примазки битума (Крохин, Ослоповский, 1963, ф).

Признаки нефти, установленные при испытании скв. 32-пр по элементарному составу (С-87,38%, Н-11,02%, серы-0,32%, азота-0,38%, кислорода-1,06%) очень близки к битумам, обнаруженным Дедеевым В.А. в эйфельских известняках Щучьинской мульды и также должны быть отнесены к нефтям, подвергшимся глубокому поверхностному выветриванию - гипергенезу. На это указывают и анализы битума из скв. 7-кп. Скорее всего, при латеральной миграции с востока и заполнении нефтью коллекторов в трещинах фундамента и терригенных коллекторах альба подверглись процессам гипергенеза (окислению) в связи с небольшими глубинами залегания, что и привело к образованию тяжелых нефтей и битумов.

Дальнейшее бурение на профиле и испытание скважин в отложениях фундамента, коры выветривания, альба, апта и сеномана дали, отрицательные результаты, что, по мнению И.П. Крохина объясняется гидрогеологическими условиями – промытостью недр и отсутствием надежной структурной основы на тот момент. Несмотря на прямые признаки нефтеносности в 1963 г. Верхореченское поднятие было отнесено к бесперспективным.

Однако в современных условиях, когда наиболее активно идет выработка запасов, и наращивание ресурсной базы заставляет нас выходить на новые территории, мы вновь обращаем внимание на Верхореченскую зону, как и в целом на весь юг полуострова Ямал.

На наш взгляд эта территория перспективна в отношении нефтеносности. По данным испытаний и наличию прямых признаков нефти в керне мы отрисовали предполагаемый контур единой залежи в коллекторах альба и коре выветривания в своде антиклинального поднятия (рис. 1). Высота залежи при этом не менее 32 м. В аналогичных геологических условиях залегают нефтяные пески и битумы Атабаска в Канаде, приуроченные к зоне выклинивания кварцевых песков нижнего мела и трещиноватых пород фундамента на склонах Канадского щита (рис. 3). Их начальные запасы оцениваются в 20,6 млрд. тонн

тяжелой нефти и битума [2]. В нашем случае зона нефтеносности может состоять из 3-4 месторождений.

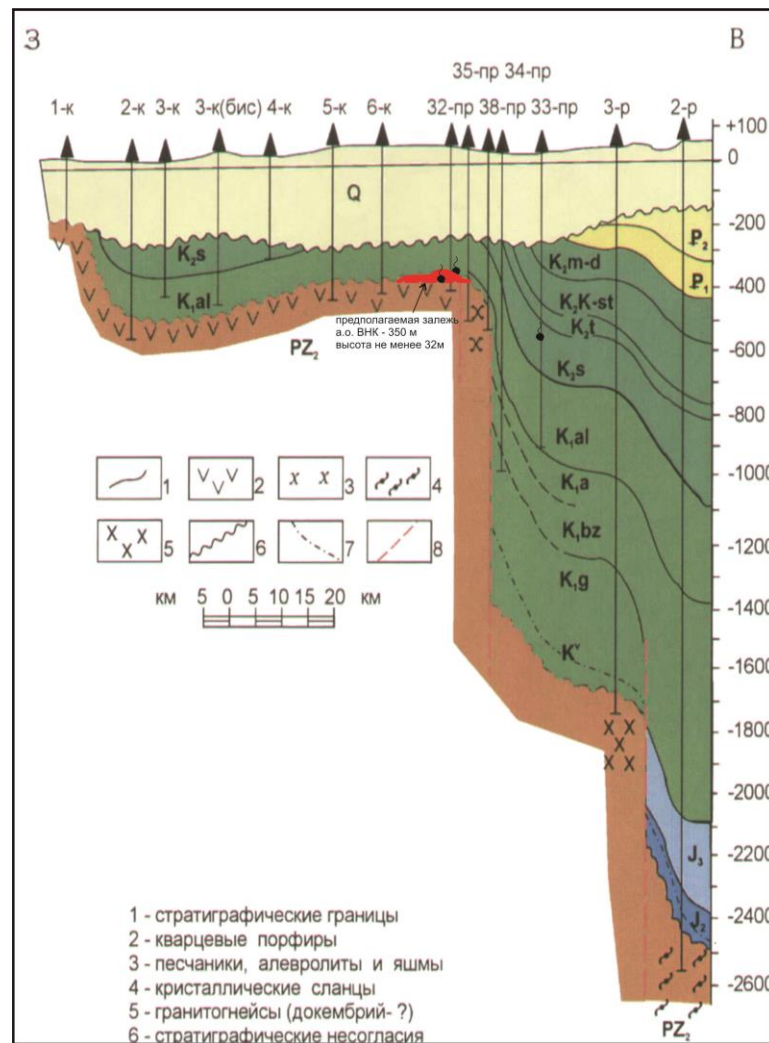


Рис. 1. Схематический геологический разрез по линии Щучье-Салета (по Н.Х. Кулахметову с дополнениями В.С. Бочкарева)

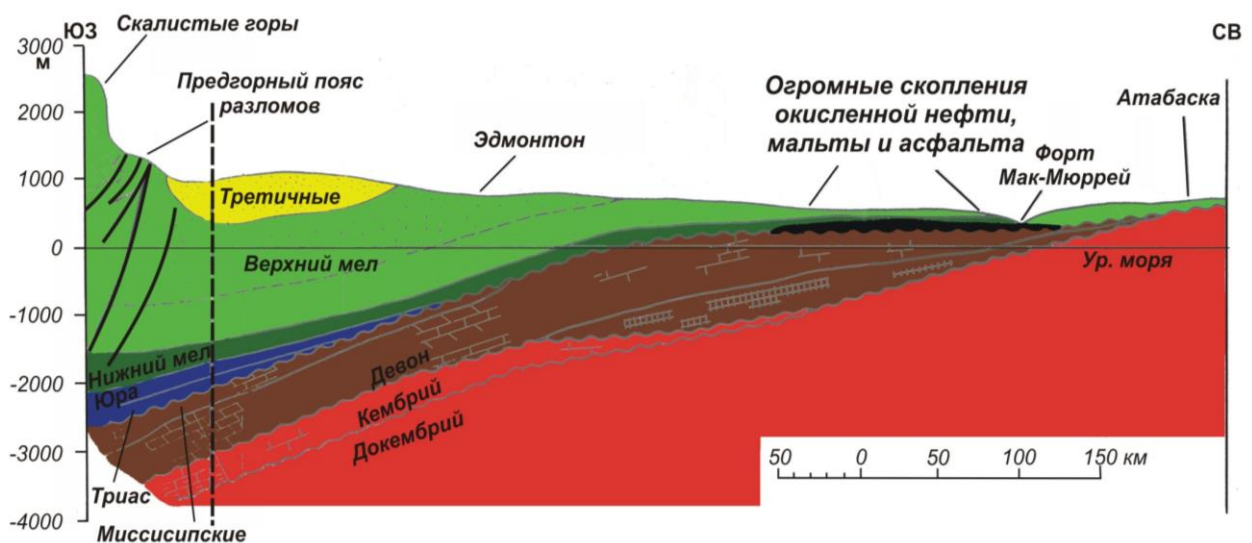


Рис. 2. Геологический разрез нефтяных песков и битумов Атабаска в Канаде (по данным А.Н.Дмитриевского, 2013)

Природа нефтепроявлений на Верхореченской площади нами представляется за счет миграции нефти из глубоких мезозойских прогибов вверх по восстанию пластов и проникновению ее в трещиноватые участки фундамента с востока [3, 4]. Известно, что один из главных факторов движения нефти – сила тяжести, следовательно, здесь могут предполагаться залежи в нижнемеловых отложениях, выклинивающихся на склонах поднятий и соответственно экранированных альбской покрывкой или нетрещиноватыми породами фундамента.

Для выявления потенциально продуктивных пластов и возобновления поисковых работ на нефть в данном районе необходимо провести геохимическую съемку, сейсморазведку и продолжить бурение как картировочных (колонковых) так и поисковых скважин. Необходимо отметить, что по рекомендациям ОАО «СибНАЦ» в 2013 г. на юге Обской губы с выходом на сушу юга п-ва Ямал был поставлен вопрос о проведения здесь региональных профилей 2D. Уже скоро эти работы начнутся – а это значит, что вскоре будет детально уточнено геологическое строения, тектоника и другие спорные вопросы данного региона. Только после проведения довольно сложного объема ГРП можно открыть новый нефтеносный район в отложениях южного Ямала.

Выводы:

1. По результатам бурения и испытания скв. 7-кп и 32-пр на Верхореченской площади отрисован контур предполагаемой залежи в зоне контакта палеозоя и альба.
2. Высота залежи нефти составляет не менее 32 м.
3. Верхореченская зона - некоторый аналог неокотским залежам битуминозных песков в Канаде, что, несомненно, повышает перспективы дальнейшего изучения нефтеносности района.

Литература

1. Евсеев, Г.П. Перспективы нефтегазоносности севера Западно-Сибирской низменности / Г.П. Евсеев // Труды ВНИГРИ. Выпуск 225. Ленинград, 1963. С. 286-300.
2. Геология нефти, справочник, том 2, книга 2. Нефтяные месторождения зарубежных стран. Под ред. И.В. Высоцкого. Недра, Москва, 1968. С.456.
3. Бочкарев, В.С. Геологическое строение палеозойского и триасового комплексов в Пуровском регионе и перспективы их нефтегазоносности / В.С. Бочкарев // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. Тюмень, 1995. С. 179-206.
4. Бочкарев, В.С. Складчатый фундамент полуострова Ямал / В.С. Бочкарев, А.М. Брехунцов, К.Г. Лукомская // Горные ведомости, 2010. № 8. С. 6-35.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КУРАЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

*Сахарова Мария Александровна, аспирант
Новосибирский государственный университет,
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
e-mail: sakharovamariya@yandex.ru
научный руководитель: д.г.-м.н. Поспеева Е.В.*

Введение

Магнитотеллурические зондирования (МТЗ) являются важной составной частью геолого-геофизических исследований, направленных на изучение структур Горного Алтая. МТЗ позволяют существенно дополнить и расширить имеющиеся представления о глубинной структуре земной коры, ее составе и деформации глубинными разломами новейшей эпохи. Настоящие исследования проведены в пределах Курайской тектонической впадины с целью изучения современных кайнозойских процессов и их связи с сейсмичностью региона. Особое внимание было уделено изучению глубинных разломов кайнозойского этапа, составляющих основу новейшего структурного плана Юго-Восточного Алтая.

Методика исследований

Работы выполнялись аппаратурой канадской фирмы «Phoenix Geophysics Ltd» в диапазоне периодов 0.003-10000 с. Использовались два измерительных модуля MTU-5, позволяющих регистрировать пять компонент (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z) магнитотеллурического поля. Шаг наблюдений составил 4 - 5 км. Применялась крестообразная установка с длиной электрических диполей 100 м. Записи компонент магнитотеллурического поля осуществлялась в течение 19-20 часов. Для обработки полевых данных использовалось программное обеспечение «Phoenix Geophysics», 1D и 2D инверсия выполнены в программном комплексе «WinGLink».

Построение интерпретационной модели выполнено на основе анализа магнитотеллурических данных, позволяющих определить размерность, положение, суперпозицию и простираание изучаемых структур. На этом этапе важную роль играют частотные разрезы МТ-параметров - N_{mt} , $skew_S$, $skew_B$ и полярные диаграммы тензора импеданса. Простираание региональных структур определялось методом полярных диаграмм [Бердичевский, 1968; Бердичевский, Ваньян, Нгуен Тхань Ван, 1993], E-поле поляризовано вдоль простираания структур по оси X.

Анализ полярных диаграмм не только позволяет определять простираание региональных структур, но разделять локальные и региональные эффекты. Так например, в пределах структур, ориентированных вкрест простираания региональной модели происходит вращение полярных диаграмм на 90° (рис. 1а) и пересечение кривых кажущегося сопротивления. В качестве таких структур в изученном районе выступают активные кайнозойские разломы. Для определения кривых продольных и поперечных ко всем выделяемым структурам, ветви Z_{xy} , Z_{yx} , ϕ_{xy} и ϕ_{yx} меняются местами, начиная с периода, на котором происходит смена простираания модели, а затем рассчитываются кривые ρ_k (рис.1б). Корректность такого подхода подтверждается графиками $M=f(\sqrt{T})$ и $\theta =f(\sqrt{T})$, на которых четко фиксируется смена простираания модели разреза. Здесь - M - отношение модулей продольного и поперечного импеданса, а θ - угол между положительным направлением оси X и максимальным импедансом. На критическом периоде происходит «скачок» графиков: θ изменяется на 90° , а M - становится намного меньше 1.

Результаты

Курайская впадина представляет собой крупную межгорную депрессию, ограниченную с юга и северо-востока Северо-Чуйским и Курайским хребтами. С северо-запада впадину замыкают Эстулинский, Айгулакский и Кубадринский горные массивы. Впадина имеет

ромбовидную форму, характерную для впадин со взбросо-сдвиговыми тектоническими границами. В западной части впадины палеозойский фундамент выходит на поверхность, а восточная ее часть представляет собой бассейн кайнозойской седиментации.

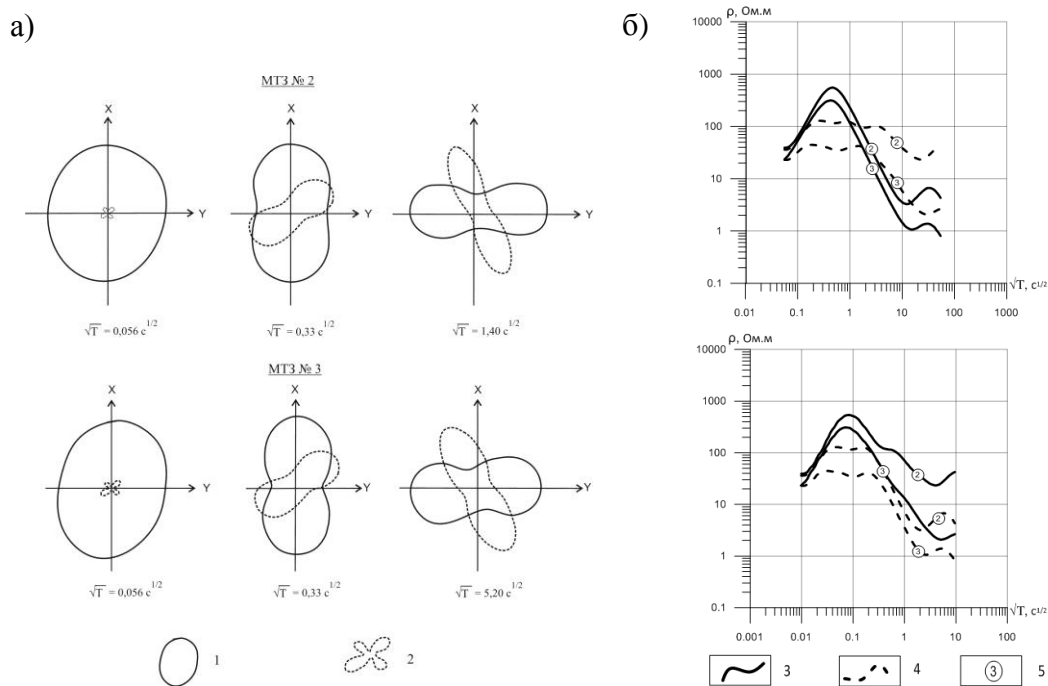


Рис. 1. Полярные диаграммы тензора импеданса (а); наблюдаемые кривые МТЗ (б)
 1 – Z_{xy} ; 2 – Z_{xx} ; 3 – поперечные кривые; 4 – продольные кривые; 5 – номера пунктов зондирования

Результаты морфотектонического анализа показали, что формирование наиболее крупных зон кайнозойских деформаций на границах хребтов и впадин происходит за счет поэтапного вовлечения в поднятия периферических частей впадин по вновь образующимся разломам [Новиков, 2004]. С одной или с двух сторон на впадины по разломам надвигаются хребты. Судя по сильной сейсмической активности территории, начавшейся в олигоцене и резко активизировавшейся в конце неогена, процесс формирования (роста) горных сооружений продолжается в настоящее время.

Этот процесс хорошо иллюстрируется особенностями распределения электрического сопротивления в пределах западного обрамления Курайской впадины, где на поверхность выходит крупный массив, сложенный кристаллическими породами, устойчивыми к денудации (рис.2). В геоэлектрическом разрезе в верхней части земной коры он выражен образованиями с достаточно высокими значениями удельного электрического сопротивления (УЭС), достигающими более 1500 Ом.м. Высокие значения УЭС характерны и для Северо-Чуйского хребта, сложенного метаморфизованными породами кембрия и ордовика. В интервале глубин 5-10 км наблюдается преобладание исключительно низких значений УЭС, обусловленных особенностями новейшей тектоники Русского Алтая. В его пределах формирование горных сооружений происходило по взбросовым (реже надвиговым) дислокациям, наряду с преобладающими по амплитудам сдвиговыми перемещениями по основным разломам. Свидетельством того, что подвижки по разломам не прекращаются, являются крупные обвалы, вероятно сейсмически индуцированные.

Эти особенности формирования горных сооружений [Новиков, 2004] позволяют предполагать исключительно высокую проницаемость земной коры для флюидных потоков, обуславливающих снижение УЭС как в мантии, так и в коре.

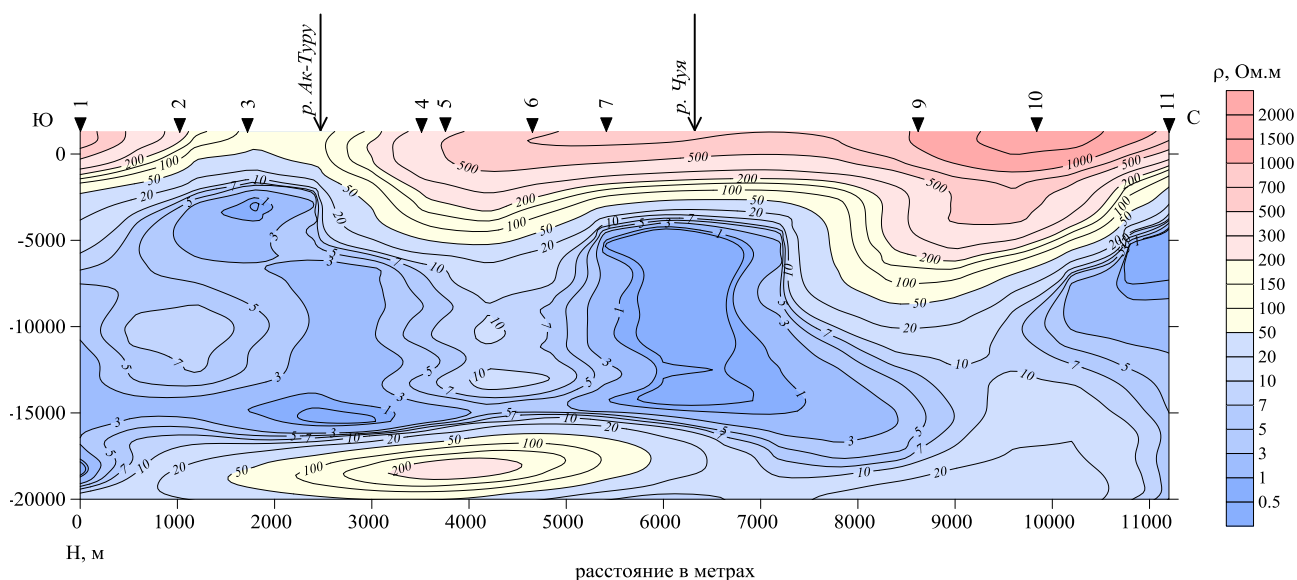


Рис. 2. Глубинный геоэлектрический разрез северо-западного обрамления Курайской впадины [Поспеева Е.В., 2013]

Вертикальная миграция (разгрузка) флюидов происходит в зонах проводящих разломов в современную эпоху и отражается в вариациях магнитотеллурического поля в виде субвертикальных геоэлектрических неоднородностей с низкими значениями УЭС (рис. 3).

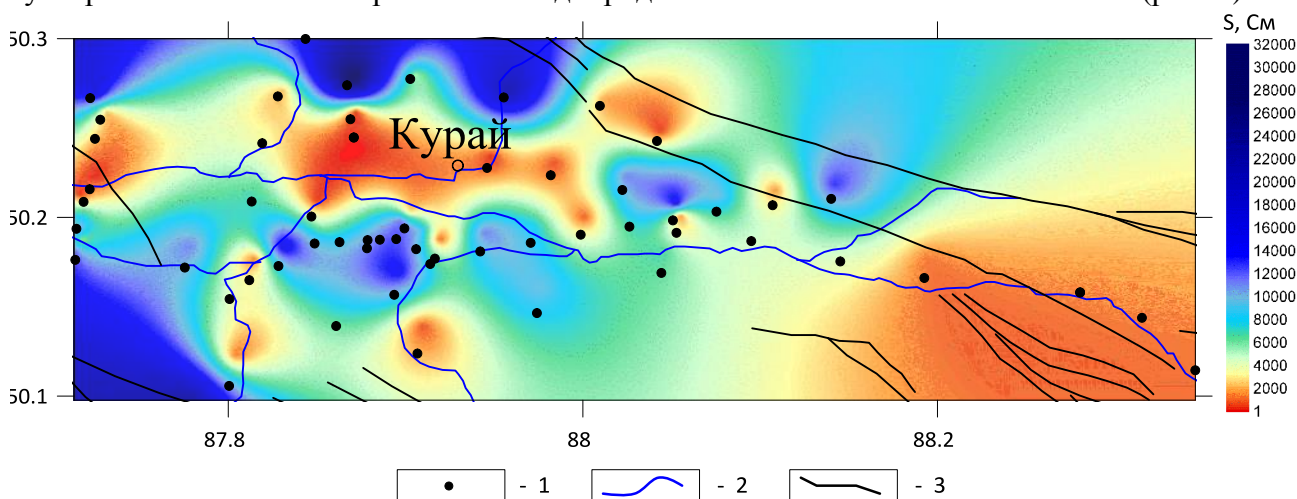


Рис. 3. Схема распределения суммарной продольной проводимости в Курайской впадине

1 – пункты зондирования; 2 – реки; 3 – разломы по геологической карте 1:200000

Заключение

Приведенные выше данные о строении и особенностях молодых процессов изученной территории представляют интерес с различных точек зрения и прежде всего с точки зрения сейсмичности.

Автор выражает свою благодарность научному руководителю Поспеевой Е.В., а также Витте Л.В. и Потапову В.В. за неоценимую помощь, оказанную в ходе написания настоящей работы.

Литература

1. Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 255 с.
2. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Нгуен Тхань Ван. Фазовые полярные диаграммы магнитотеллурического импеданса // Физика Земли, 1993. № 2. С. 19-23.
3. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, 2004. 311 с.
4. Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В. Применение метода МТЗ в районах с новейшей тектоникой и сейсмической активностью (на примере Горного Алтая). // Геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. 8-13 сентября 2013 г. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. С. 230-232.
5. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 41-ой сессии Международного семинара им. Успенского. 27-31 января, Екатеринбург, 2014. С. 205-207.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕСТИРОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА АРХЕОЛОГИЧЕСКОМ ОБЪЕКТЕ КУРМИНСКОЕ ОЗЕРО-2 В ПРИОЛЬХОНЕ

*Ткачева Констанция Юрьевна, студент
Иркутский Государственный Технический Университет, г. Иркутск
e-mail: cool.konstanciya@mail.ru
научный руководитель: Давыденко Ю.А., к.т.н., доцент, ИрГТУ*

В рамках разработки аппаратно-программного электроразведочного комплекса «Марс» в Приольхоне были проведены площадные электроразведочные работы по технологии электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП). Помимо чисто технических задач, возникающих при пуско-наладочных работах, оценивалась минимальная глубина исследований и разрешающая способность технологии ЭМЗВП. В качестве эталонного объекта был выбран археологический памятник «Курминское озеро-2», выделенный по данным детальной магнитной съемки. На данном участке площадью 10х10м., на глубине до двух метров расположены ямные сыродутные железовосстановительные горны. В результате была выполнена площадная съемка в объеме около 450 точек зондирования: установкой срединного градиента регистрировались переходные процессы до 125 мс. Инверсия данных ЭМЗВП в рамках параллельнослоистой поляризуемой модели показала чувствительность к изменению геоэлектрических параметров в пределах первых 2-х метров, а на глубине около 20 м уверенно выделяется графитизированный проводящий слой.

1-2 июня 2013 г. проведены опытно-методические работы по технологии ЭМЗВП, главной целью которых являлось тестирование возможности использования аппаратно-программного электроразведочного комплекса «Марс» для решения задач инженерной геофизики и выполнения археологических исследований.

Опытные работы проводились в малонаселенном районе, в 280 км от г. Иркутска на берегу озера Байкал (район Малого моря, залив Курма). Исследовался археологический памятник «Курминское озеро - 2», который находится в 1,8 км к северу от д. Курма, вблизи дороги «Курма-Зама». В центре участка находится ряд слабовыраженных изометричных и вытянутых вдоль склона углублений (рис. 1б). По всей территории участка (более 1500 м²) обнаруживаются кусочки шлаков. Результаты, полученные при проведении магнитометрических съемок в течение предыдущих лет, свидетельствуют о сложной структуре магнитного поля участка (рис. 1а). В рамках аномальной зоны выделяется 9 локальных аномалий (с интенсивностью более 200 нТл), интерпретируемые как металлургические горны.

Результаты проведенных ранее археологических раскопок и магниторазведочных исследований показали, что в Приольхоне на рубеже эр использовались ямные сыродутные железо-восстановительные горны [2]. Радиоуглеродное датирование показало, что деятельность этих металлургических центров относится к концу I тыс. до н. э. – началу I тыс. н. э. Рабочая камера таких горнов сооружалась в плотном суглинке, на краю ямы либо канавы, глубина которых достигала 1,5 метров. Рабочая камера имела воронкообразную форму (похожую на перевернутую наклонную треугольную пирамиду, с закругленными ребрами). Верхнее отверстие рабочей камеры горна выходило на дневную поверхность, а нижнее - в пригорную яму, на глубине 1,0 - 1,4 м. Нижнее отверстие горна закрывалось куполообразным, каменно-кирпичным сооружением. Фрагменты такого сооружения были обнаружены во время раскопок у нижнего отверстия рабочей камеры одного из горнов металлургического центра Курминское озеро - 1.

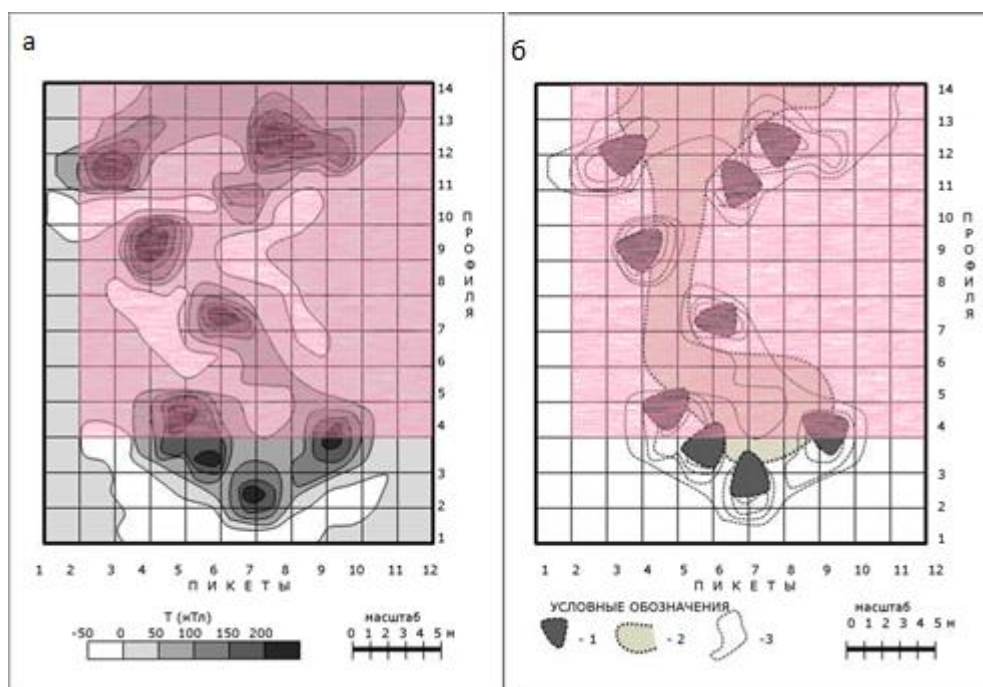


Рис. 1. Результаты магнитометрических съемок (а) и схема предполагаемого строения металлургического центра (б) на участке Курминское озеро - 2. Розовым цветом отображен участок, на котором были выполнены детальные электроразведочные работы по технологии ЭМЗВП.

Технология ЭМЗВП предполагает регистрацию полной формы переходного процесса от горизонтального электрического диполя с помощью заземленной линии. Измерения проводились установкой срединного градиента с юго-западной стороны от силовой линии АВ на расстоянии около 100 метров. Генераторный диполь АВ из геофизического провода ГПМП длиной 200м был протянут поперек проселочной дороги с юга-востока на северо-запад. Восточной заземление В из 4-х железных электродов было расположено в болотистой местности, а западное заземление А из 6-ти электродов на сухом участке, на склоне холма. В итоге сопротивление заземления линии АВ составило 200 Ом. Силовая установка, которая состояла из бензинового агрегата мощностью 2 кВт и коммутатора ВП-1000, генерировала последовательность разнополярных, стабилизированных по току импульсов величиной в 2 А в режиме импульс (+) – пауза - импульс (-) - пауза. Длительность токового импульса равна длительности токовой паузы и составила 125 мс.

Заземление приемных электродов производилось в первые 10-20 см грунта. Грунт на площади различный, со значительной примесью кусков шлаков и горных пород, обожженных суглинков, с высоким удельным электрическим сопротивлением (УЭС) - около 30 кОм. Используемая приемная аппаратура состоит из 4-х канального измерительного модуля с 18-ти разрядным АЦП последовательного приближения с частотой дискретизации 100 кГц. Проводилась непрерывная запись серии разнополярных импульсов длительностью около двух минут, за это время регистрировалось более 200 переходных процессов в токовой паузе. Четырьмя измерительными каналами одновременно регистрировался сигнал, поступающий через приемную косу от четырех разносов M_1N_1 , M_2N_2 , M_3N_3 и M_4N_4 , с расстоянием в 0,5 м между электродами.

Запись проводилась приемными линиями MN, параллельными силовой линии АВ. В амплитудах переходных процессов, нормированных на поле, взятое в момент пропускания тока, отчетливо видны геоэлектрические неоднородности: более проводящие, по сравнению с вмещающими породами, горны и предгорновая яма.

В ходе тестовых измерений было записано 448 физ. наблюдений, которые были проинтерпретированы в программе Mars 1D. Массовая инверсия кривых ЭМЗВП проводилась в рамках одномерной поляризуемой модели. Использовалась формула Cole-

Cole [3], описывающая комплексное, зависящее от частоты удельное электрическое сопротивление.

В результате подбора подтвердилась высокая чувствительность кривой зондирования к геоэлектрическим параметрам верхней части разреза, где с помощью автоматической инверсии выделяются слои мощностью около метра. Для того чтобы выделить горны, в модели используется два верхних слоя толщиной до 2 м. Мощность проводящего, вероятно графитизированного слоя, ограничена двумя метрами на глубине около 20 м. Массовый полуавтоматический подбор показал устойчивость данной модели, среднеквадратическая невязка, как правило, не превышала 10%.

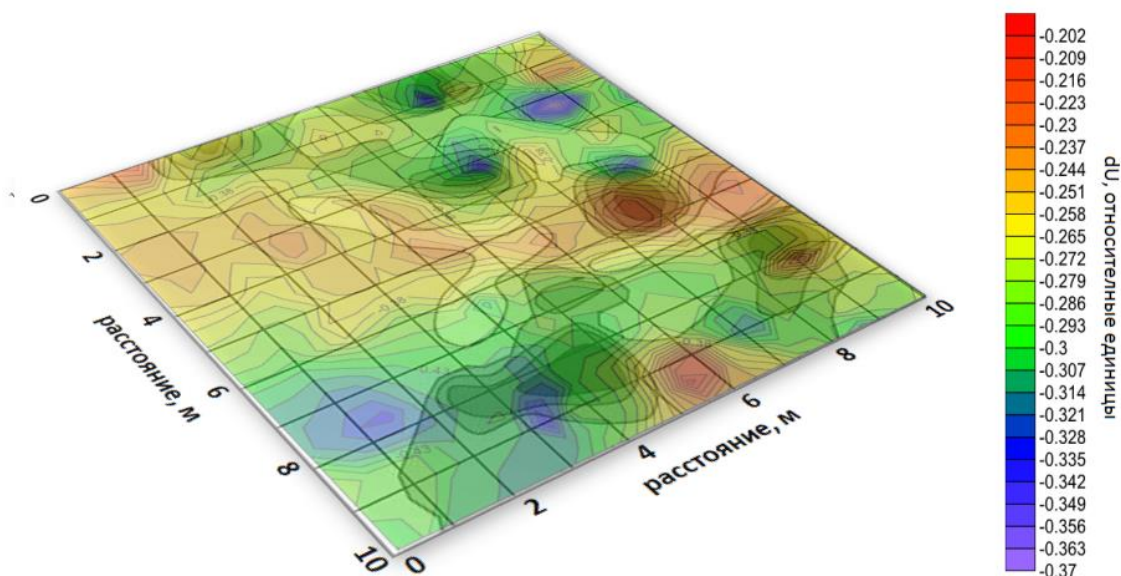


Рис. 2. Проявление горнов в регистрируемом электромагнитном поле при времени задержки в 0.1 мс

Полученные результаты дают основание считать, что материалы могут быть использованы для дальнейшей количественной интерпретации в рамках как одномерных, так и трехмерных моделей с учетом частотной дисперсии электропроводности. Зарегистрированные массовые данные свидетельствуют о высокой разрешающей способности аппаратно-программного электроразведочного комплекса «Марс», пригодного для решения задач рудной и инженерной геофизики, выполнения археологических исследований и поисков рассыпных полезных ископаемых и высокой производительности технологии ЭМЗВП.

Литература

1. Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Куприянов И.С., Пестерев И.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В., Яковлев С.В. Эффект интеграции робастного регрессионного анализа с инверсией для переходных процессов в методе срединного градиента при изучении трубок взрыва на Анабарском шите // Записки горного института, Санкт-Петербург, 2013. Т. 200. С. 28-33..
2. Харинский А.В., Снопков С.В. Производство железа населением Приольхонья в елгинское время // Известия Лаборатории древних технологий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. Вып. 2. С. 167-187.
3. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Phys. 1941. v.6. P. 341-353.

ОБРАБОТКА ПРИЗАБОЙНОЙ ЗОНЫ ПЛАСТА

*Туктаров Фанзиль Илгамович, студент
Стерлитамакский филиал Башкирского Государственного университета
e-mail: gkama@mail.ru
научный руководитель: Хусаинова Г.Я., к.ф.-м.н., доцент*

При долгой эксплуатации газонефтяных скважин происходит засорение призабойной зоны пласта за счет отложения твердой фазы (например, парафина, асфальто-смолистых веществ, и.т.д.). В результате это приводит к снижению дебита скважин. К числу высокоэффективных способов очистки призабойных зон относятся технологии с использованием энергии взрыва. Высокотемпературные продукты взрыва, проникая достаточно глубоко в пористые породы, приводят к ее очистке. Они могут привести к плавлению парафина и битумных отложений, что в свою очередь усиливает эффективность этих процессов.

Кроме того, информация, полученная при взрыве, может быть использована для контроля прискважинной зоны. В частности, по времени релаксации давления в скважине, можно оценить коллекторские параметры пласта. Необходимые оценки для проведения технологических расчетов можно получить на основе решений плоско-одномерной, радиально-симметричной и сферической задач. В частности, если радиально-симметричная постановка позволяет проанализировать очищение пористой среды вокруг скважины, то плоско-одномерная задача дает возможность проследить эти процессы в трещинах.

Основные уравнения. Пусть в исходном состоянии ($t < 0$) давление газа во всем пористом пласте вокруг полости постоянно и равно p_0 , а сама полость (трещина, цилиндрическая или сферическая области) заполнена взрывчатым веществом. В момент времени $t = 0$ происходит взрыв и полость заполняется продуктами взрыва, давление в ней достигает до значения p_e . Далее, за счет фильтрации продуктов взрыва давление в полости будет релаксировать до p_0 .

При описании этой задачи примем следующие допущения: пористый скелет считаем несжимаемым и однородным; пластовое давление газового месторождения небольшим и в уравнении движения используем линеаризованную функцию Лейбензона; значения коэффициентов вязкости, плотности газа не зависят от температуры и давления.

В рамках вышеизложенных допущений для нестационарного течения запишем закон сохранения массы, линейное уравнение пьезопроводности и закон Дарси для продуктов взрыва в пористой и проницаемой породе вокруг этой полости в виде:

$$\frac{d}{dt} \left((\pi a)^n a \rho \right) = - (2\pi a)^n \rho v \Big|_{r=a}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} = \chi \frac{1}{r^n} \frac{\partial}{\partial r} r^n \frac{\partial p'}{\partial r}, \quad v' = - \frac{k}{\mu_g} \frac{\partial p'}{\partial r}. \quad (2)$$

Здесь p' , v' - распределение давления и скорости вокруг полости; χ - коэффициент пьезопроводности, $\chi = \frac{kp_0}{\mu_g m}$; m, k - коэффициенты пористости, проницаемости; ρ , μ_g - плотность, вязкость газа; a - радиус полости; $n = 0$ и 1 соответствуют плоско-одномерной и радиально-симметричной задачам.

Для данного физического процесса определим начальное и граничное условия:

$$p' = p_0 \text{ при } t = 0, \quad r > a; \quad p' = p(t), \quad v = v' \text{ при } t > 0, \quad r = a. \quad (3)$$

Для зависимости текущей плотности и давления в полости примем уравнение состояния в виде степенного закона

$$\frac{p}{p_e} = \left(\frac{\rho}{\rho_e} \right)^\gamma, \quad (4)$$

где γ - показатель политропы.

Плоско-одномерная задача ($n = 0$, $r = x$). Из условия (3) видно, что мы имеем задачу с переменным граничным условием. Применяя принцип Дюгамеля, решение уравнения (2) при начальном и граничном условиях (3) можно представить в виде [2]:

$$p'(x, t) = \int_0^t \frac{\partial U(x - a, t - \tau)}{\partial t} (p(\tau) - p_0) d\tau, \quad (5)$$

где
$$U(x - a, t - \tau) = 1 - \Phi\left(\frac{x - a}{2\sqrt{\chi(t - \tau)}}\right), \quad \Phi(\alpha) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\alpha e^{-\mu^2} d\mu.$$

С учетом (4) и (2) на основе (1) получаем интегральное уравнение для давления внутри полости

$$\ln\left(\frac{p}{p_e}\right) = -\frac{k\gamma}{a\mu_g\sqrt{\pi\chi}} \int_0^t \frac{p(\tau) - p_0}{\sqrt{t - \tau}} d\tau. \quad (6)$$

Для дальнейшего удобно представить это интегральное уравнение в безразмерной форме, введя переменные:

$$\tilde{p} = \frac{p}{p_e}, \quad \tilde{p}_0 = \frac{p_0}{p_e}, \quad T = \frac{t}{t_0}, \quad \tilde{\tau} = \frac{\tau}{t_0}, \quad t_0 = \left(\frac{k\gamma p_e}{a\mu_g\sqrt{\pi\chi}} \right)^{-2}.$$

Получаемая при этом уравнение имеет вид:

$$\ln \tilde{p} = -\int_0^T \frac{\tilde{p}(\tilde{\tau}) - \tilde{p}_0}{\sqrt{T - \tilde{\tau}}} d\tilde{\tau}. \quad (7)$$

Решение и анализ этого уравнения представляет наибольший интерес с точки зрения приложений. Результаты численного решения интегрального уравнения (7) представлены на рис. 1 в виде зависимости безразмерного давления \tilde{p} от безразмерного времени $\tilde{\tau}$ при разных значениях пластового давления \tilde{p}_0 (линии 1, 2, 3 соответствуют $\tilde{p}_0 = 0,5$, $\tilde{p}_0 = 0,1$, $\tilde{p}_0 = 0,05$). Для параметров пористой среды, полости и газа приняты следующие значения: $m=0,1$, $a=0,1$ м, $\mu=10^{-5}$ Па*с, $p_0=1$ МПа, $p_e=10$ МПа. Из рисунка видно, что за определенный промежуток времени при низком пластовом давлении изменение давления в полости происходит быстрее, чем при высоком.

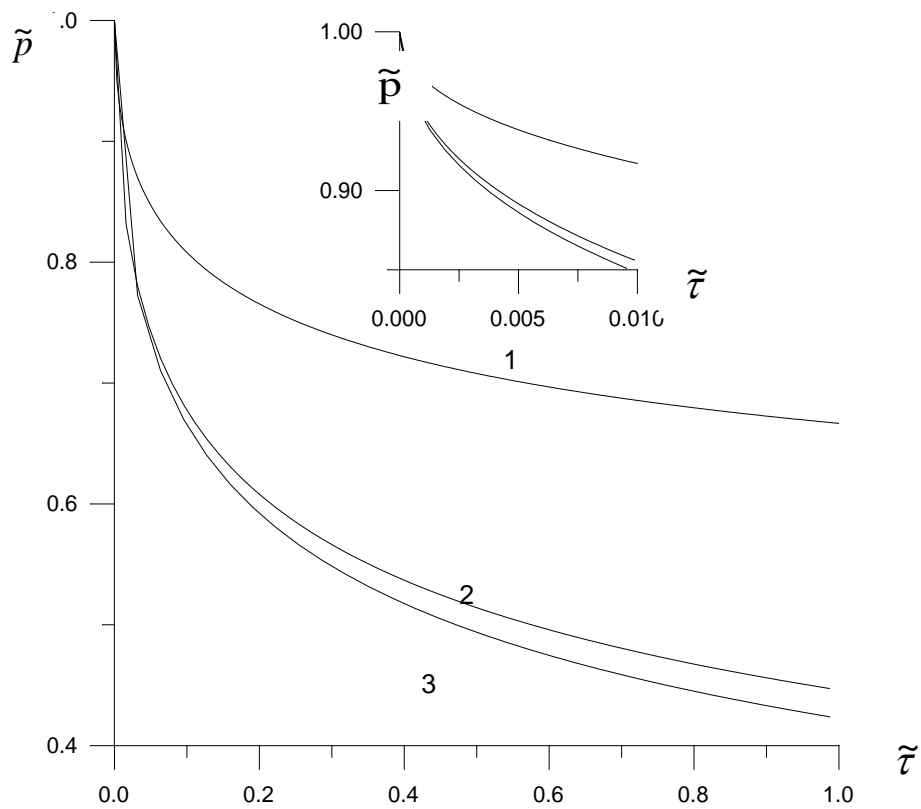


Рис. 1.

Литература

1. Басниев К.С., Кочина И.Н., Максимов В.М. Подземная гидродинамика. М.: Недра, 1993. 416 с.
2. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнение математической физики. М.: "Наука", 1972. 735 с.

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РАЙОНА ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

*Федоренко Ирина Валентиновна, техник
Институт экологических проблем Севера УрО РАН
e-mail: fedorenko.irina.v@yandex.ru
научный руководитель: к.ф.-м.н. Баранов С.В.*

Хребет Гаккеля является границей, разделяющей Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты. Традиционно считается, что сейсмичность хребта обусловлена ультрамедленным спредингом океанического дна. Скорость спрединга в районе хребта Гаккеля варьируется от 0.9 до 1.1 см в год [1]. В ходе последнего исследования механизмов очагов землетрясений с хребта Гаккеля было установлено, что спрединг генерирует менее 10% суммарного скалярного сейсмического момента, остальная часть контролируется сдвиговыми дислокациями [2].

Другой особенностью хребта Гаккеля является наличие подводного вулканизма, визуальное подтверждение которого было получено в 1999 г. во время научного рейса американской подводной лодки *Hawkbill* [3]. В частности были обнаружены потоки лавы на хребте Гаккеля в районе 85° в. д. Извержение сопровождалось сейсмическими событиями. За период с января по август 1999 г. в области, покрытой лавой, было зарегистрировано более 250 землетрясений с магнитудами *m_b* от 3.2 до 5.4.

Известно, что землетрясения, происходящие на вулканах, являются признаком вулканической активности. По механизму генерации они разделяются на вулканотектонические, возникающие в среде в результате хрупкого разрушения пород под действием сдвиговых и растягивающих напряжений, и землетрясения, имеющие импульсную природу источника. События второго типа имеют пиковую форму спектра. Максимум их энергии приходится на нижний частотный диапазон до 3.5 Гц [4]. Поэтому их обычно называют низкочастотными (длиннопериодными). Вулканотектонические землетрясения имеют более широкий спектральный состав. Изучение сейсмической активности на вулканах может быть полезным для прогноза извержений.

В настоящей работе предпринята попытка обнаружить низкочастотные землетрясения в области хребта Гаккеля от 7° з.д. до 123° в. д. с помощью анализа Фурье-спектров объемных волн. В качестве исходных данных использовались записи широкополосной (ZF13, диапазон регистрации от 0.01 до 25 Гц) и короткопериодной (ZF12, диапазон регистрации от 1 до 25 Гц) сейсмических станций, расположенных на архипелаге Земля Франца-Иосифа и входящих в состав Архангельской сейсмической сети [5]. Выбор именно этих станций обусловлен тем, что они являются ближайшими к хребту. Для изучения были отобраны 47 землетрясений с магнитудами от 1.4 до 4.3, произошедших в районе исследования за период с 16 октября 2012 г. по 19 апреля 2013 г. При этом эпицентры 7 событий взяты из каталога ISC, оставшиеся эпицентры определены по годографу Varents методом минимизации невязки времени в очаге по данным станций ZF12(3), KBS, SPA0.

Отметим, что подобные исследования уже проводились ранее, например, для вулканов Камчатки [6] и Аляски [7]. В то же время спектральный состав сейсмических событий района хребта Гаккеля практически не изучен.

Методика исследования. На начальном этапе обработки для устранения шума к записям был применен фильтр, пропускающий частоты выше 1 Гц. Интервал Р-волны выбирался по вертикальной (Z) компоненте, а S-волны – по одной из горизонтальных компонент. Размерность записей была приведена к размерности скорости (мкм/с). Для каждого из отобранных землетрясений были отдельно построены спектры мощности Р и S волн. Для расчетов использовались программный комплекс Windows Seismic Grafer [8] и Scilab [9].

Результаты исследований. На рис. 1а представлены фрагмент записи и спектры объемных волн низкочастотного землетрясения, произошедшего 20 ноября 2012 г. в 20:09:33. По нему видно, что оба спектра имеют резко выраженный пик на низких частотах в

районе 2 Гц. На рисунке 1б представлено вулканотектоническое землетрясение, произошедшее 01.11.12 в 20:34:23. Как видно из спектров, его энергия распределена более равномерно. По определению, низкочастотное землетрясение должно иметь более длиннопериодную исходную запись, чем вулканотектоническое. Однако внешне на записях сейсмических станций ZFI2, ZFI3 эта разница не заметна.

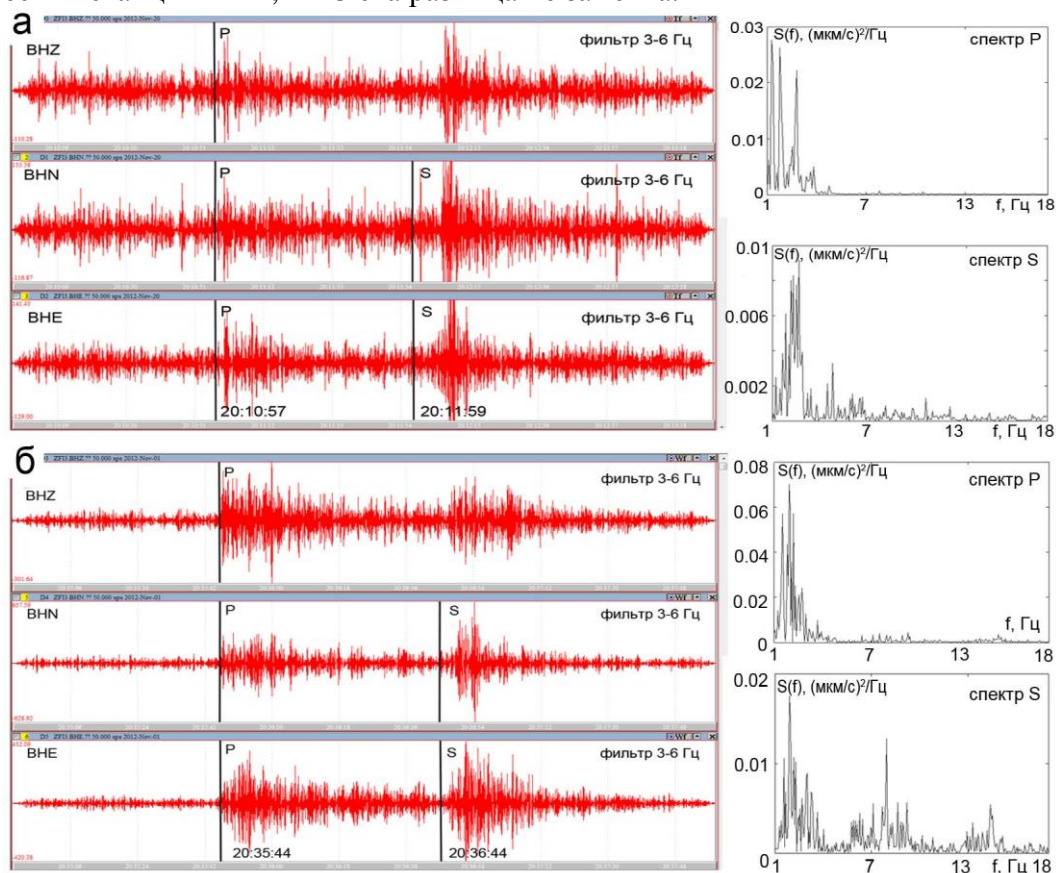


Рис. 1. Примеры волновых форм и спектров волн P и S: а – низкочастотное событие (20.11.12 20:09:33), б – вулcano-тектоническое (01.11.12 20:34:23)

В результате обработки было обнаружено 20 низкочастотных событий с магнитудами от 1.4 до 3.4, из них лишь одно (02.11.2012 с $m_b = 3.4$) содержится в каталоге ISC. Так как в выборку за указанный период времени вошли все события из этого каталога, то можно предположить, что станции, расположенные на Земле Франца-Иосифа, улучшают обнаружение низкочастотных событий. Пространственное распределение землетрясений обоих типов приведено на рисунке 2. Вулканотектонические события распределены более равномерно по хребту, чем низкочастотные. Логично предположить, что области концентрации низкочастотных событий являются зонами активного вулканизма. Кроме того, большая часть землетрясений расположена ниже оси хребта в среднем на 50 км, что не превосходит ошибок локации, возникающих из-за погрешностей определения фаз и годографа.

Заключение. В данной работе были построены спектры мощности 47 землетрясений, произошедших в районе хребта Гаккеля. Спектры строились по данным ближайших к хребту сейсмических станций ZFI2 и ZFI3, расположенных на Земле Франца-Иосифа и входящих в Архангельскую сеть. В результате были обнаружены землетрясения различной природы генерации: низкочастотные (20 событий) и вулканотектонические (27 событий), при этом лишь одно низкочастотное событие содержится в каталоге ISC. Было установлено, что вулканотектонические события распределены вдоль оси хребта более равномерно, чем низкочастотные. Высказано предположение, что области концентрации низкочастотных событий являются зонами активного вулканизма.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ №14-05-93080 и программы Президиума РАН №12-Р-5-1009.

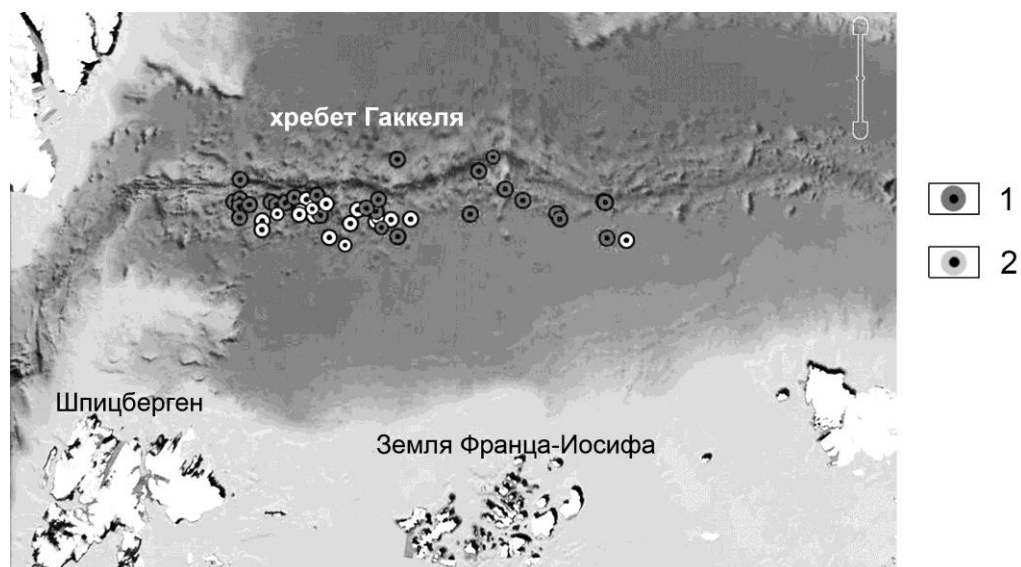


Рис. 2. Распределение эпицентров низкочастотных и вулканотектонических землетрясений в районе хребта Гаккеля
1 – вулканотектонические; 2 – низкочастотные

Выражаю глубокую благодарность сотруднику КФ ГС РАН к.ф.-м.н. Баранову С.В. за научные консультации.

Литература

1. Michael J., et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. V. 423. P. 956-961.
2. Vinogradov A.N., Baranov S.V. Recent geodynamic regime of the Eurasia – North American interplate boundary: Evidences from seismology of Arctic. // *Proceedings of the MSTU*. 2012. Vol. 15. N. 2. P. 435-438.
3. Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Edwards M.H., Kurras G.J. Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // *Geology*. 2001. V. 29. N 12. P. 1139-1142.
4. Горельчик В.И., Сторчеус А.В. Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом. // В сб.: *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы*. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 373-379.
5. Антоновская Г.Н., Данилов К.Б., Конечная Я.В., Данилов А.В. Установка и первые результаты работы сейсмической станции ZFI на архипелаге Земля Франца-Иосифа // *Физический вестник Института естественных наук и биомедицины САФУ*. Вып. 10. 2011. С. 31-38.
6. Сторчеус А.В. Рой длиннопериодных вулканических землетрясений, предварявших извержение Карымского вулкана в 1996 г. // *Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 75-82.
7. Lahr J.C., Chouet B.A., Stephens C.D., Power J.A., Page R.A. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruption at Redoubt Volcano, Alaska // *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 62, 1994. С. 137-151.
8. Российская академия наук, Геофизическая служба [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/soft.htm>.
9. Scilab. Open source software for numerical computation [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.scilab.org/scilab/about>.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ВМЕЩАЮЩЕГО МАССИВА В ПРОЦЕССЕ ПРОХОДКИ ВЕРТИКАЛЬНОГО СТВОЛА

Харисов Тимур Фаритович, м.н.с.

ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: A.Zamyatin@mail.ru

научный руководитель: д.т.н. Сапуриной Анатолий Дмитриевич

По мере проходки и углубке вертикальных стволов напряжение массива окружающих горных пород повышается, что может приводить к искривлению их контуров, потере проектного сечения, а также возникновению опасных для рабочих вывалов и выбросов породы. Выполнение соответствующих ремонтных работ требует значительных финансовых и временных затрат. Поэтому обеспечение устойчивости крепи вертикальных стволов, а следовательно и безопасности в процессе их строительства представляется актуальным и важным.

Крепи стволов находятся под воздействием гравитационных и тектонических напряжений, которые зависят от геологического строения окружающего массива горных пород и их физико-механических свойств [3, 4]. Основным фактором, определяющим характер нарастания горизонтальных напряжений при углубке забоя шахты, является деформация горного массива как сплошной пластично-упругой среды, вызванная разгрузкой, т.е. разуплотнением в контуре ствола. В работе [1], посвященной экспериментальным деформационным исследованиям, показано, что крепь ствола нагружается по его периметру неравномерно из-за разного действия дополнительных факторов. К ним относятся подвижки консолидированных блоков окружающих горных пород, влияние их анизотропной структуры, наличие локальных зон трещиноватости и обводнения. Установлено, что, по мере удаления от забоя, минимальные и максимальные значения горизонтальной деформации крепи возрастают с постепенным переходом к стабильному состоянию. Однако до настоящего времени это явление теоретически не объяснено. Его становление и развитие не отображено количественными характеристиками и функциональной закономерностью. В данной работе приведены результаты экспериментальных исследований, восполняющие отмеченный недостаток.

Горизонтальная деформация U сплошной среды горных пород, окружающих ствол шахты, зависит в основном от их пластичных и упругих свойств, расстояния H по вертикали до забоя и диаметра D ствола. Представим деформацию и расстояние до забоя в относительном виде, соответственно, $u = U / D$ и $h = H / D$. Составим уравнение, связывающее отмеченные величины в стационарном, т.е. установившемся по результатам деформации, состоянии горных пород. Действие фактора пластической деформации выражается дифференциальным соотношением $du_{\pi} = k_{\pi} dh$, где k_{π} – коэффициент, характеризующий свойства пластичного сдвижения горных пород. Обратное действие фактора упругой сдвиговой деформации выразим соотношением $du_v = -udh/\lambda$, где λ – относительная длина вертикальной релаксации упругого напряжения. Суммарное действие факторов описывается следующим дифференциальным уравнением:

$$du = k_{\pi} dh - \frac{udh}{\lambda}.$$

Интегрируя данное уравнение при граничном условии $u|_{h=0}=0$, получим теоретическую зависимость $u(h)$ в общем виде:

$$u(h) = u_{\infty} (1 - e^{-\frac{h}{\lambda}}), \quad (1)$$

где $u_{\infty} = k_{\pi} \lambda$ – сбалансированная относительная деформация горной породы.

Экспериментальная проверка теоретической зависимости $u(h)$ и количественная оценка соответствующих коэффициентов u_∞ , λ проведена по результатам мониторинговых измерений напряженно-деформированного состояния крепи и окружающего массива горных пород на шахтах «Центральная» («ДНК») и «Молодежная» Донского горно-обогатительного комбината. Массив сложен ультраосновными породами силурийского возраста, представленными перидотитами, пироксеновыми и серпентинизированными дунитами. Тектонические нарушения массива сопровождаются оперяющими более мелкими зонами трещиноватости, что определяет его блоковое строение. Каждый блок в свою очередь разбит сетью разно ориентированных микротрещин.

Измерение деформаций тубинговой и бетонной крепи, а также породных стенок массива, выполнялись методом больших баз и методом щелевой разгрузки. Измерения проводились в равномерно распределенных точках по периметрам окружностей ствола, находящихся на разных фиксированных расстояниях от его забоя. При углублении забоя одним и тем же фиксированным расстоянием соответствовали так же смещенные периметры. Измерения деформации, зарегистрированные на периметрах при фиксированном расстоянии от забоя, усреднены. Они отображают действие основного фактора пластично-упругих свойств окружающего горного массива и являются значимыми для данного эксперимента. Отклонения зарегистрированной деформации от средних значений объясняются действием упомянутых выше дополнительных факторов, которые при поиске зависимости $u(h)$ являются незначимыми. Поэтому такие отклонения деформации воспринимаются как случайные и совместно с погрешностью измерений характеризуются средним квадратичным значением $\sigma_u=0,0018$. Распределение точек средних значений относительной деформации и интервалов ее случайных отклонений σ_u показано на рис. 1.

По результатам экспериментальных измерений деформации построена ее нелинейная функционально-факторная регрессия, методология которой описана в работе [2]. Предварительно оценен допустимый интервал значений коэффициента детерминации R^2 искомой регрессионной модели, в котором она с вероятностью 0,95 должна быть адекватна распределению закономерной и случайной компонент в результатах измерений. По формулам:

$$R_{\text{н}}^2 = 1 - \frac{f \sigma_u^2}{\chi_{\alpha_1, f}^2 D_u} \quad \text{и} \quad R_{\text{в}}^2 = 1 - \frac{f \sigma_u^2}{\chi_{\alpha_2, f}^2 D_u}$$

рассчитаны граничные значения интервала: нижнее $R_{\text{н}}^2=0,8925$ и верхнее $R_{\text{в}}^2=0,9364$. Здесь обозначено: f - число степеней свободы; $\chi_{\alpha_1, f}^2$ и $\chi_{\alpha_2, f}^2$ - процентные точки распределения Пирсона на соответствующих уровнях $\alpha_1=0,025$ и $\alpha_2=0,975$; D_u – дисперсия средних значений относительной деформации. Исходное выражение регрессия принято в виде уравнения (1). Его коэффициенты оптимизированы по данным экспериментальных измерений (точки на рис.1). Соответствующий расчет проведен с помощью компьютерной программы построения функционально-факторных уравнений нелинейной регрессии с самоопределяющимися параметрами и повышенной достоверностью «Тренды ФСП-1». В результате получена следующая математическая модель зависимости $u(h)$:

$$u(h) = 0,0267(1 - e^{-\frac{h}{1,0272}}). \quad (2)$$

Коэффициент ее детерминации $R^2=0,9238$ удовлетворяет заданному интервалу адекватности, а среднее квадратичное отклонение точек экспериментально измеренной деформации от построенной регрессии $\sigma_{\text{рег.}}=0,0017$ почти совпадает с приведенной выше оценкой σ_u . Это означает, что отклонения $\sigma_{\text{рег.}}$ с вероятностью 0,95 объясняются погрешностью измерения и влиянием незначимых факторов, т.е. структурных неучтенных неоднородностей геологической среды локального действия. Следовательно, данной моделью отображена закономерность вертикального распределения горизонтальной

относительной деформации окружающего массива, возникающей при уходке забоя вертикального ствола. Ее график показан на рис. 1.

Отметим некоторые особенности выявленной закономерности (2). Крутизна нарастания деформации по вертикали ствола определяется относительной длиной релаксации λ . Чем больше ее значение, тем меньше крутизна, т.е. график зависимости $u(h)$ становится более пологим. В нашем исследовании для ультраосновных пород получено значение $\lambda=1,0272$. Так же получено значение сбалансированной относительной деформации $u_\infty=0,0257$. Оно достигается при удалении от забоя на расстояние, намного превышающее длину λ . Непосредственно длина релаксации λ равна расстоянию от забоя, при котором разность $u_\infty - u(\lambda)$ меньше u_∞ в e раз, где e – основание натурального логарифма. Данная интерпретация длины λ отмечена на рис. 1. Вблизи забоя ствола при условии $h \ll \lambda$ деформация окружающего горного массива обусловлена преимущественным влиянием его пластических свойств. Горные породы, вследствие сжимающих напряжений, смещаются в направлении центра ствола. Из выражения (2) в этом интервале следует линейная зависимость $u(h) = u_\infty h / \lambda$. По мере увеличения относительного расстояния h нарастает компенсирующее влияние упругой сдвиговой деформации горного массива. Зависимость $u(h)$ переходит от линейной стадии к сбалансированному состоянию. Уже на отметке $h = 3\lambda$ отношение $u(h) / u_\infty$ составляет 0,95.

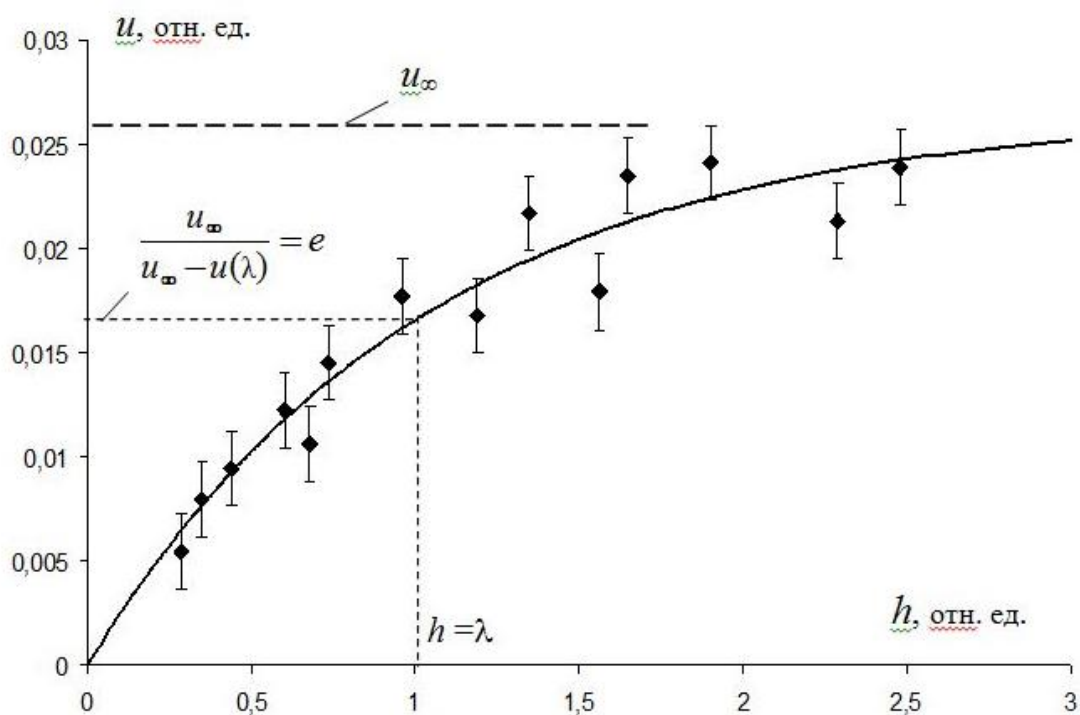


Рис. 1. Распределение средней относительной деформации горного массива и график ее функционально-факторной регрессии

Относительные значения деформационных величин u , h , λ переводятся в соответствующие абсолютные значения U , H , L путем умножения их на диаметр ствола D . Экспериментальные исследования проводились на стволе с размером $D=8,5$ м. Здесь длина релаксации и сбалансированная деформация оцениваются значениями: $L=8,73$ м, $U_\infty=0,22$ м. Вблизи забоя ствола, в интервале $0 < H < 4$ м, функция деформации $U(H)$ хорошо аппроксимируется линейной зависимостью $U(H) = 0,025H$. При увеличении H эта зависимость утрачивается. Функция $U(H)$ переходит к сбалансированному состоянию. Оно

практически формируется на расстоянии $H > 26$ м ($h > 3\lambda$), где значения $U(H)$ и U_∞ почти не отличаются.

Проведенные исследования приводят к следующим практическим выводам и рекомендациям. Поскольку деформации массива, вызванные уходом забоя, влекут за собой нарушение целостности крепи, необходимо возводить постоянную крепь после реализации большей доли деформаций, не нарушая при этом технологическую схему строительства ствола, которая была выбрана при проектировании [5]. Реализация большей части деформации возможна за счет применения опережающей разгрузки окружающего массива в виде пилотной выработки меньшего диаметра и глубиной равной длине релаксации λ . Кроме того, в качестве тампонажного раствора для тубинговой крепи следует применять податливый материал, например, керамзитобетон. Его сжатие обеспечивается пористой структурой и происходит без потери прочностных свойств. При этом начальная толщина керамзитобетона должна выбираться с учетом уменьшения объема из-за максимально возможной деформации горного массива. Максимальное значение случайной деформации с вероятностью 0,99 составляет $3\sigma_{рег}$. Поэтому максимальная деформация в интервале $h \leq 3\lambda$ оценивается нарастающей функцией $u(h) + 3\sigma_{рег}$, а в интервале $h > 3\lambda$ - сбалансированной суммой $u_\infty + 3\sigma_{рег}$.

Пилотная выработка проходится до возведения постоянной крепи, путем взрывания врубовых шпуров, глубина которых должна быть не меньше длины релаксации λ . Оставшуюся долю деформации массива воспринимает на себя уплотняющийся керамзитобетон, предохраняя тем самым крепь от разрушения.

Литература

1. Рыбак С.А. Особенности строительства и крепления вертикальных стволов в тектонически напряженном горном массиве. / С.А. Рыбак // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2008. № 5. С. 200-206.
2. Антонов В.А. Отображение горно-технологических закономерностей функционально факторными уравнениями нелинейной регрессии. / В.А. Антонов, М.В. Яковлев // Горный информационно-аналитический бюллетень, «Проблемы недропользования» 2011. отдельный выпуск. С. 571-588.
3. Озорнин И.Л. Формирование напряжений в крепи при строительстве вертикальных стволов в тектонически напряженном горном массиве. / И.Л. Озорнин, Т.Ф. Харисов // Известия высших учебных заведений. Горный журнал, 2013. № 6. С. 60-67.
4. Боликов В.Е. Напряженно-деформированное состояние бетонной крепи при строительстве вертикальных стволов. / В.Е. Боликов, Т.Ф. Харисов, И.Л. Озорнин // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал) = Mining informational and analytical bulletin (scientific and technical journal), 2011. № S11. С. 77-86.
5. Боликов В.Е. Усовершенствованная технологическая схема проходки сопряжений ствола с горизонтом в массивах со сложными горно-геологическими условиями. / В.Е. Боликов, И.Л. Озорнин, Т.Ф. Харисов // Сборник: Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений. Ответственный за выпуск: М.В. Корнилов зав. каф. шахтного строительства УГГУ, профессор, д-р техн. наук. 2013. С. 116-122.

УЧЕТ СФЕРИЧНОСТИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ РЕДУЦИРОВАНИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Хохлова Валерия Васильевна, инженер
e-mail: valxov@gmail.com
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

В практике гравиметрических исследований поправку за влияние промежуточного слоя $\delta_{пр.сл.}$ рассчитывают как влияние горизонтального бесконечного диска с вертикальной мощностью, равной высоте пункта наблюдения [1, 3, 4, 5]:

$$\delta_{пр.сл.} = 2 * \pi * f * \sigma * H,$$

где f – гравитационная постоянная, σ – плотность промежуточного слоя, H – высота пункта наблюдения над уровнем моря. Для упрощения формулы отсутствуют ограничения зоны, в пределах которой рассчитывается поправка, т.е. диск бесконечен. Данная модель промежуточного слоя не учитывает кривизну земной поверхности. Между тем, влияние этой криволинейности может привести к значительным погрешностям при редуцировании гравиметрических данных. Ранее вычислением поправки за промежуточный слой на сферической Земле занимались такие исследователи, как Гордин В.М. [2], Каленицкий А.И. [6] Ремпель Г.Г. [8], LaFeur [9].

Оценим различия в гравитационных эффектах, обусловленных сферическим и горизонтальным слоями. Рассмотрим модель Земли в срезе на широте $\varphi = 50^\circ$ для эллипсоида с полуосями $a = 6356,8$, $b = 6378,1$ км. Модель будет представлять собой окружность с радиусом $R = 6365,57$ км. Радиус зоны учёта влияния промежуточного слоя L примем равным 200 км (рис. 1), т.к. именно в таких пределах рассчитывают поправки за влияние рельефа для гравиметрических съёмок от масштаба 1:50 000 и мельче [5]. В таком случае отклонение по высоте DH на краю зоны учёта составит 3,14 км, а разница горизонтальных проложений L и дуги сегмента C будет равняться -65 м. Понятно, что с увеличением области редуцирования, будут увеличиваться и эти отклонения.

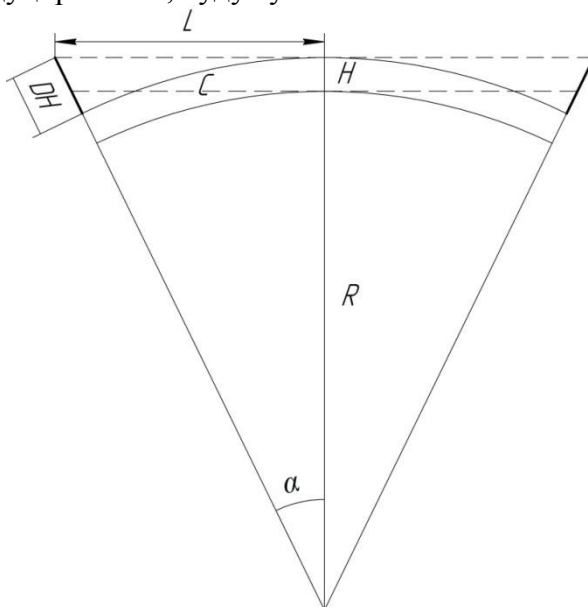


Рис. 1. Различие между горизонтальным и сферическим слоями

Для вычисления гравитационного эффекта сферического слоя используем аппроксимацию его цилиндром конечного простираения в центральной зоне с радиусом R , глубиной верхней кромки H_1 и нижней – H_2 , а за ее пределами – цилиндрическими кольцами с внутренним радиусом R_1 и внешним – R_2 , глубиной кровли $H_1(R)$ и подошвы – $H_2(R)$ (рис. 2). Значения радиусов цилиндрических колец будет выбираться таким образом, чтобы приращение высот относительно горизонтального слоя DH составляло постоянную

величину. В этом случае, гравитационный эффект от центрального цилиндра вычисляется по формуле [4]:

$$\Delta g_{\text{цил.}} = 2\pi G\sigma \left[H_2 - H_1 - \sqrt{H_2^2 + R^2} + \sqrt{H_1^2 + R^2} \right],$$

а влияние цилиндрического кольца определяется как [4]:

$$\Delta g_{\text{цил.кол.}} = 2\pi G\sigma \left[\sqrt{H_1^2 + R_2^2} - \sqrt{H_1^2 + R_1^2} - \sqrt{H_2^2 + R_2^2} + \sqrt{H_2^2 + R_1^2} \right].$$

Получить полный гравитационный эффект от такой конструкции можно путём суммирования влияний центрального цилиндра и всех цилиндрических колец в области редуцирования:

$$\Delta g_{\text{пр.сл.}} = \Delta g_{\text{цил.}} + \sum_1^n \Delta g_{\text{цил.кол.}}$$

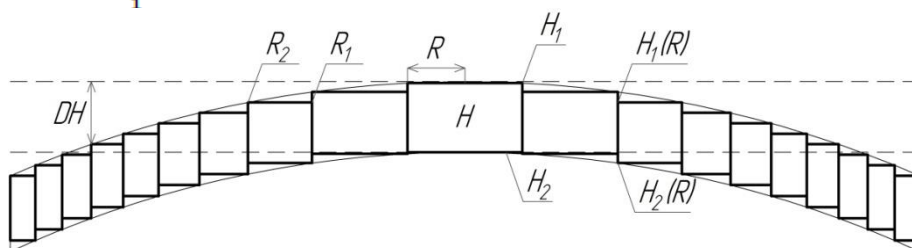


Рис. 2. Аппроксимация сферического слоя (вертикальная плоскость)

Проведем вычисления гравитационного эффекта от горизонтального бесконечного диска и сравним его с влиянием сферического слоя при радиусе последнего 200 км. Диапазон изменения мощности слоев составляет 0–3000 м. Как свидетельствует рис. 3, максимальное расхождение поправок достигает -2,42 мГал, при среднем для выбранного интервала значении -1,43 мГал. В Пермском крае высоты пунктов наблюдений составляют, преимущественно, 300 – 600 м, различия поправок для этого случая лежат в пределах от -0,47 до -0,89 мГал, что значительно превышает точность гравиметрической съёмки. Таким образом, при стандартной обработке полевых материалов вносятся неконтролируемые погрешности в результаты выполненных измерений.

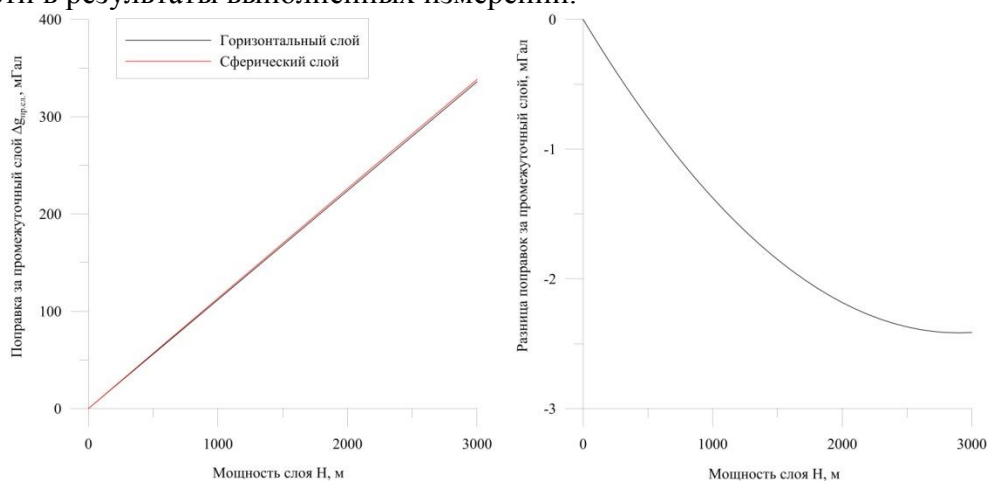


Рис. 3. Сравнение поправок за влияние плоского и сферического слоев разной мощности для области 200 км

Поправка за сферический слой больше, чем за горизонтальный диск такой же мощности, с позиций физики это объясняется увеличением вертикальной составляющей вектора силы тяжести V_z при одинаковой массе источников аномалий (рис. 4).

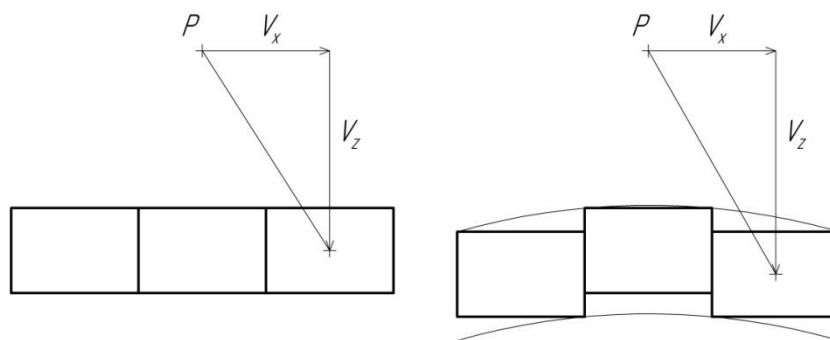


Рис. 4. Схема, поясняющая различия в величинах поправок за влияние плоского и сферического слоев

Представленные результаты свидетельствуют о необходимости совершенствования методики редуцирования данных гравиметрических наблюдений с учетом криволинейности земной поверхности. До сих пор широко используемая на практике методика вычисления поправки за промежуточный слой, предусмотренная "Инструкцией по гравиразведке" [6], была создана еще в 20-30-х годах XX в. и не отвечает современным требованиям к точности гравиметрических исследований. На основе приведенной выше вычислительной схемы возможен переход от вычисления поправки за промежуточный слой к полной топографической редукции, которая будет учитывать шарообразность Земли. Это позволит увеличить точность редуцирования гравиметрических данных и избежать невосполнимых потерь полезной информации на этапе построения карт изоаномал силы тяжести.

Литература

1. Веселов К.Е. Гравиметрическая разведка / Веселов К.Е., Сагитов М.У. // Москва: Недра, 1968. С. 84-85.
2. Гордин В.М. Способы учета влияния рельефа местности при высокоточных гравиметрических измерениях // Обзор. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1974. 90 с.
3. Гравиразведка: Справочник геофизика / Под ред. Мудрецовоу Е.А., Веселова К.Е. М.: Недра, 1990. С. 262-263.
4. Грушинский Н.П. Основы гравиметрии. Москва: Наука, 1983. С. 48-51.
5. Инструкция по гравиразведке. М.: Недра, 1980. 80 с.
6. Каленицкий А.И. Методические рекомендации по учету влияния рельефа местности в гравиразведке / Каленицкий А.И., Смирнов В.П. // Новосибирск: СНИИГиМС, 1981. 174 с.
7. Лукавченко П.И. Таблицы и номограммы для вычисления поправок силы тяжести за рельеф местности при съёмке с гравиметрами. Москва, Ленинград: Гостоптехиздат, 1951. 41 с.
8. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы введения поправок, связанных с рельефом местности, в данные гравиразведки и магниторазведки / Физика Земли, 1980. № 12. С. 75-89.
9. LaFehr T.R. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction / Geophysics, vol.56, No.8, 1991, p. 1179-1184.

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА ТЕРРИТОРИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

*Цыдыпова Лариса Ринчиновна, н.с.,
Герман Евгений Иванович,
Предеин Петр Алексеевич*
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
e-mail: tsydyпова@gin.bscnet.ru
научный руководитель: к.г.-м.н. Тубанов Ц.А.

Основной целью настоящей работы являлось изучение спектральных характеристик и временных вариаций различных частотных составляющих микросейсмического фона на сейсмической станции «Хурумша». Станция размещена на удалении от крупных промышленных предприятий, в относительно малонаселенном месте, вблизи населенного пункта Хурумша. Местная сейсмичность может быть охарактеризована по результатам сейсмического районирования территории Северной Евразии. Согласно карте сейсмического районирования ОСР-97А станция находится в зоне возможной интенсивности сотрясений до 8 баллов.

Сейсмостанция «Хурумша» оснащена короткопериодным датчиком СМЗ-КВ и широкополосным сейсмометром СМГ-40Т, находящимся в подземном сейсмопавильоне. Технические характеристики представлены в таблице.

Таблица

Данные о станции

Станция			Тип АЦП и сейсмометра	Перечень каналов	Частотный диапазон, Гц	Частота опроса	Разрядность АЦП
Название	Код	Координаты					
Хурумша	HRM	51.63 106.95	Байкал-10,	ZNE	0.5 – 25	100	24
			СМЗ-КВ; Иркут, СМГ-40Т		0.033 – 25		

Сейсмическая станция «Хурумша» (HRM) расположена на территории республики Бурятия, примерно в 60 км от города Улан-Удэ. Ее координаты: широта – 51.63N, долгота – 106.95E, высота над уровнем моря - 620 м. Станция входит в Селенгинскую сеть сейсмологических наблюдений и обслуживается Бур. Филиалом ГС СО РАН. Станция расположена вблизи населенного пункта Хурумша, вдалеке от техногенной активности. На расстоянии 7.5 км проходит федеральная автомобильная дорога А165. В 10 км пролегают железнодорожные пути. Возможными источниками шумов также являются работающая в селе пилорама, река Селенга на расстоянии 20 км, озеро Байкал (65 км по прямой) и озеро Гусиное (50 км по прямой).

Характеристиками сейсмического шума являются спектр мощности сигнала, его сезонные и суточные вариации. Для изучения параметров сейсмического шума использованы записи станции за 2012 год. По методике, описанной в [1, 2], отбирались 10-минутные отрезки записей без сейсмических событий. Фрагменты записей выбирались отдельно за ночное (15:00 – 19:00 GMT, 00:00 – 04:00 по местному времени) и дневное время (01:00 – 10:00 GMT, 10:00 – 19:00 по местному времени) для каждого сезона года. Таким образом, было отобрано не менее 20 дневных и 20 ночных записей по каждому сезону, по которым рассчитывались спектральные плотности шума. По набору спектров оценивался медианный спектр и сравнивался с мировыми моделями шумов. Подготовка фрагментов записей осуществлялась в программе XXseis, построение спектров мощности – в программе MATLAB.

На рис. 1 изображены медианные спектры для дневного и ночного времени по трем компонентам за зимний период. Следует отметить, что в высокочастотной части ночные спектры отличаются более низким уровнем шумов, чем дневные. Сравнивая спектральные

кривые сейсмического шума, можно также сказать, что их уровень на вертикальной компоненте ниже, чем на горизонтальных. Уровень шумов в рассматриваемой области частот приближен к верхнему уровню модели Петерсона [3], и в среднем выдержан по вертикали.

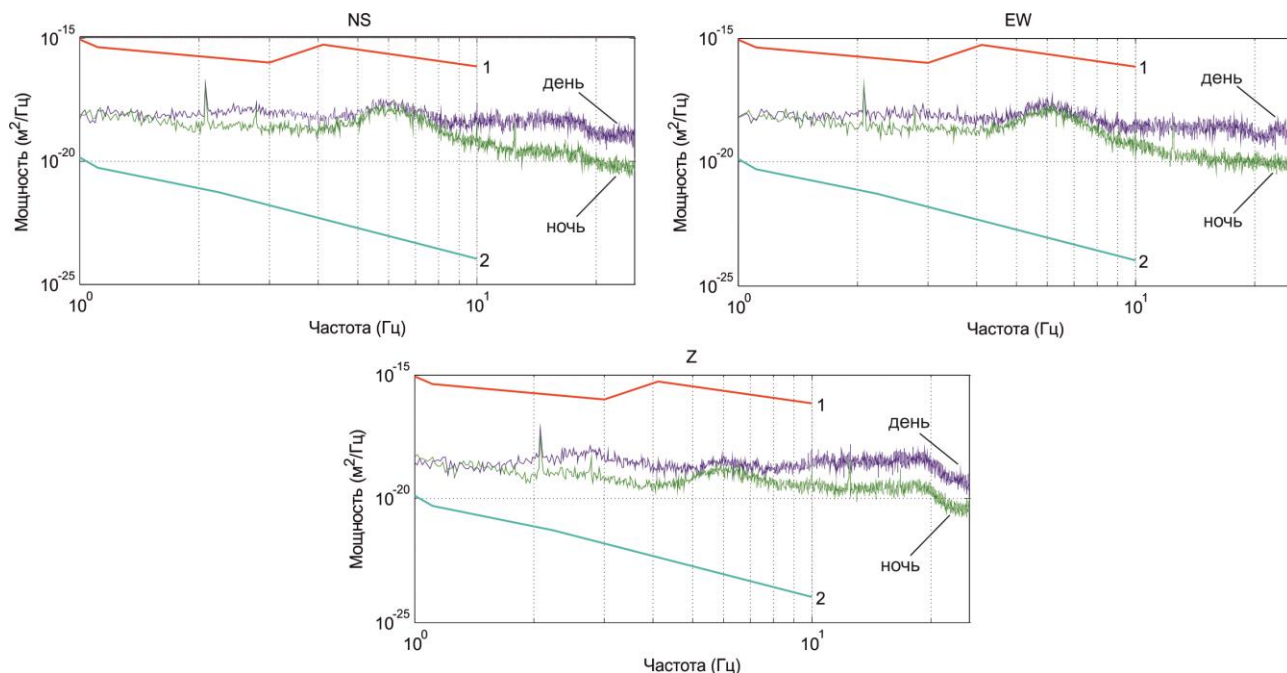


Рис. 1. Медианные спектры шума для дня и ночи за зимний период. Модель Петерсона
1 – верхняя граница, 2 – нижняя граница

Для определения частотных областей, наиболее характерных для станции, проанализированы 10-минутные участки записи сейсмостанции за неделю с интервалом один час. Тем самым получены следующие диапазоны частот: 2-2.5 Гц с узкополосным пиком с частотой 2.1 Гц, а также широкие высокочастотные диапазоны 4-7, 12-15 Гц. Рассматривая значения спектральной плотности шума для каждого часа в выбранных интервалах частот (рис. 2), получили, что диапазоны частот 2-2.5 Гц и 12-15 Гц имеют суточный характер, а диапазон частот от 4 до 7 Гц идет без суточного хода.

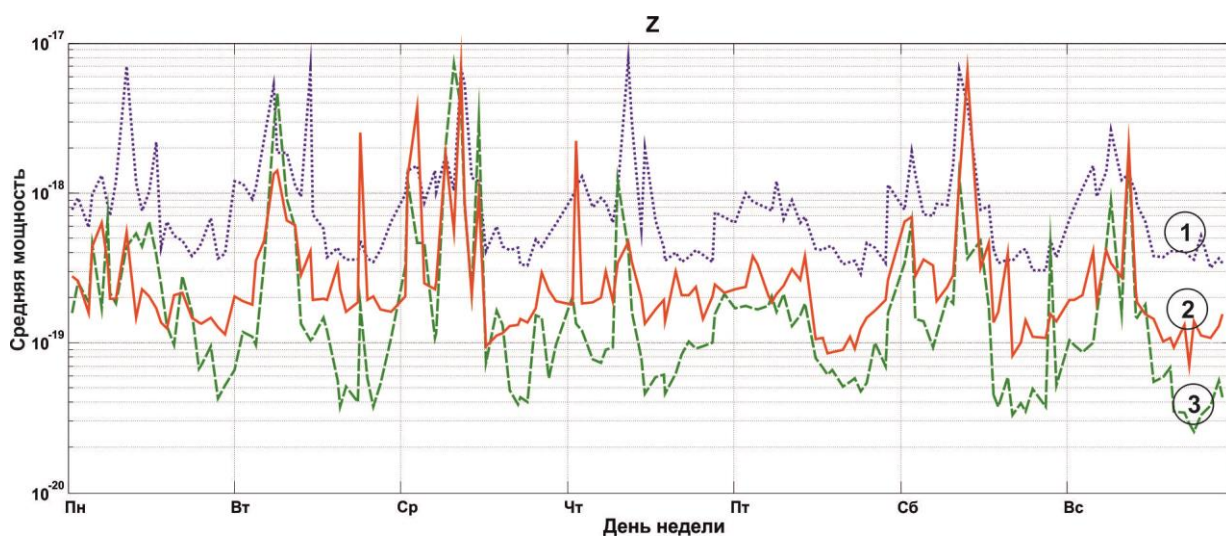


Рис. 2. Почасовой ход спектра мощности за неделю
в диапазоне частот: 1- 2-2.5 Гц, 2 - 4-7 Гц, 3 - 12-15 Гц

Техногенный шум, генерируемый антропогенным воздействием (движением транспорта, работой лесопилки), представлен сигналами в частотном диапазоне 2-2.5 Гц с одиночным пиком с частотой 2.1 Гц, являющимся постоянным во времени и в диапазоне от 12 до 15 Гц. Природа этих шумов пока не известна. Колебания в диапазоне частот 4-7 Гц определяются как микросейсмы природного происхождения (например, ветровые помехи), называемые еще региональными высокочастотными сейсмическими шумами.

На рис. 3 представлены сезонные вариации шума отдельно за день и ночь, свидетельствующие о том, что в зависимости от времени года и дня и ночи характер спектральных кривых меняется произвольным образом. Однако можно выделить несколько особенностей: 1. В окрестности частоты равной 6 Гц все кривые вне зависимости от времени года находятся на одном уровне, причем дневные выше, чем ночные; 2. Максимальные значения спектра мощности наблюдаются осенью в частотном диапазоне до 6 Гц и летом в диапазоне от 6 Гц; 3. Самым спокойным сезоном относительно микросейсм являются весна и зима.

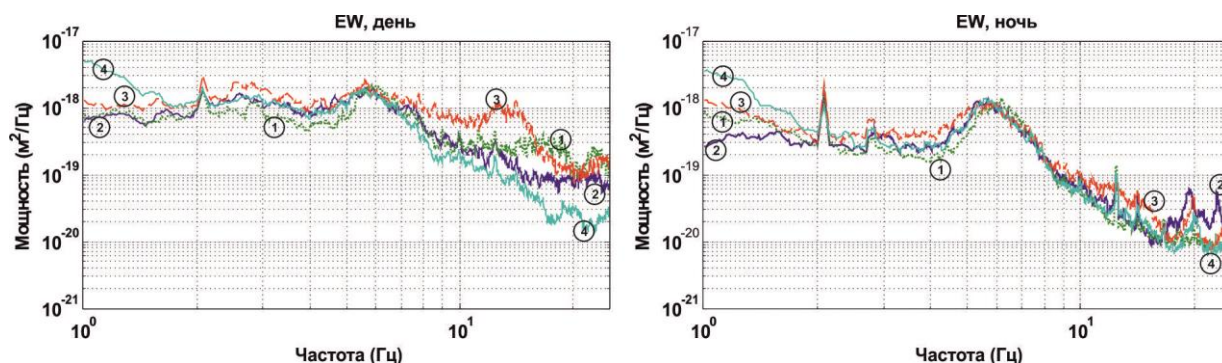


Рис. 3. Сезонные вариации сейсмического шума

1 – зима, 2 – весна, 3 – лето, 4 – осень

Таким образом, проведя предварительную оценку параметров шума сейсмостанции «Хурумша», были сделаны следующие выводы:

1. В рассматриваемой частотной области уровень микросейсм на сейсмостанции более близок к верхней границе модели Петерсона;
2. Выявлены следующие частотные области: 4-7 Гц, вероятно связанная с природными источниками шумов; 2-2.5 и 12-15 Гц, предположительно обусловленные техногенным фактором;
3. В диапазоне до 6 Гц самым тихими сезонами являются весна и зима, а самым шумным – осень. Выше 6 Гц картина меняется и наиболее спокойным становится – осень, а шумным – лето.

Литература

1. Михайлова Н.Н. Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным цифровых станций Казахстанской сети / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров, З.И. Синева, Г.С. Абдрахманова // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2000. Вып. 2. С. 24-30.
2. Соколова И.Н., Мукамбаев А.С. Модель сейсмического шума по наблюдениям сейсмической станции «Подгорное» // Вестник НЯЦ РК. 2007. Вып. 1. С. 57-63.
3. Peterson J. Observation and Modeling of Seismic Background Noise. – Albuquerque, New Mexico, 1993. 42 p.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ВЫНОСНЫХ СТАНЦИЙ ДЛЯ СОЗДАНИЯ УДАЛЕННЫХ ЛОКАЛЬНЫХ СЕТЕЙ С ЦЕЛЬЮ УЛУЧШЕНИЯ КАЧЕСТВА ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ПРИМЕРЕ ПНВ-А «TUMD» В РАЙОНЕ ВУЛКАНА КИЗИМЕН, КАМЧАТКА

Шакирова Александра Альбертовна, м.н.с.

КФ ГС РАН

e-mail: shaki@emsd.ru

научный руководитель: Фирстов П.П., д.ф.-м.н.

Аннотация

Последнее извержение вулкана Кизимен интересно тем, что это первое за период инструментальных наблюдений извержение этого вулкана, зарегистрированное сетью сейсмических станций и сопровождавшееся визуальными наблюдениями. В районе вулкана установлены три сейсмических станции, в 2, 6 и 20 км от вулкана. В связи с недостаточной плотностью сети сейсмических станций в районе вулкана определение положений гипоцентров землетрясений с энергетическим классом $K_s < 5.8$ было затруднено. В 2013 году на базе цифровой сейсмической станции «TUMD», расположенной в 6 км от вершины вулкана, был реализован проект по установке двух дополнительных выносных однокомпонентных радиотелеметрических сейсмических станций. В данной работе описан алгоритм работы выносных полевых пунктов и приведены первые результаты локализации некоторых землетрясений района в. Кизимен с использованием данных выносных станций.

Введение

Данные о последнем извержении вулкана датируются 1928 годом. В 2009 году сейсмический режим в районе вулкана поменялся, в сутки начали регистрироваться десятки вулканотектонических (ВТ) землетрясений. В ноябре 2010 года началось извержение explosивно-эффузивно-экструзивного типа, сопровождавшееся сильными землетрясениями с максимальным энергетическим классом $K_s = 11.9$ ($M_c = 5.3$) [2], пепловыми выбросами, пирокластическими потоками и выжиманием лавового потока. К настоящему моменту активность извержения падает, но до сих пор регистрируются ВТ землетрясения. Район вулкана интересен по своей тектонической структуре. Серия разломов северо-западного простирания сечёт восточный борт горста хребта Тумрок и предположительно продолжается на дне Щапинского грабена, покрытого мощным чехлом четвертичных отложений. Сама постройка вулкана приурочена к системе крупноамплитудных сбросов северо-восточного простирания зоны сочленения Щапинского грабена с горстом хребта Тумрок [1].

В районе вулкана к июлю 2011 года были установлены три сейсмических станции, TUM (2003 г.), KZV (2009 г.) и TUMD (2011 г.) в 2, 6 и 20 км от вулкана соответственно (рис. 1). Для сейсмичности этого района представительным энергетическим классом землетрясений, оцениваемым по поперечным волнам S ($K = \lg E$, где E – энергия в очаге в Дж) является $K_s = 5.8$ [3].

Рис. 1. Расположение вулкана Кизимен на Камчатке. На врезке показаны ближайшие к вулкану сейсмические станции КФ ГС РАН: KZV – Кизимен, TUMD – Тумрокские источники, TUM – Тумрок.



Создание сети выносных однокомпонентных пунктов регистрации сейсмических событий в районе в. Кизимен

В октябре 2013 г. во время экспедиции в район в. Кизимен в районе цифрового пункта наблюдения за вулканами (ПНВ-А) TUMD установлены две выносные однокомпонентные сейсмические станции и, таким образом, создана экспериментальная локальная сеть. Подобная схема реализована на Камчатке впервые и в настоящее время используется для проверки работоспособности аппаратуры и отработки методики организации удаленных локальных сетей. Летом 2014 года планируется перенос этих двух выносных пунктов непосредственно на склоны в. Кизимен. Позднее подобные выносные пункты будут организованы и на других активных вулканах, в районах которых установлены цифровые станции.

Блок-схема приема и передачи данных цифрового пункта TUMD

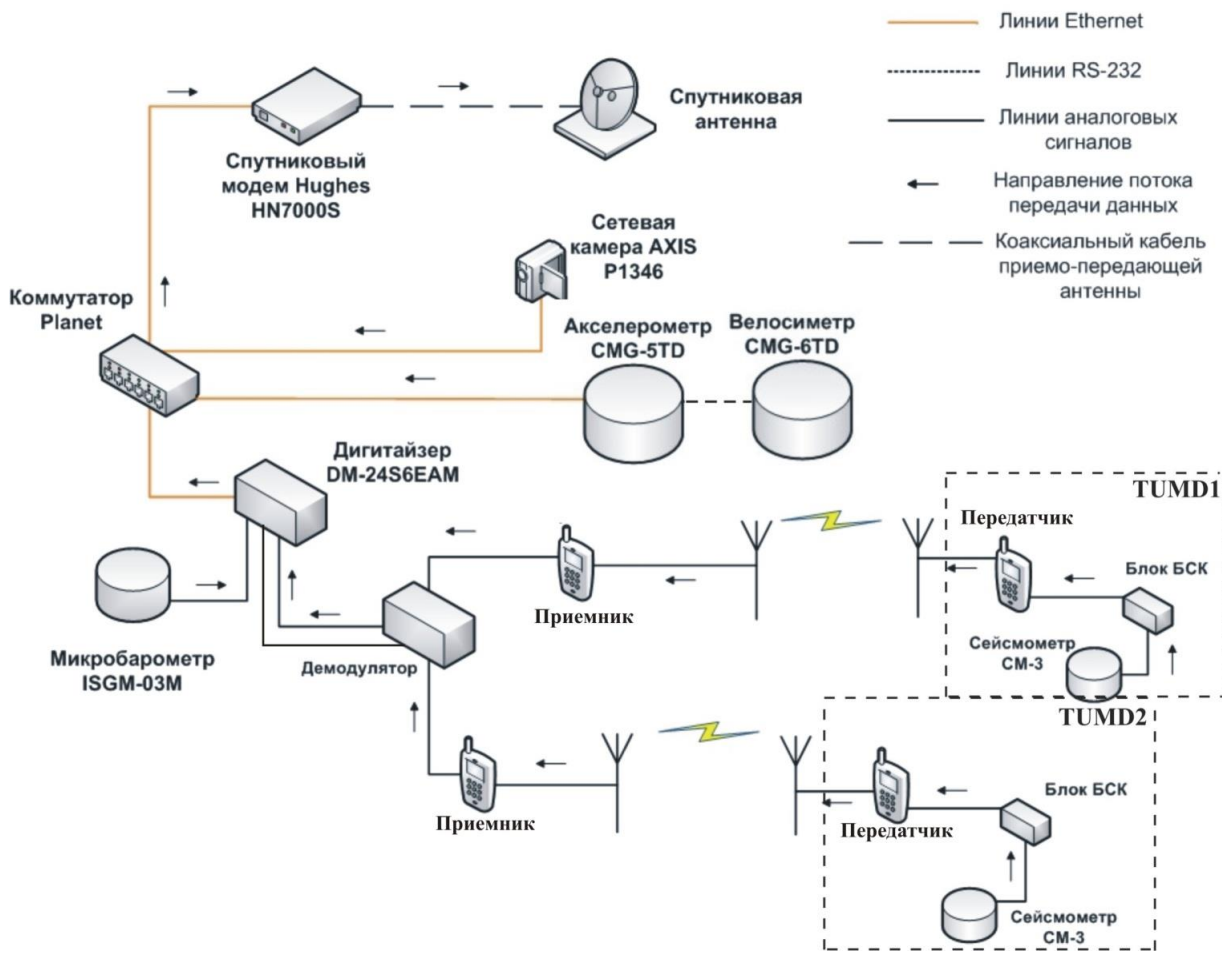


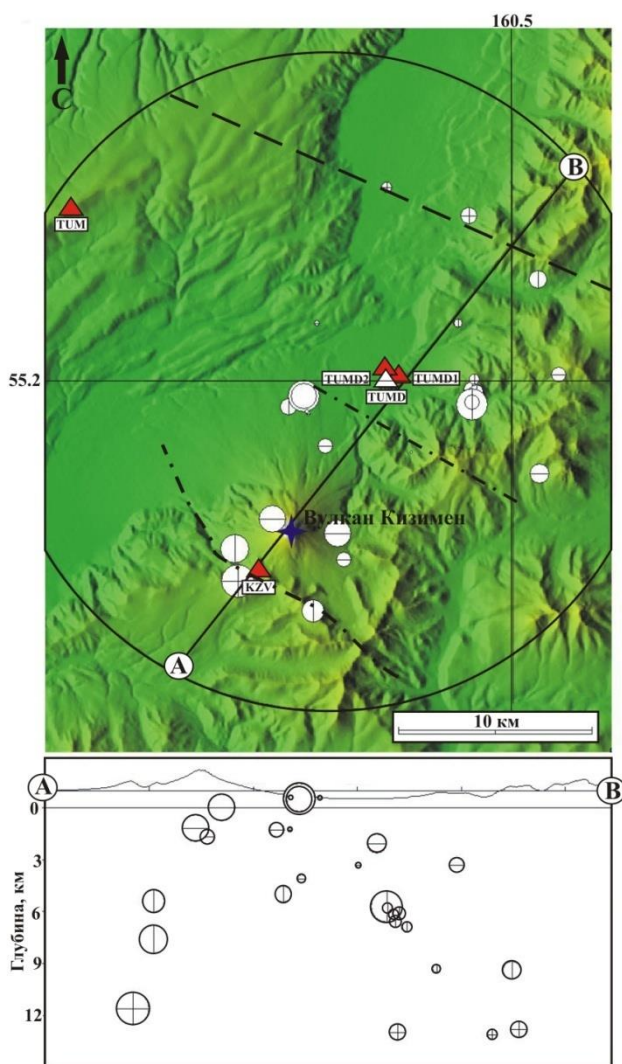
Рис. 2. Блок-схема приема и передачи данных выносных станций TUMD1 и TUMD2 комплексного цифрового пункта TUMD.

Главным условием создания подобного пункта является наличие центрального пункта сбора информации в виде цифровой сейсмической станции со спутниковым каналом передачи данных. Функциональная схема сбора и передачи данных представлена на рис. 2. Полевой пункт комплектуется модернизированным сейсмометром CM-3 (вертикальная компонента Z) и блоком сейсмических каналов. Информация передается по радиоканалу на приемник, установленный на станции TUMD. Принимаемый сигнал демодулируется с помощью четырехканального стандартного демодулятора и оцифровывается шестиканальным дигитайзером Guralp DM-24. Также, на свободные каналы дигитайзера поступают данные с микробарографа. После чего, в режиме реального времени, по спутниковому каналу данные передаются на приемный центр в г. Петропавловск-Камчатский. Плюсами такой сети являются её простота в установке и относительная дешевизна.



Рис.3. ПНВ-А «TUMD» и выносной однокомпонентный пункт регистрации сейсмических событий «TUMD1».

Слева – ПНВ-А «TUMD», на заднем плане в. Кизимен; посередине – используемая аппаратура: 1 – комплект батарей; 2 – сейсмоприемник SM-3; справа – передающая антенна.



Благодаря дополнительным выносным пунктам с октября 2013 года по настоящее время были локализованы более 30 землетрясений с энергетическими классами $3.4 \leq K_s \leq 7.7$ (рис. 4). Пунктирными линиями с точками на карту нанесены предполагаемые разрывные нарушения [1]. Как видно из рис.4, эпицентры некоторых землетрясений приурочены к разломным структурам.

Рис.4. Карта распределения эпицентров землетрясений в районе в. Кизимен в период октябрь 2013 – февраль 2014 гг. (а) и проекция эпицентров на плоскость АВ (б).

Выводы

Выносные аналоговые однокомпонентные сейсмические станции, установленные в районе цифровых сейсмических станций, формируют локальную сеть и позволяют определять положения гипоцентров местных землетрясений. В итоге, повышается качество локализации землетрясений и появляется возможность обрабатывать землетрясения более низких энергетических классов, т.е. изучать и контролировать микросейсмичность района, что особо важно для удаленных вулканов, находящихся в стадии извержения. Достоинствами такой сети являются также её низкая стоимость, надежность, автономность, простота в установке и обслуживании.

Выражаю благодарность Яцуку В.В. за консультации и организацию проведения полевых работ в районе вулкана Кизимен, Коневу Р. и Коневу А. за помощь в установке выносных пунктов и Дроздину Д.В. за программное обеспечение для обработки данных.

Литература

1. Камчатка, Курильские и Камандорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего востока), ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 437 с.
2. Кожевникова Т.Ю., Толокнова С.Л., Напылова О.А. и др. Каталог землетрясений вулкана Кизимен в 2010 г. ($M \geq 3.3$) Отв. Нуждина И.Н. // Землетрясения России в 2010 г. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 172-174.
3. Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. и др. Сейсмичность вулкана Кизимен. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 9-15 октября 2011 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 144-148.

ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ И РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ЧАСТОТНОЙ АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ СИСТЕМЫ ДИП-4А ВЫПОЛНЕННАЯ ДЛЯ МОДЕЛИ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО ТИПА НА ВИТИМСКОМ ПЛАТО

*Шаргородский Алексей Викторович, студент
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск
e-mail: klark199212@mail.ru
научный руководитель: доцент ИрГТУ, к.т.н., Давыденко Ю.А.*

Целью данного исследования является тестирование новых алгоритмов обработки, использующих многомерные статистические методы, на примере результатов решения прямой задачи частотной аэроэлектроразведки от трехмерной модели палеодолины перекрытой высокоомным слоем базальтов.

Данная модель является обобщенным описанием объекта поиска урановых месторождений на Витимском плато. Погребенные долины, представленные низкоомными терригенными отложениями хорошо картируются методом частотной аэроэлектроразведки ДИП-4А. Однако на результаты интерпретации оказывают существенное влияние близповерхностные геоэлектрические неоднородности, что и будет проиллюстрировано ниже.

Аппаратура ЕМ-4Н производит одновременные измерения на четырех частотах 130, 520, 2080 и 8320 Гц. В качестве источника поля используется закрепленная на фюзеляже летательного аппарата горизонтальная многовитковая рамка (вертикальный магнитный диполь). В реализованных системах носителями были самолеты Ан-2, Ан-3 и вертолет Ми-8. При установке на вертолет Ми-8 для монтажа передатчика конструируется специальная рама, к которой крепится петля. Площадь витка составляет около 60 м². Форма тока представляет собой сумму гармонических сигналов соответствующих частот. Дипольные моменты отличаются для разных типов носителей, их ориентировочные величины для четырех частот в порядке возрастания такие: 20000, 10000, 6000, 3000 А*м². Измерение параметров переменного магнитного поля осуществляется приемными рамками, расположенными в гондole, буксируемой на тросе длиной 70 метров. Приемник имеет каналы измерений по трем ортогональным осям. Его чувствительность на рабочих частотах составляет сотые доли мкА/м. Результатом работы системы ЕМ-4Н являются квадратурные компоненты или амплитуды и фазы компонент вектора переменного магнитного поля на каждой из рабочих частот 130, 520, 2080 и 8320 Гц. Кроме того, вычисляются традиционные для метода ДИП-А отношения полуосей, квадраты больших полуосей и углы в осях приемника больших полуосей эллипсов поляризации. После установки оборудования на борту летательного аппарата известна геометрия расположения возбуждающих диполей рабочих и компенсирующих частот, а также длина выпуска гондолы. Наличие этой информации позволяет по взаимной ориентации векторов больших полуосей в точке приема определить расположение гондолы по отношению к летательному аппарату. Это дает возможность учесть смещение гондолы не только при расчете эффективных проводимостей, но и при привязке измерений магнитного поля, поскольку датчик магнитометра также устанавливается в гондолу. Вычисление эффективных проводимостей производится как решение обратной задачи для проводящего однородного полупространства на каждой частоте [1, 2].

По ходу исследования были решены следующие задачи:

1. Произведен расчёт эллиптичности для каждой имеющейся частоты в программе
2. MathCad 14.
3. Выполнен пересчет значений эллиптичности магнитного диполя в значения удельного электрического сопротивления.
4. Произведен расчет мощности скин-слоя
5. Выполнена линейная интерполяция данных

6. Выполнена обработка данных с использованием аппарата робастной статистики.
7. Построены геоэлектрические, разрезы и 3D, модели по данным полученным в результате, вышеуказанных преобразований.
8. Выполнено сопоставление результатов расчетной модели с данными для исходного трёхмерного представления.

Перейдя к эллиптичности от частот полученных по данным аэроэлектроразведки, с помощью программного кода написанного в рамках проведенной лабораторной работы, перед нами возникла новая цель, преобразования параметра эллиптичности в параметр удельного электрического сопротивления, с учетом того фактора влияния неоднородностей, расположенных в верхних слоях на результат электромагнитных измерений. Для построения трехмерной геоэлектрической модели по изученной площади, нам необходимо было получить глубину исследования земной поверхности каждой из частот, используемых в аэроэлектроразведке. Для решения этой задачи мы использовали формулу, представленную на слайде «Расчет глубины скин-слоя». Чтобы получить детальную расчлененность модели по латерали, мы увеличили количество данных, проведя по параметру глубины линейную интерполяцию с шагом в один метр. В итоге объем полезных данных составил около 4.5 млн значений и следовательно качество конечной модели многократно возросло. Анализируя весь объем проведенных работ, можно сделать вывод, о том, что каждый шаг данной работы представляет собой задачу и способ ее решения, совокупностью всех шагов описанных выше является достижение приемлемого результата, в нашем случае получение конкретной трехмерной модели с имеющимися физически ми свойствами. Проанализировав результат данной работы, мы можем сделать вывод, о том, что неоднородности в верхней части построенного нами разреза, своим влиянием могут искажать границы залегания искомого объекта, и, следовательно, в дальнейшей обработке данных необходимо учесть негативное влияние имеющихся неоднородностей, с целью получения более точных данных о геометрических параметрах рудного тела. Проведя обработку данных с помощью алгоритмов робастной статистики, мы добились уменьшения влияния низкоомных неоднородностей, на искомый рудный объект, следовательно, применимый процесс интерпретации данных наилучшим образом подходит для литологического расчленения исследуемого участка, а также определения геометрических и физических параметров рудного тела.

Благодарности

Автор выражает признательность: научному руководителю, доценту ИрГТУ, к.т.н. Давыденко Ю.А. и однокурсникам из группы РФ-09.

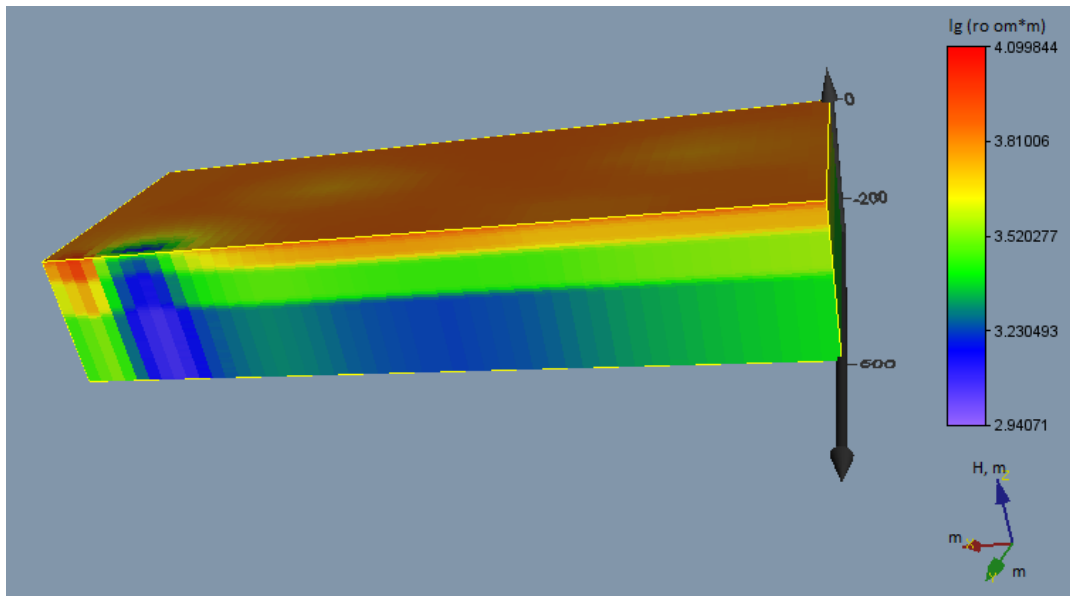


Рис. 2. Геоэлектрический разрез, построенный поперек низкоомной неоднородности на трехмерном представлении участка

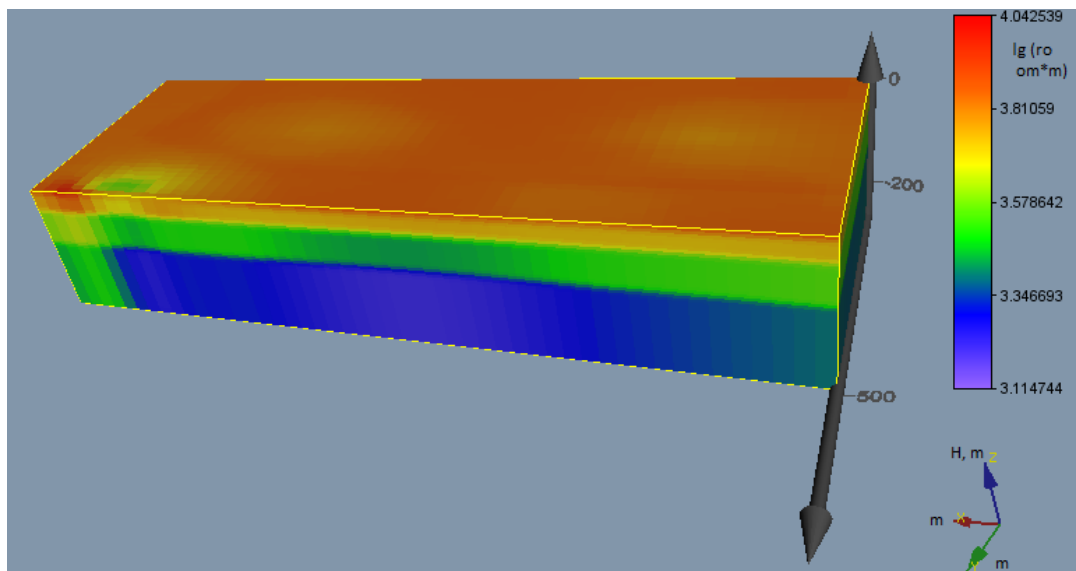


Рис. 3. Геоэлектрический разрез, построенный по данным, обработанным с помощью алгоритмов робастной статистики

Литература

1. Крылов С.С. Геоэлектрика: поля искусственных источников. Издательство Санкт-Петербургского университета 2004.
2. Светов Б.С. Теория, методика и интерпритация материалов низкочастотной индуктивной электроразведки. М. «Недра», 1973. 256 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ЗАДАЧАХ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ОСОБО ОТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Шарейко Михаил Александрович, магистр

Красноярский политехнический институт, г. Красноярск

e-mail: mixail.sharejko.91@mail.ru

научные руководители: д.т.н. Симонов К. В. и д.т.н. Кулагина Т.А

Землетрясения занимают первое место наряду с тайфунами и наводнениями по величине ущерба, причиняемого населению. При разрушительных землетрясениях гибнут сотни и тысячи людей, а десятки тысяч остаются без крова. При всей тяжести последствий землетрясений оказывается, что уменьшение ущерба и прежде всего безопасность людей можно обеспечить при соблюдении определенных требований к проектированию и строительству зданий и сооружений в сейсмических районах. Задача обеспечения сейсмостойкости застройки не только важна, но и необходима в сейсмоопасных районах.

Россия принадлежит к числу государств, подверженных разрушительным землетрясениям. На Камчатке, Сахалине, в Прибайкалье, Южной Сибири, на Кавказе катастрофические землетрясения в прошлом происходили неоднократно и могут повториться вновь в недалёком будущем.

При этом проблема обеспечения сейсмостойкости различных зданий и сооружений включает в себя различные аспекты: выбор расположения площадки строительства; детальное определение её геологических условий; задание исходной сейсмической информации; обеспечение сейсмостойкости сооружений за счёт адекватного выбора их компоновки и конструктивных схем, достаточной точности сейсмических и прочих расчётов, надлежащего качества материалов и строительных работ; обеспечение сейсмостойкости технологического и другого оборудования и т.д. Наиболее простым и точным методом моделирования колебаний грунта является объединение параметрического или функционального описания спектра амплитуды колебания грунта со случайным фазовым спектром, изменённым настолько, чтобы колебание было распределено в течение длительности, соотнесённой с магнитудой землетрясения и расстоянием от очага.

Метод моделирования колебаний грунта называют «стохастическим методом». Этот метод является полезным для моделирования высокочастотных колебаний грунта, которые наиболее интересны инженерам, а также широко применяется для прогнозирования колебаний грунта в тех регионах мира, где нет возможности регистрировать колебания от потенциально разрушительных землетрясений. Этот простой метод успешно использован при соотношении ряда измерений колебаний при землетрясениях с сейсмическими моментами, охватывая диапазон основных значений магнитуды в различных тектонических условиях. Одной из наиболее важных характеристик данного метода является то, что он позволяет извлечь необходимую информацию из уже известных различных факторов, влияющих на колебания грунта в виде простых функциональных форм.

Основная задача проведения сейсморазведочных работ по сейсмическому микрорайонированию (ООО) – получение достоверных скоростных характеристик грунтовых комплексов верхней части геологического разреза мощностью до 20 метров и более – на всю мощность рыхлых отложений. Глубина изучения геологического разреза при инженерно-геологической съёмке устанавливается исходя из необходимости задач сейсмического микрорайонирования (уточнения мощности рыхлых песков, водонасыщенных и просадочных грунтов, глубины залегания кровли скальных пород и т.д.), с учетом того, что наибольшее влияние на интенсивность сейсмических воздействий, наблюдаемых на дневной поверхности, оказывают свойства верхней толщии грунтов мощностью до 20 м (РСН 60-86).

В процессе инженерно-геологических исследований необходимо устанавливать положение уровня подземных вод и проводить прогнозную оценку его возможных изменений

в соответствии с требованиями п. 2.19 СНиП 2.02.01-83.

Для подготовки инженерно-геологического обоснования СМР используются в полном объеме результаты комплексных (инженерно-геодезических и инженерно-геологических) изысканий на площадке. В качестве исходных данных используются следующие материалы:

- колонки всех пройденных в ходе инженерно-геологических скважин;
- результаты лабораторных определений показателей свойств грунтов в виде частных и нормативных значений.

Результатом обработки инженерно-геологической информации является рабочая таблица, содержащая схематизированные колонки типовых грунтовых комплексов с послойным описанием сейсмореализующего слоя и количественные показатели свойств грунтов. Кроме того, по результатам обработки этих данных составляются описание грунтовых условий в пределах мощности сейсмореализующего слоя.

В дальнейшем по результатам комплексной интерпретации полевых инженерно-геофизических работ, инженерно-геологических данных и разработки сейсмогеологических моделей в пределах площадки, выделяются квазиоднородные зоны, для которых подготовлен реестр, включающий в себя итоговые результаты сейсмического микрорайонирования.

Инструментальные сейсмические исследования проводятся корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). КМПВ проводятся с целью количественной оценки скоростей продольных и поперечных сейсмических волн и последующего расчета по методу акустических жесткостей реакции сейсмореализующего слоя на вероятные сильные землетрясения.

Камеральная обработка выполняется согласно техническим требованиям к производству работ (РСН 66-87, РСН 60-86). Граничные скорости определяются с помощью разностного годографа. Скорости в перекрывающем слое рассчитываются по точкам пересечения годографов прямой и головной преломленной волн. Глубина залегания преломляющих горизонтов определяется способом нулевого времени. Для обработки информации используется программный комплекс *RadExPro Plus*TM. Инструментальная оценка сейсмоакустических свойств сейсмореализующего слоя рассматривается как информационная база для расчета приращений сейсмической интенсивности.

Оценка приращений сейсмической интенсивности по *методу акустических жесткостей* выполняется на основе измерения скоростей распространения сейсмических волн и значений плотностей в верхней толще изучаемого и эталонного грунта с учетом влияния обводненности разреза и возможных резонансных явлений.

Расчеты выполняются по формуле:

$$J=J_0 + \Delta J_c + \Delta J_B,$$

где J – сейсмическая интенсивность в баллах с учетом местных условий, J_0 – исходная сейсмическая интенсивность в баллах в привязке к скальным эталонным грунтам, ΔJ_c – приращение сейсмической интенсивности за счет различия акустических жесткостей грунтов на изучаемом и эталонном участке:

$$\Delta J_c = 1,67 \lg (V_{(p,s)} p_e / V_{(p,s)i} p_i),$$

$V_{(p,s)}$ и $V_{(p,s)i}$ – средневзвешенные значения скоростей распространения продольных и поперечных волн для расчетной толщи на изучаемом и эталонном участке; p_e и p_i – средневзвешенные значения плотностей на эталонном и изучаемом участке; ΔJ_B – приращения сейсмической интенсивности за счет ухудшения сейсмических свойств при водонасыщении:

$$\Delta J_B = k e^{-0,04h},$$

где k – коэффициент, зависящий от литологического состава грунтов, h – расчетное положение уровня подземных вод.

Выполняются расчеты акселерограмм и реакции исследуемого грунта и строятся ансамбли акселерограмм. Ансамбли цифровых акселерограмм реальных сейсмических событий подбирались исходя из данных деагрегационного анализа, проведенного при уточнении сейсмической опасности. В соответствии с ними для исследуемого грунта

определяются параметры модальных землетрясений и интенсивность сотрясений в привязке к эталонным грунтам (1, 2, 3) категории.

После обработки и интерпретации данных полевых исследований строятся скоростные разрезы, на которых выделены преломляющие границы и скорости V_p , V_s в слоях. На основе показателей основных физико-механических свойств грунтов, литологических колонок и скоростных характеристик построены сейсмогеологические модели (СГМ).

Выделение инженерно-геологических элементов производилось в соответствии с требованиями ГОСТ 20522-96, на основе качественной оценки характера пространственной изменчивости частных значений характеристик в плане и по глубине инженерно-геологического элемента, с учетом возраста, генезиса, геолого-литологических особенностей, состава, состояния и номенклатурного вида грунтов.

Выполняются расчеты амплитудно-частотного состава колебаний в каждой расчетной точке (для каждого участка зонирования) на дневной поверхности определяется путем пересчета входного сейсмического воздействия для верхней границы упругого полупространства при прохождении сейсмических волн через конкретную СГМ, аппроксимирующую реальный геологический разрез площадки.

В результате пересчета входных сейсмических воздействий (акселерограмм) для верхних границ при прохождении сейсмических волн через СГМ, будут получены значения пиковых ускорений в долях g и интенсивности сотрясений в баллах MSK-64. За длительность колебаний принимаются периоды времени, в течение которых наблюдалось превышение уровня пиковых ускорений $0,05 g$. Также рассчитывается преобладающие периоды колебаний.

Для выполнения оценки сейсмического воздействия нужно:

- произвести расчет значений сейсмических ускорений, преобладающих периодов и длительности ожидаемых сейсмических колебаний, приращения интенсивности сотрясений относительно фоновых значений за счет сейсмических свойств реальных грунтовых условий площадки;
- получить скоростные разрезы продольных и поперечных волн в грунтовом комплексе, рассчитать резонансные частоты грунтов площадки;
- получить расчетные параметры сейсмических воздействий реакции геологической среды на землетрясения;
- получить коэффициенты динамичности;
- получить приращения ускорения грунта в баллах MSK-64.

Литература

1. Уломов В.И. Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решеточной регуляризации // Физика Земли, 1998. № 9. С. 20-38.
2. Алешин А.С., Сейсмическое микрорайонирования особо ответственных объектов. М.: Светоч Плюс, 2010. 304с.
3. Аптикаев Ф.Ф., Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М.: ООО «Наука и образование», 2012. 176 с.
4. Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. М.: ОИФЗ РАН. 2000. 367с.
5. Республиканские строительные нормы РСН 66-87, РСН 60-86.
6. Инженерные изыскания для размещения, проектирования и строительства АЭС (СП 151.13330.2012).

АППРОКСИМАЦИОННО-ИТЕРАЦИОННЫЙ НЕЙРОСЕТЕВОЙ МЕТОД 3D ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ГЕОЭЛЕКТРИКИ

*Шимелевич М.И.,
Родионов Е.А., аспирант,
Оборнев Е.А.*

*Российский государственный геологоразведочный университет
имени Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия
e-mail: shimelevich-m@yandex.ru, evgeny_980@list.ru*

This paper presents a new approximate-iteration neural network method of 3D inversion, allowing to solve 3D inverse geoelectrics problems on rectangular grids of optimal dimension. The total number of unknown parameters of the environment is about $\sim n10^3$. The principle of constructing the inverse problem grids of optimal dimension is based on the calculated values of the modulus of continuity of the inverse operator. An example of 3D inversion of simulated areal data, corresponding essentially three-dimensional environments are presented.

Обратная задача геоэлектрики на практике сводится к решению *нелинейного операторного уравнения I рода* в заданном классе конечно-параметрических сред относительно вектора $s = (s_1, \dots, s_N)$ параметров среды вида [1]:

$$A_N s = e, \quad s \in S \subset R^N, \quad e \in R^M \quad (1)$$

где A_N – непрерывный оператор прямой задачи, $e = (e_1, \dots, e_M)$ – вектор исходных данных, заданных с некоторой погрешностью δ , S – замкнутое ограниченное множество в R^N .

При нейросетевом (НС) подходе решение уравнения (1) ищется в виде заданной нелинейной функции (нейросети) от входных данных e_1, \dots, e_M [3]:

$$s_n \approx \sum_{l=1}^L v_{nl} g \left(\sum_{m=1}^M w_{lm} e_m \right), \quad n = 1, \dots, N, \quad (2)$$

где g – заданная монотонная функция, например, $g(x) = 1/(1 + e^{-x})$, L – параметр, который характеризует сложность нейросети, $V = \{v_{nl}\}$, $W = \{w_{lm}\}$ – матрицы свободных коэффициентов нейросети. Если матрицы коэффициентов сети известны, то решение уравнения может быть получено в аналитическом виде для любых данных в рассматриваемом классе сред. Для определения свободных коэффициентов решается оптимизационная задача обучения нейросети методом обратного распространения ошибки [2].

В данной работе представлен аппроксимационно-итерационный нейросетевой (АИНС) метод 3D инверсии, позволяющий решать 3D обратные задачи геоэлектрики на прямоугольных сетках оптимальной размерности с общим числом неизвестных искомых параметров среды $\sim n10^3$ без использования априорной информации о строении среды. Искомыми параметрами s_1, \dots, s_N задачи в этом случае являются значения удельной электропроводности среды в узлах сетки обратной задачи. Суть АИНС метода заключается в построении последовательности нейросетей вида (2) на сужающихся подмножествах допустимых решений $S \supset S_1 \supset S_2 \dots$, диаметры которых определяются погрешностью интерполяционного решения, получаемого на предшествующем этапе. Принцип построения сеток обратной задачи оптимальной размерности основан на использовании расчетных значений модуля непрерывности обратного оператора, что обеспечивает практическую устойчивость приближенных решений уравнения (1) [3]. Решение уравнения (1) методом АИНС на первой итерации совпадает с решением, полученным обычным НС методом [2]. Решения на последующих итерациях являются уточняющими.

В работе представлены примеры численного решения 3D обратной задачи МТЗ для площадных синтезированных данных, соответствующих существенно трехмерным средам.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов № 11-07-00662 и 13-05-01135. В работе использовались ресурсы суперкомпьютерного кластера МВС-6000IM МСЦ РАН.

Литература

1. Дмитриев В. И. Обратные задачи в геофизики. Москва, МАКС Пресс, 2012.
2. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А. Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей // Физика Земли, 2009. № 12. С. 22-38.
3. Шимелевич М.И. Методы повышения устойчивости инверсии данных геоэлектрики на основе нейросетевого моделирования // Геофизика, 2013. № 3. С. 49-56.

СРАВНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОСИСТЕМ С ЦЕЛЬЮ ВЫБОРА НАИБОЛЕЕ ОПТИМАЛЬНОЙ КОНФИГУРАЦИИ ДЛЯ ПОИСКА КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ В ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

*Шкиря М.С., студент,
Белов В.А.*

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

e-mail: klark199212@mail.ru

научный руководитель: доцент ИрГТУ, к.т.н., Давыденко Ю.А.

Проведение аэроэлектроразведочных работ ЗМПП (зондирований методом переходных процессов) многократно повышает производительность полевой съемки и позволяет охватить исследованиями большие площади. Метод ЗМПП основан на изучении затухания магнитного поля вихревых токов, возникающих в электропроводных средах при изменении первичного питающего магнитного поля [3]. В классическом варианте метод предполагает измерения полезного сигнала после выключения питающего тока (off-time режим). Именно эта особенность обеспечивает методу ЗМПП преимущество в отношении сигнал/шум по сравнению с частотным режимом измерения. В общем виде от объекта, находящегося на большей глубине, сигнал приходит в более позднее время.

Ниже приведены результаты исследования, выполненного в рамках договора, целью которого являлось определение оптимальных параметров различных аэросистем для поиска кимберлитовых тел на территории Якутской алмазоносной провинции. В результате было сделано следующее:

- дан обзор информации по параметрам существующих НТЕМ-систем в России и за рубежом, их анализу применительно к решению поисковых и геокартировочных задач в высокоомных средах. Особое внимание уделено ведущим мировым НТЕМ-системам: SkyТЕМ, HELIТЕМ, AeroТЕМ и VТЕМ, а также российским разработкам – Импульс и Экватор [2];

- проведено многовариантное трехмерное компьютерное моделирование для нескольких НТЕМ-систем от наборов моделей геологической среды, наиболее полно характеризующих геолого-поисковые ситуации в пределах Малоботуобинского алмазоносного района.

Подробно рассмотрены четыре вертолетные платформы, использующих метод ЗМПП, которые получили наибольшее распространение при выполнении аэроэлектроразведочных работ и являются наиболее перспективными для применения с целью поиска кимберлитовых тел в Малоботуобинском алмазоносном районе.

Аэроплатформа **SkyТЕМ** выгодно отличается возбуждением двух чередующихся импульсов тока, отличающихся по силе тока примерно в 10 раз, что позволяет качественно изучать ранние времена переходного процесса, где аномалия от кимберлитового тела наибольшая по амплитуде. Данная платформа имеет весьма раннее начальное время регистрации – 8 мкс. Это делает платформу **SkyТЕМ** потенциально хорошим инструментом для поиска небольших кимберлитовых тел.

Среди модификаций платформ VТЕМ необходимо отметить **VТЕМ^{Earlytime}**, которая характеризуется 45 каналами измерения переходного процесса, с начальным временем после выключения тока всего **18 мкс**. Это позволяет регистрировать аномальный эффект от кимберлитовых тел на ранних временах, где аномалия, вызванная кимберлитовым телом, наибольшая. Кроме того, эта модификация выгодно отличается большим дипольным моментом генераторного контура – до $625\ 000\ \text{м}^2 \cdot \text{А}$ против $150\ 000\ \text{м}^2 \cdot \text{А}$ у SkyТЕМ 304.

Платформа **HELIТЕМ** характеризуется огромным дипольным моментом, достигающим $2\ 000\ 000\ \text{м}^2 \cdot \text{А}$, и предназначена главным образом для глубинных исследований.

Все изученные платформы возбуждают электромагнитное поле различными формами импульса: SkyТЕМ – прямоугольный, AeroТЕМ – треугольный, VТЕМ – полигональная форма, HELIТЕМ – разнополярный полусинус, что может быть важно для возбуждения

процессов вызванной поляризации (ВП), которые в условиях Якутской алмазоносной провинции являются как помехой, так и важным индикатором возможной связи аномалии с кимберлитовой трубкой.

Сравнение эффективности различных аэросистем

Для оценки эффективности вертолетных электроразведочных систем, были рассмотрены две характерные геологические ситуации Малоботуобинского алмазоносного района: кимберлитовая трубка общей площадью 1,5 Га, перекрыта 45 метрами траппов (модель 1) и 45 метрами юрских отложений (модель 2).

Поскольку импульсная индуктивная электроразведка наиболее эффективна для условий трапповых массивов, на примере модели №1 (кимберлитовая трубка площадью 1,5 Га, перекрыта траппами мощностью 40 м.), изучим эффективность аэрокомплексов SkyTEM, AeroTEM и Экватор при поисках кимберлитовых тел. Измерительные датчики в аэрокомплексе SkyTEM расположены на краю генераторного контура, в аэрокомплексе AeroTEM в центре генераторного контура, а в аэрокомплексе Экватор подняты на высоту 35 метров над генераторным контуром, то есть минимальная высота съемки аэрокомплекса Экватор составит 65 м. над поверхностью земли [1]. Результаты 3D моделирования иллюстрирует рис. 1. Наибольший электромагнитный отклик от кимберлитового тела может быть зарегистрирован с использованием аппаратуры SkyTEM, интенсивность аномалии составит 73% относительно фона. Кроме того, максимум интенсивности аномалии, регистрируемой аппаратурой SkyTEM, смещен на более поздние времена, что облегчает его регистрацию. Здесь проявляются преимущества прямоугольного генераторного импульса тока для картирования первых 50 м. от поверхности. Применение генераторного импульса в виде полусинуса возбуждает менее высокочастотную составляющую электромагнитного поля, поэтому аномалия для AeroTEM менее интенсивная и более расплывчатая при измерении вдоль профиля (рис. 1б). Меньшая величина аномалии для аэрокомплекса AeroTEM также обусловлена большими начальными временами регистрации – 40 мкс. против 8 мкс. у SkyTEM значительно менее интенсивная аномалия (10% от фона), согласно расчетам, будет получена у аэрокомплекса Экватор. Это обусловлено дополнительным поднятием вверх измерительного датчика на высоту 35 метров относительно генераторного контура.

Выводы

- Математическим моделированием изучена эффективность используемых в России и за рубежом вертолетных TEM-систем: AeroTEM, SkyTEM, VTEMLPLUS, HELITEM, Экватор и Импульс-А5 для поиска кимберлитов. Показано, что максимальная разрешающая способность аэроэлектроразведочных систем может быть достигнута в пределах трапповых массивов, для этого аппаратура должна измерять ранние времена переходного процесса (с 20 мкс).

- Наиболее информативная съемка с регистрацией максимального электромагнитного отклика (аномалии) от кимберлитового тела может быть реализована с использованием систем VTEML PLUS и SkyTEM. Большие начальные времена регистрации системы HELITEM делают бессмысленным её применение для поиска кимберлитов в условиях Мирнинского алмазоносного района.

- Результаты моделирования показали, что определение местоположения кимберлитовых тел возможно при их диаметре не менее 200 м. и наличием перекрытых траппов мощностью не более 100 м. Прямое обнаружение более мелких тел является маловероятным.

Благодарности

Автор выражает признательность: автору основного текста отчета, к.т.н. Стогнию В.В.; научному руководителю, доценту ИрГТУ, к.т.н. Давыденко Ю.А. и моему товарищу, студенту-геофизику четвертого курса Белову В.А.

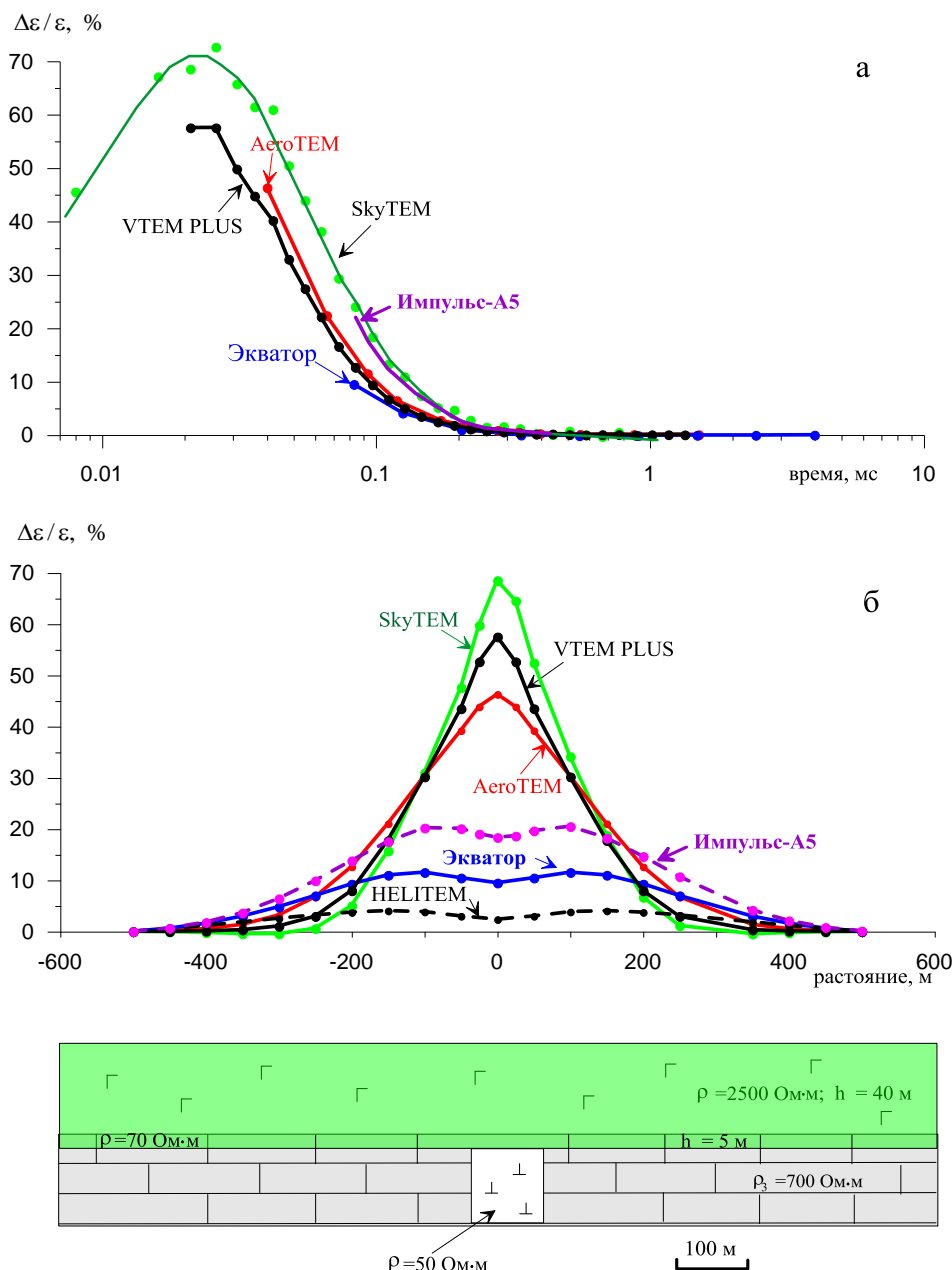


Рис. 1. Величина аномалии над моделью кимберлитового тела перекрытого трапповым массивом при использовании SkyTEM, AeroTEM, Экватор, VTEM-PLUS, Импульс-А5 и HELITEM

а – зависимость интенсивности аномалии от времени, зондирование выполнено над эпицентром трубки; *б* – изменение интенсивности аномалии вдоль профиля. Размер кимберлитовой диагметры 100x150 м, высота полета 30 м, измеряется Z компонента электромагнитного поля.

Литература

1. Волковицкий А.К., Каршаков Е.В., Мойланен Е.В. Новая вертолетная электроразведочная система “Экватор” для метода АМПП. // Приборы и системы разведочной геофизики, 2010. № 2. С. 49-52.
2. Приходько А.Ю. Аэроэлектроразведка: возможности, состояние и перспективы // Разведка и охрана недр, 2005. № 12. С. 73-79.
3. Стогний В.В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск: Изд-во “Малотиражная типография 2D”, 2010. 121 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Авдалян А.Г. «Построение карты локальных аномалий гравитационного поля территории армении по истинным плотностям промежуточного слоя»	5
Амонова Е.Я. «Интерпретация данных метода электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗСВ) на участке Буардахский»	8
Андрянов В.А. «Восстановление термической истории нефтематеринских отложений в разрезе Фестивального вала (Томская область)»	11
Антипин А.Н. «Реализация трёхмерного алгоритма процесса аккумуляции луны»	14
Арзамасцев Е.В. «Исследование возможностей использования широкополосного приемного канала и цифровой фильтрации для решения задач электромагнитного зондирования»	17
Афонин Н.Ю. «Возможность применения сейсмической интерферометрии при малом накоплении сигнала»	20
Баженова Е.А. «Визуализация заколонных перетоков с помощью векторных построений»	23
Бакиянов А.И. «Геофизическое изучение «Молниебойного хребтика»»	26
Бакчабаев А.М. «Расчёт суточной вариации и индексов геомагнитной активности на магнитной станции «Байгазан» по данным 2011 г.»	32
Бауэр А.А. «Обеспечение сейсмической безопасности сооружений методами численного моделирования спектров реакции колебаний грунта»	35
Башкеев А.С., Бухалов С.В. «Примеры использования методов робастной статистики для обработки данных импульсной электроразведки»	38
Бухалов С.В., Башкеев А.С. «Технология электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП)»	41
Бухвалова А.В. «Исследование анизотропности геологической среды по распространению сейсмических волн»	44
Бызов Д.Д., Муравьев Л.А., Фадеева Н.В. «Оптимизация вычислений интегралов в задаче моделирования кривых ЯМР-релаксометрии»	47
Варлашова Ю.В., Верхоланцева Т.В., Скоркина А.А., Старикович Е.Н. «Обзор сейсмичности Уральского региона за 2013 г.»	50
Вдовин А.Г. «Результаты одновременных скважинных исследований сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения»	53
Ведерников А.С., Григорьев Д.В., Зуев П.И. «Опыт проведения геофизических исследований при сейсмомикрорайонировании территорий особо ответственных объектов»	56
Воропаев П.В., Коновалова А.А. «Статистическая оценка уровня сейсмической активности Ключевского вулкана в 2000-2013 гг. по шкале СОУС'09»	61
Габитов И.Т. «Очистка призабойной зоны пласта акустическим методом»	65
Горелов П.В. «Уточнение сейсмической интенсивности социальнозначимых объектов в г. Владивостоке»	68
Горностаева А.А., Антипин А.Н. «Синхронизация временных шкал геотермических реконструкций палеоклимата»	72
Горшков В.Ю. «Изучение аномального эффекта от локальной неоднородности среды в зависимости от размера установки для метода ДИП»	75
Гражданкин А.М. «База данных GPS наблюдений Центрально-Азиатской сети»	78
Данилов А.В. «Анализ ледниковой активности о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа»	81
Дубовенко Ю.И. «Об определении плотностных неоднородностей в классе Сретенского»	84

Ежикова М.М. «Взаимоотношение геологических структур осадочного комплекса с их глубинными аналогами в толще кристаллического фундамента»	87
Енягин Ю.В. «Программное обеспечение для автоматической верификации, просмотра и анализа данных линейно-угловых измерений»	90
Ефименко О.С., Диханов Е.Н. «Рентгенофлуоресцентный анализ руд месторождения Жезказган на основные и сопутствующие промышленные элементы»	93
Ефременко М.А., Калинина Э.В., Пивоваров Р.С. «Некоторые особенности записей широкофокусных землетрясений региона Охотского моря на территории Воронежского кристаллического массива»	96
Заклюковская А.С. «Сейсмичность региона большого Сочи за 2013 год по данным инструментальных наблюдений»	99
Замятин А.Л. «Обследование и оценка состояния автомобильной дороги на участке обрушения в зоне Волчанского угольного разреза»	102
Замятин А.Л., Мельник В.В., Пустуев А.Л. «Исследование состояния и свойств грунтов основания инженерных сооружений в условиях распространения криолитозоны»	105
Иванов Д.Б. «Анализ параметров вызванной сейсмоакустической эмиссии по данным лабораторных исследований»	111
Идармачев И.Ш. «Исследование электрического сопротивления пород в районе Чиркейского водохранилища»	114
Искоркина А.А. «Оценка влияния палеоклимата на геотермический режим и реализацию генерационного потенциала материнских тогурских отложений Нюрольской мегавпадины»	116
Казарян К.С. «Изучение характера проявления современной сейсмичности территории армении на основе анализа фокальных механизмов слабых землетрясений»	120
Каллистова Т.В., Князев Д.Ю., Турсуков А.Л. «Методика обследования грунтов при решении инженерно-геофизических задач»	123
Карамов И.Ф. «Математическое моделирование процесса локализации нефти»	126
Касимов И.Р. «Образование водо-воздушного вала на поверхности водотока»	128
Козырева В.Л. «Сравнение 2D и 3D сейсморазведки»	130
Конечная Я.В. «Новый этап становления архангельской сейсмической сети»	133
Криворучко Н.И. «Снижение сейсмического эффекта взрыва методом короткозамедленного взрывания зарядов при ведении открытых горных работ»	136
Кудряшова Л.К. «Поиски доюрских залежей нефти на Краснотенском своде»	139
Курашов И.А. «Регуляризация данных при объединении сейсмических съемок»	142
Лисунов Е.В. «Сравнение результатов регистрации землетрясений гравиметров с сейсмографом»	145
Мажников М.С. «Программное обеспечение для планирования полевых GPS измерений»	149
Макаров Е.О., Сероветников С.С. «Предвестниковые аномалии в радоновом и деформационном полях земли перед землетрясением в Авачинском заливе с М=5.6, 15.10.2012 г.»	152
Малышев М.В. «Оптимизация методики сейсморазведочных работ для месторождений Самарской области»	156
Миниахметова А.Ф. «Сравнение быстрых методов решения структурной обратной задачи магнитометрии»	160
Муртазин Д.Г. «Геолого-геофизическое изучение сложно-построенных коллекторов бобриковского и тульского нефтяного пласта Шершневого месторождения»	163

Нафикова А.Р. «О способе решения задачи диффузии-адвекции радона в кусочно-анизотропных слоистых средах с включениями»	166
Нестеренко А.М. «Метод обследования технического состояния зданий и сооружений на основе сейсмического анализа»	169
Оганян М.В. «Некоторые результаты анализа геомагнитных вариаций в сопоставлении с геологическими особенностями региона наблюдений (Армения)»	172
Островский А.М. «Параметры траектории полета и характер разрушений в месте падения Узовского метеорита»	175
Пачеса А.Р. «Сейсмологические исследования в Литве»	178
Полянский П.О. «Автоматизированное определение баз сопряженных точек в задаче миграции преломленных волн»	181
Пономарева Е.А. «К вопросу комплексирования петрофизических исследований керна в сочетании со скважинными геофизическими исследованиями для прогнозирования коллекторов васюганской свиты и ее аналогов»	185
Пудова И.В. «Оценка устойчивости грунтовых массивов основания гидротехнического сооружения на примере плотины Song Tranh-2 (Центральный Вьетнам)»	188
Раевский Д.Н. «Совершенствование метода S-аппроксимаций и его применение при решении сложно структурированных геологических задач»	191
Расторгуева А.О. «Сравнительная геофизическая характеристика разрезов с разными электрическими типами коллекторов горизонта Ю1 месторождений углеводородов (Томская область)»	194
Рылов Е.С., Лунгул О.А. «Изучение сейсмических свойств грунтов на территории г. Петропавловска-Камчатского»	198
Рязанцев П.А. «Определение критериев для распознавания трещиноватости горного массива методикой электротомографии на основе математического моделирования»	201
Саакян Б.В. «Сеймотектонические подвижки в северной части малого кавказа»	204
Савинов В.А. «Применение метода электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗВП) с целью поиска термальных вод на территории монголия в окрестности пос. Цэцэрлэг»	207
Саргсян Р.С. «О некоторых особенностях решения структурно-геологических вопросов по комплексу геофизико-геоморфологических методов (на примере территории Армении)»	210
Саргсян С.Н. «Спектральный анализ сейсмических воздействий и определение динамических параметров очагов в ближней зоне землетрясений»	213
Сафин Р.И. «О перспективах нефтеносности юга полуострова Ямал»	216
Сахарова М.А. «Некоторые результаты магнитотеллурических исследований в западной части Курайской тектонической впадины Горного Алтая»	219
Ткачева К.Ю. «Результаты тестирования технологии электромагнитного зондирования вызванной поляризации на археологическом объекте Курминское озеро-2 в Приольхоне»	223
Туктаров Ф.И. «Обработка призабойной зоны пласта»	226
Федоренко И.В. «Особенности спектров землетрясений района хребта Гаккеля»	229
Харисов Т.Ф. «Закономерности деформирования вмещающего массива в процессе проходки вертикального ствола»	232
Хохлова В.В. «Учет сферичности земной поверхности при редуцировании гравиметрических данных»	236
Цыдыпова Л.Р., Герман Е.И., Предеин П.А. «Спектральные характеристики и временные вариации микросейсмического фона территории Забайкалья»	239

Шакирова А.А. «Опыт применения выносных станций для создания удаленных локальных сетей с целью улучшения качества обработки сейсмических событий на примере ПНВ-А «TUMD» в районе вулкана кизимен, камчатка»	242
Шаргородский А.В. «Оценка чувствительности и разрешающей способности частотной аэроэлектроразведочной системы ДИП-4А выполненная для модели уранового месторождения терригенного типа на витимском плато»	246
Шарейко М.А. «Численное моделирование в задачах сейсмического микрорайонирования для обеспечения сейсмобезопасности особо ответственных объектов»	249
Шимелевич М.И., Родионов Е.А. «Аппроксимационно-итерационный нейросетевой метод 3D инверсии данных геоэлектрики»	252
Шкиря М.С., Белов В.А. «Сравнение характеристик аэросистем с целью выбора наиболее оптимальной конфигурации для поиска кимберлитовых тел в Якутской алмазонасной провинции»	254

Научное издание

**XV УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ**

Сборник докладов

*Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН*

Ответственный за выпуск Мартышко П.С.
Компьютерная верстка Осипов В.Ю.

Подписано в печать 14.03.2014 г. Формат 60x84 1/8
Усл. печ. л. 16.5, Уч.-изд. л. 16.5
Тираж 100 экз. Заказ № 261

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

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620000, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, 83