РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Материалы Международной конференции,
посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН
4-8 февраля 2008 г.

Екатеринбург
2008

УДК 550

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008, 337 с.

ISBN

В материалах представлены доклады, сделанные на Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН, состоявшейся в г. Екатеринбурге с 04 по 08 февраля 2008 г.

В докладах изложены результаты по разработке новых методик и аппаратуры для геофизических исследований, алгоритмов интерпретации геофизических полей, рассматриваются модели глубинного строения Урала и сопредельных регионов, иллюстрируется применение геофизических методов поиска месторождений полезных ископаемых.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся изучением глубинного строения Земли, региональными исследованиями, интерпретацией геофизических полей.

Редакционная коллегия:
П.С. Мартышко (научный редактор)
Н.Н. Винничук
А.Л. Рублев

©Институт геофизики УрО РАН, 2008

СОДЕРЖАНИЕ

Акимова Е.Н., Васин В.В. Решение обратных геофизических задач на многопроцессорном вычислительном комплексе 4

Александров П.Н. Решение прямой задачи ВЭЗ с учетом рельефа дневной поверхности 8

Астраханцев Ю.Г., Глухих И.И., Строкина Л.Г., Хейнсон А.П. Калибраторы магнитной восприимчивости для скважинных приборов 12

Бессонова Е.А., Залищак В.Б., Зверев С.А. Комплексные геофизические исследования многослойного археологического памятника 15

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геофизическое изучение подводных вулканов Курильской островной дуги 19

Борисенков М.Ф. Влияние состояния электромагнитного поля Земли на суточный и сезонный ритмы организма жителей северных широт 23

Варлашова Ю.В. Исследование микросейсмических шумов в карстоопасных районах 25

Винничук Н.Н. Результаты измерения плотности пород в Сыморьяхской скважине Шаимского нефтегазоносного района 29

Виноградов А.М., Бушарина С.В., Угрюмов И.А. Александринский рудный узел; геополя и перспективы поисков крупных сульфидных (колчеданных) месторождений 32

Виноградов А.М., Малышев А.И., Бушарина С.В. Флюидо-энергетический поток секущих зон тектонических дислокаций Южного Урала (геофизический и минерагенический аспект) 36

Волковицкий А.К., Каршаков Е.В., Попович В.В. Компенсация влияния наведенных токов в низкочастотной индуктивной аэроэлектроразведочной системе ЕМ-4Н 40

Володькова Т.В. Изучение природы магматических образований с помощью аэрогеофизических методов 44

Геник И.В. Региональные гравиметрические исследования территории центральной части передовых складок Урала (Пермский край) 48

Глухих И.И., Иванченко В.С., Строкина Л.Г., Хейнсон А.П., Алешин К.Б. Магнитоакустическая эмиссия сульфидно-магнетитовых руд Песчанского месторождения 52

Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. О выборе модели палеоклимата для внесения поправок в измеренный тепловой поток на Урале 54

Гуляев А.Н., Дружинин В.С., Дёмина А.Ю., Косолапов А.А. Проявления четвертичной и современной геодинамики на территории Екатеринбурга 58

Данукалов К.Н. Влияние давления на магнитные свойства титаномагнетита 63

Долгаль А.С., Червонный Н.П. Учет влияния верхней части неоднородно намагниченного геологического разреза на результаты аэромагнитной съемки (на примере Юнаринской площади) 67

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М. , Нестеров И.И. (мл.) , Плесовских И.А Новая схема тектонического строения и оценка нефтегазоперспективности С-З части Западно-Сибирской равнины 71

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Осипов В.Ю. Методика построения плотностной модели верхней части литосферы по данным ГСЗ 76

Дьяконов Б.П., Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Кусонский О.А. Результаты комплексирования скважинных измерений электромагнитного и акустического излучения массива пород при оценке его геодинамического состояния 81

Дьяконова А.Г. Новые возможности геоэлектрики при изучении глубинного строения Урала 85

Журавлева Р.Б. Повышение информативности частотных зондирований с различными 89

дипольными установками при использовании нового информационного параметра

Иголкина Г.В., Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Мезенина З.С. Корреляция проницаемости терригенных коллекторов с вызванной сейсмоакустической эмиссией 93

Калмыков А.А., Панченко Б.А., Поршнев С.В. Радиоволновая интроскопия земных грунтов: состояние, проблемы, подходы 96

Колтышева Е.С. Сопоставление тектонической унаследованности и нефтегазоносности в пределах Тимано-Печорского и Волго-Уральского регионов 101

Копылов М.И. Особенность интерпретации геолого-геофизических данных при локальном прогнозировании в рудных районах 103

Копылов М.И. Изучение глубинного строения оловорудных районов юга Дальнего Востока по геофизическим данным 107

Кочнев В.А., Звягин П.И., Поляков В.С. Решение обратной кинематической задачи по годографам отраженных волн, полученным на одной из площадей Западной Сибири 111

Кочнев В.А., Гоз И.В. Эксперимент по уточнению однородно намагниченного 6-слойного шара по магнитному полю Земли 115

Кузнецов Н.Б. Реликты раннепалеозойского орогена протоуралид-тиманид и их проявления в потенциальных полях 119

Кусонский О.А. О современном состоянии обсерваторских исследований на Урале 123

Кусонский О.А. Наблюдение ядерных взрывов в обсерватории «Арти» 126

Кусонский О.А., Бахвалов А.Н., Хрущева В.В. Моделирование Верхне-Лозьвинского магнетитового рудопроявления 130

Кусонский О.А., Бородин П.Б., Бебнев А.С., Мигачев А.Е., Хрущева В.В. Организация на Урале долговременной сети пунктов наблюдения вековых вариаций геомагнитного поля 135

Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Жулдаспаев М.Д., Якубовский В.И. Опыт проведения наземных и аэровоздушных геоэлектрических работ при рекогносцировочных исследованиях на нефть и газ 139

Литовский В.В. Развитие методов оценки пиковых и фоновых процессов эволюции Н.К.Чудинова в практике решения проблемы генезиса галосистем, природных газов и нефти 143

Ломакин В.С. К истории сейсмической станции "Арти" 147

Ломакин В.С. Некоторые проблемы прогноза удароопасности на основе сейсмологических наблюдений в действующих шахтах 151

Лютоев В.А., Пономарева Т.А. Интерпретация результатов вертикального электрического зондирования в сложных геологических разрезах Урала и Предуралья 157

Мавричев В.Г., Молодцов И.В., Петрова А.А., Ладнер Г.А., Атаков А.И., Боровский М.Я., Масагутов Р.Х., Якимов А.С. Оценка нефтегазоносности посредством анализа потенциальных полей по новым технологиям 161

Мартышко П.С., Пьянков В.А. Решение обратной задачи магнитометрии на примере уральской региональной отрицательной магнитной аномалии 163

Мартышко П.С., Цидаев А.Г. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии методом локальных поправок 167

Миненко П.А. Методы и критерии единственности устойчивых решений обратной линейной задачи глубинной гравиметрии и магнитометрии 171

Неведрова Н.Н., Суродина И.В., Санчаа А.М. Трехмерное моделирование зон 175

тектонических деформаций для задач геоэлектрики постоянным током

Новиков С.С., Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Шпак П.Т. Новый геофизический метод исследования нефтяных и газовых эксплуатационных скважин – трехкомпонентный геоакустический каротаж 179

Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г. Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования геопотенциальных полей 183

Нульман А.А., Коптева Р.А. Аэротехногенное загрязнение природной среды на Среднем Урале по магнитным данным 187

Овчаренко А.В. Методика создания моделей современного деформирования земной коры и ее применение 191

Панин Г.Л., Манштейн А.К. Аппаратура частотного электромагнитного зондирования 195

Пономарева Т.А., Куликова К.В., Кузнецов Н.Б. Особенности строения земной коры Сыумкеу-Щучьинского района Урала по геолого-геофизическим данным 198

Пруткин И.Л. Решение трехмерных обратных задач гравиметрии в геофизике и геодезии 202

Пугин А.В., Долгаль А.С., Симанов А.А., Веселкова Н.В. Трансформации гравитационного поля с учетом влияния сторонних масс 205

Пьянков В.А. Определение времени и места тектонического события по результатам мониторинга эксхаляции радона 209

Пьянков В.А. Аномалии векового хода геомагнитного поля на Урале и их связь с современной сейсмичностью 213

Пьянков В.А. Аномальные вариации геомагнитного поля тектономагнитной природы и их приуроченность к зонам пластической деформации 217

Ратушняк А.Н. Электромагнитное поле однородного локального объекта в стационарном поле источника 220

Рублёв А.Л. Уравнения обратных задач электромагнитных геофизических полей и алгоритмы их решения 224

Светлакова А.Н. Строение венд-рифейских отложений и фундамента на востоке Восточно-Европейской платформы по региональному сейсмическому профилю №7 (южный блок) 228

Свяжина И.А. Палеомагнетизм и его приложение к изучению геологического строения Урала и сопредельного Казахстана 231

Сенин Л.Н. Измерительные приборы для сейсмических исследований 235

Сенина Т.Е. Динамическое управление дисплея в аппаратно-программном модуле визуализации переносной сейсмической станции «Синус» 238

Сокол-Кутыловский О.Л. Измерение амплитуды электромагнитных волн в плотной среде 242

Соловьев В.Д., Бахмутов В.Г., Козленко Ю.В., Корчагин И.Н., Левашов С.П., Якимчук Н.А. Исследование геофизических неоднородностей структур дна котловины Поуэлл (Западная Антарктика) 244

Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Мельник Е.А. Особенности трехмерной структуры верхней мантии Западно-Сибирской и Туранской плит по данным ядерных взрывов 248

Сушкин Л.Б. Особенности геофизических полей Право-Соолийского золотоносного узла (Западный Сихотэ-Алинь) 252

Трегубенко В.И., Малютин А.Н., Климович Е.Н. Украинская апаратура для изучения электрических и магнитных свойств геологической среды с поверхности земли 256

Троянов А.К., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И. Акустические сигналы микровибрации геосреды по наблюдениям в глубоких и сверхглубоких скважинах 260

Тягунов Д.С. Техногенный магнитный шум в пределах некоторых фешенебельный районов Среднего Урала 264

Удоратин В.В., Конанова Н.В. Структура земной коры юга Печорской плиты по результатам геофизических исследований 268

Улитин Р.В., Федорова О.И. Концепция геоэлектрического изучения техногенного загрязнения геологической среды 272

Улитин Р.В., Федорова О.И. Методология геоэлектрической дефектоскопии инженерных объектов 276

Уткин В.И. Тектонические землетрясения и солнечно-земные связи 280

Федорова Н.В. Методы моделирования распределения намагниченности в земной коре 284

Федорова Н.В. Моделирование строения земной коры вдоль профиля Джалинда-Улу 286

Федорова Н.В., Чурсин А.В. Магнитные модели земной коры по Павдинскому профилю 288

Хачай О.А., Хачай А.Ю. Комплексный электромагнитный и сейсмический метод изучения строения коры и мантии Земли 291

Хачай О.А., Хачай О.Ю. Моделирование сейсмического и электромагнитного поля в иерархически неоднородных средах 295

Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н. О формировании ядра Земли на стадии ее аккумуляции 299

Шархимуллин А.Ф. Изучение геологического строения Верхнекамского месторождения калийных солей методами сейсморазведки и гравиразведки 302

Шерендо Т.А., Молошаг В.П. Эффективность магниторазведки при поисках на элементы платиновой группы в пироксенитовых телах дунитовых массивов: геолого-генетические аспекты (на примере Урала) 306

Шестаков А.Ф., Ладовский И.В. О решении граничных задач для электрического потенциала с учетом криволинейной поверхности раздела двух сред 309

Коноплин А.Д. Разработка цифрового аппаратурно-методического комплекса для магнитотеллурических методов 314

Вишнев В.С. Теоретические и методические основы использования техногенного поля электрифицированных железных дорог в геофизике 317

Козлова И.А., Юрков А.К. Возможный источник и механизм выделения радона в поровое пространство горных пород 319

Чурсин А.В., Прутьян А.М., Федорова Н.В. Цифровая карта аномального магнитного поля Урала и Западной Сибири 321

Беликов В.Т. Моделирование амплитудно-частотного спектра акустической эмиссии 324

Щапов В.А. Тепловой поток Оренбургской области 327

Научное издание

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УРАЛА
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ
Материалы Международной конференции,
посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН

Рекомендовано к изданию Учёным советом
Института геофизики УрО РАН и НИСО УрО РАН
Протокол заседания №1 от 24 января 2008 г.
ЛР №020764 от 24.04.1998 г.

Компьютерная верстка **А.Л. Рублев**

НИСО УрО РАН № 14(08). Подписано в печать.
Формат 60×84 1/8.
Бумага типографская. Печать офсетная.
Усл. печ. л. . Уч.-изд. л. 35,75.
Тираж 150. Заказ № 2

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

ООО “ИРА УТК”, 620219 Екатеринбург, Карла Либкнехта 42

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:
Мартышко Петр Сергеевич – директор Института геофизики УрО РАН, чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н.

Члены Оргкомитета
В.И. Уткин – член-корреспондент РАН, Советник РАН, д.т.н.
В.Т. Беликов – д.ф.-м.н., зам. директора ИГФ УрО РАН
Ю.Г. Астраханцев – д.т.н., зав. лаб. скважинной геофизики
Д.Ю. Демежко – д.г.-м.н., зав. лаб. ядерной геофизики
Г.В. Иголкина – д.г.-м.н., зав. лаб. промысловой геофизики
Н.И. Начапкин – к.ф.-м.н., зав. лаб. региональной геофизики
А.Н. Ратушняк – к.т.н., зав. лаб. электрометрии
Л.Н. Сенин – к.т.н., зав. лаб. сейсмометрии
А.Ф. Шестаков – д.ф.-м.н., зав. лаб. экологической геофизики
О.А. Кусонский – к.г.-м.н., зав. обсерваторией «Арти»
А.Л. Рублев – к.ф.-м.н.

Ученый секретарь:
Н.Н. Винничук – к.г.-м.н.

Адрес Оргкомитета:
Институт геофизики УрО РАН
620016. Екатеринбург
ул. Амундсена, 100
телефон: (343) 267 88 68
факс: (343) 267 88 72
e-mail: **IGF-50@mail.ru**

РЕШЕНИЕ ОБРАТНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА МНОГОПРОЦЕССОРНОМ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОМ КОМПЛЕКСЕ

Акимова Е.Н., Васин В.В.

Институт математики и механики УрО РАН, Екатеринбург

aen@imm.uran.ru

1. Рассматривается трехмерная обратная задача магнитометрии по численному восстановлению разделяющей поверхности (геологической границы) между средами с постоянным вектором намагниченности на основе данных о магнитном поле, измеренном на некоторой площади земной поверхности, и скачке вектора намагниченности.

Функция $z(x,y)$, описывающая искомую поверхность раздела S, удовлетворяет двумерному интегральному уравнению Фредгольма первого рода

$$A[z] \equiv \Delta J \int_a^b \int_c^d \left\{ \frac{z(x',y')}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x',y') \right]^{3/2}} - \frac{H}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right]^{3/2}} \right\} dx'dy' = G(x,y), \quad (1)$$

где ΔJ – скачок вертикальной компоненты вектора намагниченности, $G(x,y)$ – аномальное магнитное поле, обусловленное отклонением искомой поверхности от асимптотической плоскости $z = -H$.

Предварительная обработка измеренного магнитного поля, связанная с выделением аномального поля (т.е. получение правой части уравнения (1)), была выполнена коллегами из Института геофизики УрО РАН по методике, разработанной П.С. Мартышко и И.Л. Пруткиным [1].

Уравнение магнитометрии (1) является существенно некорректной задачей, решение которой обладает сильной чувствительностью к погрешности правой части, полученной в результате измерений и предварительной обработки магнитного поля.

После дискретизации на уравнения (1) на сетке $n = M \times N$, где задана $G(x,y)$, и аппроксимации интегрального оператора по квадратурным формулам имеем систему нелинейных уравнений

$$A_n[z] = F_n. \quad (2)$$

Для решения системы (2) используется итеративно регуляризованный метод Ньютона, успешно применяемый при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии с реальными данными [2]–[3]

$$z^{k+1} = z^k - \left(A_n'\left(z^k\right) + \alpha_k I \right)^{-1} \left(A_n\left(z^k\right) + \alpha_k z^k - F_n \right). \quad (3)$$

Здесь A_n и F_n – конечномерные аппроксимации интегрального оператора и правой части в уравнении (3), A_n' – матрица производных.

Нахождение очередного приближения z^{k+1} по найденному z^k сводится к решению СЛАУ

$$A_n{}^k z^{k+1} = F_n{}^k, \quad (4)$$

где $A_n{}^k = A_n'\left(z^k\right) + \alpha_k I$ – несимметричная матрица порядка $n \times n$, $F_n{}^k = A_n{}^k z^k - \left(A_n\left(z^k\right) + \alpha_k z^k - F_n \right)$ – вектор размерности n, α_k – параметр регуляризации. Система уравнений (4) предварительно преобразуется к СЛАУ с симметричной матрицей

$$B^k z^{k+1} \equiv \left[(A_n{}^k)^T A_n{}^k + \alpha_k I \right] z^{k+1} = (A_n{}^k)^T F_n{}^k \equiv b. \quad (5)$$

При решении СЛАУ (5) на каждом шаге метода Ньютона использовались итеративно регуляризованные метод простой итерации (МПИ) и метод сопряженных градиентов (МСГ).

Условием останова итерационных процессов является $\left\| B^k z^{k+1} - b \right\| / \left\| b \right\| < \varepsilon$.

Численная реализация и распараллеливание итерационных методов для решения задачи магнитометрии были выполнены на многопроцессорном вычислительном комплексе МВС–1000/32 – российском массивно–параллельном суперкомпьютере третьего поколения. Параллельные алгоритмы реализованы с помощью библиотеки MPI на языке Фортран. Распараллеливание итерационных методов основано на разбиении матрицы A горизонтальными полосами на m блоков, а вектора решения z и вектора правой части F СЛАУ на m частей так, что $n = m \times L$, где n – размерность системы уравнений, m – число процессоров, L – число строк матрицы в блоке. На каждой итерации каждый из m процессоров вычисляет свою часть вектора решения. В случае матричного умножения $A^T A$ каждый из m процессоров умножает свою часть строк транспонированной матрицы A^T на всю матрицу A. Host-процессор отвечает за пересылки данных и вычисляет свою часть вектора решения.

На многопроцессорном комплексе МВС–1000/32 была решена следующая задача. Для рудного объекта был обработан массив магнитных данных Башкирского заповедника, измеренного на площади 93.75×165 км^2 с шагом $\Delta x = 1.875$ км, $\Delta y = 3.3$ км. Расстояние до асимптотической плоскости составляло $H = 10$ км. Скачок намагниченности принимался равным $\Delta J = -1$ и $\Delta J = -0.1$ А/м. Измерения магнитного поля для исследуемого района были выполнены сотрудником Института геофизики УрО РАН В.А. Пьянковым.

После дискретизации исходного уравнения на сетке задача сводится к СЛАУ с несимметричной матрицей порядка 2500×2500. Задача решалась итеративно регуляризованным методом Ньютона с числом итераций $N_H = 10$ и параметром регуляризации $\alpha = 0.01$. На каждом шаге метода Ньютона использовался параллельный МСГ с числом итераций $N_{MCG} = 4$. В ходе решения задачи с начальным приближением $z_0(x, y) = 0.3$ относительная норма невязки уменьшилась в 600 раз. На рис. 1 и 2 представлены восстановленные поверхности раздела S_1 для случая $\Delta J = -1$ А/м и S_2 для случая $\Delta J = -0.1$ А/м.

Итоговые результаты переданы специалистам по прикладной геофизике для геологической интерпретации.

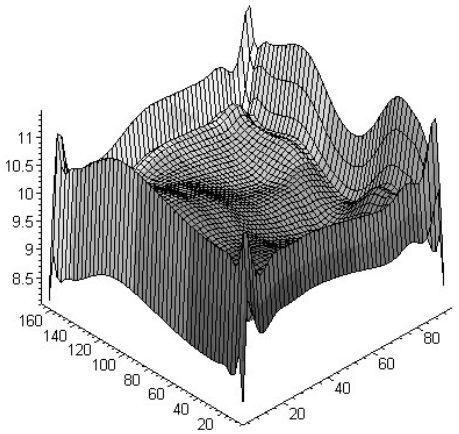


Рис. 1. Восстановленная поверхность раздела S_1

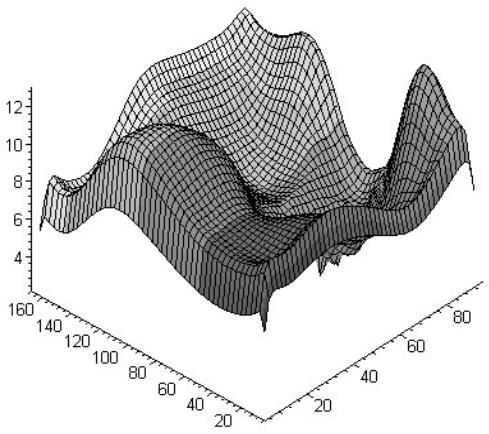


Рис. 2. Восстановленная поверхность раздела S_2

В таблице приведены времена счета и коэффициенты ускорения $S_m = T_1 / T_m$ и эффективности $E_m = S_m / m$ решения задачи магнитометрии о восстановлении поверхности раздела между средами итеративно регуляризованным методом Ньютона с использованием на каждом шаге параллельного и последовательного МСГ. Здесь T_m – время выполнения параллельного алгоритма на МВС–1000/32 с числом процессоров m ($m > 1$), T_1 – время

выполнения последовательного алгоритма на одном процессоре. T_m представляет собой совокупность чистого времени счета и накладных расходов на межпроцессорные обмены, т.е. $T_m = T_c + T_o$.

Решение задачи (1) методом Ньютона с использованием МСГ

m (число проц.)	T_m (время, мин.)	S_m (ускорение)	E_m (эффективность)
1	10.1	—	—
2	6.2	1.63	0.81
7	2.3	4.4	0.63

Результаты вычислений показывают, что использование параллельных итерационных методов при решении обратной задачи магнитометрии сокращает время счета. Найденные поверхности раздела согласуются с представлением геофизиков об исследуемом районе.

2. Предлагается новый алгоритм для решения задачи о восстановлении геологической границы по гравитационной аномалии и известному скачку плотности при переходе искомой границы.

Данная гравиметрическая задача является нелинейной и существенно некорректной. Она сводится к решению следующего уравнения 1-го рода

$$A(z) = G\Delta\sigma \int_a^b \int_c^d \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x,y)}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x,y)}} \right) dydx = f(x,y), \quad (7)$$

где G – гравитационная постоянная, $\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$ – скачок плотности на границе раздела, H – уровень, от которого вычисляется гравитационная аномалия. Предполагается, что вне области $[a,b]\times[c,d]$ $z(x,y) = H$.

Для решения уравнения (7) реализован следующий двухэтапный алгоритм:

1) уравнение (7) регуляризуется методом Тихонова

$$\min\left\{ \|A(z) - f\|_{L_2}^2 + \gamma_1 \|z - H\|_{L_2}^2 + \gamma_2 \left(\|z'_x\|_{L_2}^2 + \|z'_y\|_{L_2}^2 \right) : \quad z \in W_2^1 \right\}; \quad (8)$$

2) для решения задачи минимизации применяется один из вариантов метода Флетчера–Ривса

$$z_{k+1} = z_k - \alpha_k p_k, \quad \Phi_\gamma(z_{k+1}) = \min_\alpha \Phi_\gamma(z_k - \alpha_k p_k),$$
$$p_0 = \Phi'_\gamma(z_0), \quad p_{k+1} = \Phi'_\gamma(z_{k+1}) - \beta_k p_k,$$
$$\beta_k = \left\langle \Phi'_\gamma(z_{k+1}), \Phi'_\gamma(z_{k+1}) - \Phi'_\gamma(z_k) \right\rangle \Big/ \left\langle \Phi'_\gamma(z_k), \Phi'_\gamma(z_k) \right\rangle, \quad (9)$$

где Φ_γ – минимизируемый функционал из (8). Формула (9) для β_k найдена из условия $\left\langle p_k, \Phi''_\gamma(z_{k+1}) p_{k+1} \right\rangle = 0$ в первом приближении.

При дискретизации уравнения (7) область интегрирования разбивалась на прямоугольники размером h_x на h_y с центром в (x_i, y_j) и в каждом прямоугольнике значение функции z принималось постоянным $z(x, y) = z_{ij}$. Для вычисления интеграла (7) использовалась следующая приближенная формула

$$\int_{x_i - \frac{h_x}{2}}^{x_i + \frac{h_x}{2}} \int_{y_j - \frac{h_y}{2}}^{y_j + \frac{h_y}{2}} \frac{1}{\sqrt{(x - x_{i'})^2 + (y - y_{j'})^2 + z^2}} dydx \approx \frac{h_x h_y}{a\sqrt{R_1^2 + z^2} + (1-a)\sqrt{R_2^2 + z^2}}, \quad (10)$$

где параметры a, R_1 и R_2 зависят от $|\, i–i' \,|$ и $|\, j–j' \,|$ и выбираются так, чтобы совпадали первые насколько членов разложения в ряд Тейлора обоих частей уравнения (10) в точке $z = 0$. Для примера, при $h_x = 0.5$ и $h_y = 2$, относительная погрешность приближения (10) не превышает 2% и быстро затухает при увеличении $\max\{|\, i–i' \,|, |\, j–j' \,|\}$.

Алгоритм тестировался на модельной задаче с $h_x = 0.5$, $h_y = 2$ и числом точек дискретизации 100×30. Геологическая граница задавалась по формуле

$$\tilde{z}(x,y) = 5 + \frac{4}{\pi}\operatorname{arctg}\left(\frac{2}{5}x - 10\right) + \sin\frac{\pi}{30}y, \quad H = 5. \tag{11}$$

Правая часть (7) для модели рассчитывалась при $G = 6.67, \Delta\sigma = 0.5$ и с добавлением случайного шума с амплитудой 4, что дает 10% погрешность от максимального по модулю значения $f(x, y)$. В качестве начального приближения в итерационном процессе Флетчера–Ривса принималась функция $z_0(x, y)$=0.1. Правилом останова итераций служило условие $\left\|\Phi'_\gamma(z_k)\right\|_{L_2} < 0.01$. Относительная погрешность полученного решения z_γ составила 2.7%.

На рис. 3 изображена модельная граница, а на рис. 4 – приближенное решение.

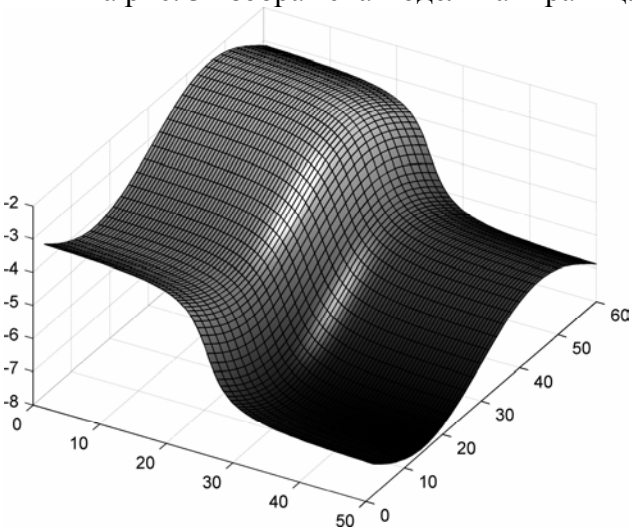


Рис. 3. Модельная граница, рассчитанная по формуле (10)

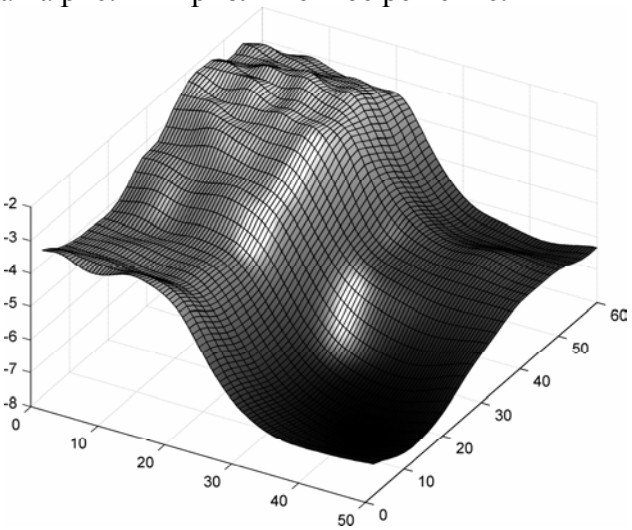


Рис. 4. Решение, найденное методом Флетчера–Ривса с параметрами γ_1=1.78, γ_2=16

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06–01–00116.

Литература:

1. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т.25, № 3, С.159–168.
2. Акимова Е.Н., Васин В.В., Пересторонина Г.Я. Решение обратной задачи магнитометрии с использованием параллельных технологий // Материалы 33–й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2006. С. 447–450.
3. Акимова Е.Н., Васин В.В. Решение обратной задачи магнитометрии на многопроцессорном вычислительном комплексе МВС–1000 // Материалы 34–й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». – Москва: ИФЗ РАН, 2007. С.8–11.

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ВЭЗ С УЧЕТОМ РЕЛЬЕФА ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Александров П.Н.[1]

1 – Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк

alexandr@igemi.troitsk.ru

Электрический потенциал φ в анизотропной среде в силу симметричности тензора удельной электропроводности $\hat{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix}$ вне источников стороннего электрического тока подчиняется дифференциальному уравнению

$$div\mathbf{J} = div\hat{\sigma}grad\varphi = div\hat{\sigma}^T grad\varphi = 0 ,$$

где знак ^{T} - означает транспонирование.

Умножим это уравнение на функцию объема

$$V = \begin{cases} 1, f(x,y) < z < z_1 \\ 0, f(x,y) > z, z > z_1 \end{cases},$$

которая ограничивает носитель электрического потенциала φ поверхностью $z = f(x,y)$ и плоскостью $z = z_1$ (ось z направлена вглубь земли).

Тогда уравнение относительно произведения $V\varphi$ примет вид

$$div\hat{\sigma}grad(V\varphi) = gradV \cdot \mathbf{J} + div\hat{\sigma}(\varphi gradV) .$$

Функцию Грина $G = G(x,y,z,x',y',z')$ этого уравнения будем рассматривать как обратный оператор к дифференциальному оператору $div\hat{\sigma}grad$. Тогда действуя обратным оператором на левую и правую части полученного уравнения, получим

$$V\varphi(x',y',z') = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}[gradG(x,y,z,x',y',z')]^T \hat{\sigma}\varphi gradVdxdydz - \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}G(x,y,z,x',y',z')[gradV]^T \mathbf{J}dxdydz .$$

Пусть кровля первого слоя с границей $z = f(x,y)$ совпадает с рельефом дневной поверхности. Тогда нормальная составляющая плотности электрического тока будет равна нулю везде, за исключением области, контактирующей с источником электрического тока $\mathbf{J}^{ext}$, т.е. $J_n = J_n^{ext}$.

Подошва первого слоя – плоскость с координатой $z' = z_1$. Рассмотрим области $z' > z_1$. В этом случае потенциал, умноженный на функцию объема $V\varphi(x',y',z')$, будет равен нулю. Кроме того, можно воспользоваться двумерным преобразованием Фурье по горизонтальным координатам x' и y'. Тогда получим

$$\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} gradG(x,y,z_1,k_x,k_y,z' > z_1)^T \hat{\sigma}\mathbf{n}_1\varphi(x,y,z_1)dxdy + \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} G(x,y,z_1,k_x,k_y,z' > z_1)J_z(x,y,z_1)dxdy =$$

$$\{-(ik_x\sigma_{13} + ik_y\sigma_{23})\breve{G}(-k_x,-k_y,z' > z_1) + \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\breve{G}(-k_x,-k_y,z' > z_1)\}\breve{\varphi}(k_x,k_y,z_1) -$$

$$\breve{G}(-k_x,-k_y,z' > z_1)\breve{J}_z(k_x,k_y,z_1) =$$

$$\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} gradG(x,y,f(x,y),k_x,k_y,z' > z_1)^T \hat{\sigma}\mathbf{n}_0\varphi(x,y,f(x,y))dxdy -$$

$$\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} G(x,y,f(x,y),k_x,k_y,z' > z_1)J_n^{ext}dxdy = I_\varphi$$

где $\mathbf{n}_0 = \mathbf{n}_0(x,y)$, $\mathbf{n}_1$ - нормали, соответственно, к дневной поверхности и плоской подошвы первого слоя, k_x и k_y - соответствующие пространственные частоты. Выражение для функции Грина $\breve{G}(k_x,k_y,z)$ приведено в Приложении 1.

Для нормальной составляющей плотности электрического тока ниже подошвы первого слоя аналогично получим

$$[(ik_x\sigma_{31}+ik_y\sigma_{32})\{-(ik_x\sigma_{13}+ik_y\sigma_{23})\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+\sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)\}+$$

$$\sigma_{33}\{-(ik_x\sigma_{13}+ik_y\sigma_{23})\frac{\partial}{\partial z'}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+\sigma_{33}\frac{\partial^2}{\partial z'\partial z}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)\}]\breve{\varphi}(k_x,k_y,z_1)-$$

$$[(ik_x\sigma_{31}+ik_y\sigma_{32})\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+\sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z'}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)]\breve{J}_z(k_x,k_y,z_1)=$$

$$\{(ik_x\sigma_{31}+ik_y\sigma_{32})+\sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\}\{\int_{-\infty-\infty}^{\infty}\int^{\infty} gradG(x,y,f(x,y),k_x,k_y,z'>z_1)^T\hat{\sigma}\mathbf{n}_0\varphi(x,y,f(x,y))dxdy-$$

$$\int_{-\infty-\infty}^{\infty}\int^{\infty}G(x,y,f(x,y),k_x,k_y,z'>z_1)J_n^{ext}dxdy\}=I_j$$

В векторном виде полученные уравнения примут вид $A\begin{pmatrix}\breve{\varphi}(k_x,k_y,z_1)\\ \breve{J}_z(k_x,k_y,z_1)\end{pmatrix}=\begin{pmatrix}I_\varphi\\ I_j\end{pmatrix}$, или в векторном виде $A\mathbf{X_1}=\begin{pmatrix}I_\varphi\\ I_j\end{pmatrix}$, где

$$A=\begin{pmatrix}-(ik_x\sigma_{13}+ik_y\sigma_{23})\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+ & -\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)\\ \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1) & \\ (k_x\sigma_{31}+k_y\sigma_{32})(k_x\sigma_{13}+k_y\sigma_{23})\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+ & -[(ik_x\sigma_{31}+ik_y\sigma_{32})\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+\\ \sigma_{33}\{-(ik_x\sigma_{13}+ik_y\sigma_{23})\frac{\partial}{\partial z'}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+ & \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z'}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)]\\ (ik_x\sigma_{31}+ik_y\sigma_{32})\frac{\partial}{\partial z}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)+ & \\ \sigma_{33}\frac{\partial^2}{\partial z'\partial z}\breve{G}(-k_x,-k_y,z'>z_1)\} & \end{pmatrix}$$

Отметим, что согласно зависимости функции Грина от вертикальной координаты, для $z'>z_1$ полученная система уравнений перестает зависеть от координаты z'.

Для нижележащей горизонтально-слоистой анизотропной среды решение получено в Приложении 2. Используя это решение, получим

$$D\mathbf{X_1}=DA^{-1}\begin{pmatrix}I_\varphi\\ I_j\end{pmatrix}=0.$$

Отсюда разрешая полученное интегральное уравнение относительно потенциала $\varphi(x,y,f(x,y))$, получим решение прямой задачи метода ВЭЗ для потенциала на рельефе дневной поверхности.

Приложение 1.

Уравнение для электрического потенциала в анизотропной среде с использование двумерного преобразования Фурье по горизонтальным координатам x имеет вид:

$$div\mathbf{J} = ik_x(\sigma_{11}ik_x\breve{\varphi} + \sigma_{12}ik_y\breve{\varphi} + \sigma_{13}\frac{\partial}{\partial z}\breve{\varphi}) + ik_y(\sigma_{21}ik_x\breve{\varphi} + \sigma_{22}ik_y\breve{\varphi} + \sigma_{23}\frac{\partial}{\partial z}\breve{\varphi}) +$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(\sigma_{31}ik_x\breve{\varphi} + \sigma_{32}ik_y\breve{\varphi} + \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\breve{\varphi}) =$$

$$\sigma_{33}\frac{\partial^2}{\partial z^2}\breve{\varphi} + i(k_x(\sigma_{13}+\sigma_{31}) + k_y(\sigma_{23}+\sigma_{32}))\frac{\partial}{\partial z}\breve{\varphi} - (k_x{}^2\sigma_{11} + k_y{}^2\sigma_{22} + k_xk_y(\sigma_{12}+\sigma_{21}))\breve{\varphi} = -div\mathbf{J}^{ext}.$$

Фундаментальное обобщенное решение этого уравнения (функция Грина) [1], удовлетворяющее уравнению

$$\sigma_{33}\frac{\partial^2}{\partial z^2}\breve{G} + 2\sqrt{\sigma_{33}}\,p\frac{\partial}{\partial z}\breve{G} - k^2\breve{G} = -\delta(z-z'),$$

где $p = i\dfrac{k_x(\sigma_{13}+\sigma_{31}) + k_y(\sigma_{23}+\sigma_{32})}{2\sqrt{\sigma_{33}}}$, $k^2 = k_x{}^2\sigma_{11} + k_y{}^2\sigma_{22} + k_xk_y(\sigma_{12}+\sigma_{21})$,

имеет вид

$$\breve{G} = \breve{G}(k_x, k_y, z) = e^{-\frac{p}{\sqrt{\sigma_{33}}}(z-z')}\frac{e^{-\sqrt{\frac{k^2+p^2}{\sigma_{33}}}|z-z'|}}{2\sqrt{\dfrac{k^2+p^2}{\sigma_{33}}}},\ \mathrm{Re}\left(\sqrt{\frac{k^2+p^2}{\sigma_{33}}}\right) > 0.$$

Приложение 2.

В каждом однородном слое для постоянного электромагнитного поля электрический потенциал $\breve{\varphi}$ и нормальная составляющая плотности электрического тока $\breve{J}_z$ удовлетворяет системе дифференциальных уравнений первого порядка

$$\frac{\partial}{\partial z}\begin{pmatrix}\breve{\varphi}\\ \breve{J}_z\end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -ik_x\dfrac{\sigma_{31}}{\sigma_{33}} - ik_y\dfrac{\sigma_{32}}{\sigma_{33}} & \dfrac{1}{\sigma_{33}} \\ k_x{}^2\dfrac{\sigma_{11}\sigma_{33}-\sigma_{13}\sigma_{31}}{\sigma_{33}} + k_y{}^2\dfrac{\sigma_{22}\sigma_{33}-\sigma_{23}\sigma_{32}}{\sigma_{33}} + k_xk_y\dfrac{(\sigma_{12}+\sigma_{21})\sigma_{33}-\sigma_{13}\sigma_{32}-\sigma_{23}\sigma_{31}}{\sigma_{33}} & -ik_x\dfrac{\sigma_{13}}{\sigma_{33}} - ik_y\dfrac{\sigma_{23}}{\sigma_{33}} \end{pmatrix}\begin{pmatrix}\breve{\varphi}\\ \breve{J}_z\end{pmatrix},$$

или в векторном виде $\dfrac{\partial}{\partial z}\mathbf{X} = A\mathbf{X}$.

Согласно граничным условиям вектор $\mathbf{X}$ непрерывен при переходе через границу раздела сред. Вследствие этого, продолжение его через слой с кровли с координатой $z = z_1$ на глубину $z = z_2$ будет $\mathbf{X}_2 = e^{A(z_2-z_1)}\mathbf{X}_1$, где $\mathbf{X}_1$ - вектор на кровле второго слоя ($z = z_1$).

С использованием этого решения не трудно получить решение задачи о продолжении поля $\mathbf{X}$ через слоистую среду. Граничные условия, которые в данном случае сводятся к требованию непрерывности вектора $\mathbf{X}$ на границах слоев, приводят к простому виду такого продолжения: $\mathbf{X}_n = \left(\prod_{j=2}^{n-1} e^{A^j h_j}\right)\mathbf{X}_1$, где h_j - толщина j-го слоя, n - номер последнего слоя бесконечной толщины; A^j - передаточная матрица j-го слоя.

В слое бесконечной толщины из представления $\mathbf{X}_n(z) = e^{A^n(z-z_n)}\mathbf{X}_n$ выделим решение $\mathbf{X}^-$, возрастающее при $z \to +\infty$, и решение $\mathbf{X}^+$, убывающее при $z \to +\infty$: $\mathbf{X}_n(z) = \mathbf{X}^+ + \mathbf{X}^-$, основываясь на знаке действительной части собственных значений матрицы A_n. Удовлетворяя условию на бесконечности, необходимо положить $\mathbf{X}^+ = C\widetilde{S}C^{-1}\mathbf{X}_n(z) = 0$ везде,

в том числе и при $z \to z_n$. C - матрица, составленная из собственных векторов матрицы A^n. $\widetilde{S}$ - матрица, получающаяся из единичной матрицы заменой диагональных элементов нулем, если действительная часть соответствующего собственного значения меньше нуля, и единицей, если действительная часть соответствующего собственного значения больше нуля. Отсюда вытекает связь между компонентами поля $\mathbf{X}_1$ на подошве первого слоя $z = z_1$:

$$C\widetilde{S}C^{-1}\mathbf{X}^n(z_n) = C\widetilde{S}C^{-1}\left(\prod_{j=0}^{n-1} e^{A^j h_j}\right)\mathbf{X}_1 = D\mathbf{X}_1 = 0.$$

Литература:

1. Кеч В., Теодореску П. Введение в теорию обобщенных функций с приложениями в технике. М.:Мир, 1978. 518с.

КАЛИБРАТОРЫ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ДЛЯ СКВАЖИННЫХ ПРИБОРОВ

Астраханцев Ю.Г., Глухих И.И., Строкина Л.Г., Хейнсон А.П.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Из магнитных параметров горных пород и руд на практике в первую очередь измеряют магнитную восприимчивость, которая, в силу своей скалярной природы, наиболее доступна для массовых исследований. Измерение величины магнитной восприимчивости горных пород в условиях естественного залегания (на обнажениях, по стенкам горных выработок и в буровых скважинах) широко применяется при разведке и эксплуатации на месторождениях железных, бокситовых, марганцевых и сидеритовых руд. Этот же параметр успешно используется при разведке месторождений алмазов и ряда цветных металлов.

Измерения магнитной восприимчивости производятся в настоящее время, как правило, двухкатушечными измерителями магнитной восприимчивости. Калибруются они с помощью стандартных образцов магнитной восприимчивости [1].

Многочисленные исследования, проведённые на макетах буровых скважин в ВИРГе и в Институте геофизики УрО РАН в шестидесятых годах с целью определения величины «промагничиваемого» объёма при каротаже, установили, что максимальная глубина измеряемого слоя породы слагающей стенки скважины составляет от 20 до 50 % от общей длины зонда, а высота слоя примерно равна длине зонда. Исходя из этих требований, в 2003 году в Институте геофизики Уральского отделения РАН совместно с Уральским НИИ метрологии был разработан комплект стандартных образцов магнитной восприимчивости для зондов с базой 300 мм в диапазоне от $4 \cdot 10^{-4}$ до $25 \cdot 10^{-3}$ единиц магнитной восприимчивости СИ (ед. м. в. СИ). Каждый образец имеет размеры: высота – 430 мм; диаметр – 300 мм; масса – 50 кг. Комплект состоит из четырех образцов [2].

Из-за больших размеров и большой массы калибровка стандартными образцами возможна только в стационарных условиях измерительной лаборатории. В полевых условиях для проверки стабильности передаточной характеристики измерителя используются имитаторы стандартных образцов – калибраторы. В Институте геофизики на основе проведенных исследований с 2000 года калибраторы успешно используются как неотъемлемая часть комплекта приборов для измерения магнитной восприимчивости в разведочных скважинах, что позволяет производить сквозную проверку измерительного канала конкретного прибора в полевых условиях.

Калибраторы имеют малые размеры, массу и на два порядка ниже стоимость, чем стандартные образцы. Для сравнения калибратор, изготовленный для того же прибора и того же диапазона значений магнитной восприимчивости, что и стандартные образцы, описанные выше, имеет массогабаритные показатели - высота 430 мм, диаметр 80 мм и масса 2 кг.

Калибраторы заполняются веществом, имеющим магнитную восприимчивость заведомо большую, чем у стандартного образца. За счет этого уменьшается диаметр корпуса при сохранении размера по высоте. Чем меньше диаметр калибратора, тем больше должна быть магнитная восприимчивость заполнителя по сравнению с заполнителем стандартного образца для одних и тех же показаний по шкале измерителя магнитной восприимчивости. На сегодняшний день применение калибраторов возможно только при привязке их к конкретному измерителю магнитной восприимчивости, прошедшему калибровку по стандартным образцам.

Требования к калибраторам:

1. Калибратор должен изготавливаться минимально возможных геометрических размеров и минимально возможной массы.

2. Материалы, из которых изготавливается калибратор, должны иметь стабильные магнитные и электрические характеристики во времени и при воздействии внешних факторов: температуры; магнитного поля; влажности.

3. Для исключения влияния проводимости на измеряемую величину магнитной восприимчивости материалы, применяемые в калибраторе, должны иметь проводимость не более 0,002 См/м.

4. Основное значение величины магнитной восприимчивости присваивается калибратору по шкале измерителя магнитной восприимчивости, в комплект которого он входит, после калибровки измерителя по стандартным образцам.

5. Сроки периодической проверки калибраторов устанавливаются техническими условиями на скважинный измеритель магнитной восприимчивости, в комплект поставки которого он входит.

6. Количество калибраторов и диапазон значений величин магнитной восприимчивости у них определяются техническими условиями на скважинный измеритель магнитной восприимчивости, в комплект поставки которого они входят.

7. Калибратор должен выдерживать воздействие низкочастотной вибрации при перевозке его грузовым автотранспортом и удар от свободного падения на ровную горизонтальную площадку с высоты не более 0,25 м.

Для диапазона магнитной восприимчивости от $5 \cdot 10^{-3}$ до $25 \cdot 10^{-3}$ ед. м. в. СИ и выше не известны парамагнитные материалы. Было принято решение о применении смеси ферромагнетика и парамагнетика с малой (порядка $1 \cdot 10^{-5}$ ед. м. в. СИ) магнитной восприимчивостью. В качестве ферромагнетика был выбран природный магнетит (Fe_3O_4) Качканарского месторождения в виде промпродукта (кека) в порошковом состоянии. Магнетит обладает стабильными магнитными свойствами и может применяться в качестве эталонного вещества [3]. В диапазоне напряженности магнитного поля от 0 до 4000 А/м, характеристика намагниченности его линейна, и магнитная восприимчивость изменяется от 0,8 до 0,81 ед. м. в. СИ, то есть приблизительно на 1 % [4].

В качестве «инертного наполнителя» выбран плавленый периклаз производства Богдановического АО «Огнеупоры». По литературным источникам плавленый периклаз обладает высокой стабильностью физико-химических свойств [5]. Удельное объемное сопротивление его $5 \cdot 10^6$ Ом м, а магнитная восприимчивость $1 \cdot 10^{-5}$ ед. м. в. СИ.

Из-за малых объемов выпуска калибраторов их корпуса изготавливались из готовых изделий – бутылок из полиэтилентерефталата. Эти бутылки производятся в очень больших количествах и большой номенклатурой. Корпуса калибраторов изготавливаются методом склейки.

Была разработана методика и технология изготовления калибраторов. По этой методике с 2000 года изготовлено более сотни калибраторов. Методика и технологическая схема изготовления переданы ВНИИГИС в 2006 году.

На ряде предприятий применяются двухкатушечные зонды с большой базой. К примеру - на Качканарском горно-обогатительном предприятии применяются зонды с базой 1000 мм. Один стандартный образец для зондов с такой базой имел бы массу почти в две тонны. Для проверки измерителей с такой базой используются эталонировочные скважины.

Теория двухкатушечных зондов для измерения магнитной восприимчивости горных пород была разработана в Ленинградском университете на факультете геофизики и ВИРГе в период 1960-70 годов [6]. Представляется целесообразным на основе этой теории разработать методику метрологической аттестации калибраторов в качестве стандартных образцов магнитной восприимчивости.

Литература:

1. ГОСТ 8.315-97. ГСИ. Стандартные образцы состава и свойств веществ и материалов. Основные положения. М.: Изд-во стандартов, 1997. 20 с. (С внесенным изменением № 1, принятым Межгосударственным советом по стандартизации, метрологии и сертификации (протокол № 21 от 28.05.2002)).
2. Разработка и изготовление стандартных образцов предприятия для калибровки скважинных измерителей магнитной восприимчивости / И.И. Глухих, А.П. Хейнсон, Л.Г. Строкина и др. // Приборы и системы разведочной геофизики, 2006. № 3. С.17-19.

3. Глухих И.И., Карпов В.А., Шерендо Т.А. Использование природных магнетитов в качестве стандартных образцов // Повышение эффективности геолого-геофизических методов исследования месторождений полезных ископаемых. Сборник. Караганда: Карагандинский политехнический институт, 1988.
4. Глухих И.И. Магнитный экспресс-метод определения содержания железа в буро-взрывных скважинах: Дис. … канд. геолого-минералогических наук. Свердловск, 1969.
5. Свиаш В.Г., Перепелицин В.А., Матюшев Н.А. Плавленый периклаз. Екатеринбург: Уральский рабочий, 2001. 584с.
6. Кудрявцев Ю.И. Индукционные методы измерения магнитной восприимчивости горных пород и руд в естественных условиях. Л.: Недра, 1978. 240с.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОГОСЛОЙНОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА

Бессонова Е.А.[1], Залищак В.Б.[2], Зверев С.А.[1]

1 - Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

2 – ДВГТУ, Владивосток

belenal@yandex.ru

Изучение культурного слоя Краскинского городища - крупнейшего на территории Приморского края археологического памятника государства Бохай (698 – 926 гг.) геофизическими методами проводится с 2004 года. На основе анализа результатов измерений модуля полного вектора геомагнитного поля выделены источники аномального магнитного поля природного и антропогенного происхождения. Реконструирована внутренняя топография культурного слоя средневекового равнинного городища, определено местоположение наиболее информативных объектов, необходимых для понимания культурно-исторического развития археологического памятника. В частности, по результатам интерпретации аномального магнитного поля предположено наличие на глубине около двух метров каменного вала, ограничивающего меньшее по площади поселение в северо-восточной части городища. Такое поселение, скорее всего, относится к самому раннему этапу существования городища. Его изучение, возможно, поможет выйти на решение проблемы добохайской истории этого района - в частности, его связи с предшествовавшим Бохаю государством Когурё (I в. до н.э. – 668 г.) [1].

В процессе исследований на основании комплексного анализа многопараметровой информации, включающей результаты крупномасштабной магнитной съёмки, восстановлены особенности осадконакопления на территории древнего поселения на последнем этапе развития геологической среды. Сделан вывод о полигенетическом характере аккумуляции осадочного материала в культурном слое Краскинского городища. Реконструкция характера аккумуляции осадков свидетельствует о значительном влиянии природных процессов на эволюцию Краскинского городища. Сделан вывод о том, что одной из наиболее значимых причин прекращения существования поселения явились катастрофические паводки [2].

Однако, возможности магнитометрии для исследования нижних горизонтов культурных отложений ограничены, что определяется их многослойной структурой. Поэтому, для определения мощности культурного слоя и восстановления его внутренней топографии в 2006-2007 гг. была использована электрометрия (ВЭЗ и электропрофилирование). Следует отметить, что метод электрических зондирований применяется в археологии, как правило, в модификации электрической томографии. Но, с учётом её трудоёмкости и относительно высокой стоимости, было отдано предпочтение ВЭЗ, выполненным по квадратной сети 50х50 м на всей площади поселения (около 12 га). Параметрическая точка ВЭЗ, расположенная за валом городища позволила получить представление о геоэлектрическом разрезе без учёта антропогенного фактора.

Все кривые ВЭЗ допускают интерпретацию в рамках горизонтально – слоистой модели. Параметрическая точка ВЭЗ проинтерпретирована трёхслойным горизонтально-слоистым разрезом. На территории археологического памятника в разрезе выделено от 3-х до 5-ти слоёв.

Анализ кривых ВЭЗ позволил закартировать опорный горизонт пониженного сопротивления (5-20 Ом*м), представленный глинами или тяжёлыми (с малым содержанием песка) суглинками, отождествляемыми с морскими отложениями среднеголоценовго возраста, формирование которых связано с максимальными фазами атлантической трансгрессии (2460-2250 лет назад). По результатам интерпретации, глубины залегания кровли опорного геоэлектрического горизонта пониженного сопротивления находятся в пределах от 2,07 до 4,42 м. Наблюдается понижение глубин залегания кровли с севера на юг. В центре Краскинского городища выявлено поднятие опорного горизонта вытянутое в субмеридиональном направлении. Мощность этого горизонта достаточно велика – от 5 до

12.8 м, в среднем она составляет около 10 м. Поскольку низкое удельное электрическое сопротивление опорного горизонта свидетельствует о его высокой глинистости, а мощность достаточно велика, можно считать, что через этот слой практически отсутствует фильтрация грунтовых вод. Опорный горизонт глин, уверенно выделяемый по результатам геоэлектрических исследований, вероятно, ограничивает снизу возможный культурный слой (выше глин могут быть отложения не затронутые антропогенным воздействием), являясь в то же время водоупором. Возможность отсутствия культурного слоя в песчаных отложениях над горизонтом глин подтвердилась и раскопками. Как показали результаты исследований раскопками в северо-западной части археологического памятника в 2007 г., культурный слой на этом участке составлял от 1 до 2 м, ниже были не содержащие археологического материала пески разной плотности.

Анализ геоэлектрических разрезов, построенных по профилям широтного направления, выявил неоднородность толщи над опорным горизонтом низкого сопротивления. Удельное электрическое сопротивление (УЭС) этой толщи меняется в пределах от 40-45 до почти 1000 Ом*м (ВЭЗ-23).

Определена литология рыхлых и глинистых отложений. Слой, залегающий непосредственно над опорным горизонтом глин, имеет среднее значение УЭС 125 Ом*м и мощность 1,6 м. По сопротивлению этот слой можно отнести к обводнённым пескам. Слой, залегающий выше имеет мощность до 1 м, УЭС 150-320 Ом.м. и соответствует пескам и супесям. На отдельных участках отмечена зона пониженных сопротивлений в первом от поверхности слое разреза. Сопротивление этой зоны менее 100 Ом.м, мощность до 1 м, и она заметно выделяется на фоне вмещающих пород. Наиболее высокими удельными сопротивлениями характеризуются отдельные части первого и второго от поверхности слоев (550-900 Ом.м.). Максимальное сопротивление (958 Ом.м) отмечено в первом слое на северо-востоке Краскинского городища. Ранее по данным магниторазведки, электропрофилирования и заверочных раскопок было установлено, что области повышенных сопротивлений геоэлектрического разреза соответствуют скоплениям каменного материала. По результатам интерпретации геоэлектрических разрезов сделано предположение о преобладании каменного материала в северной части археологического памятника.

В соответствии с геоэлектрическими разрезами рыхлые отложения выше опорного горизонта представлены слоями обводненных и необводненных песков. Результаты исследований раскопками в 2006-2007 гг. показали, что культурный слой иногда встречается в обводненных песках (как правило, в виде отдельных котлованов), иногда не доходит на полную глубину необводненных песков. То есть, «обводненность» и «необводненность» не являются показателями «культурности». Видимо, существенным показателем «культурности» слоя могут служить скопления камней от различных сооружений.

Электропрофилирование выполнено на полигоне размерами 20х50 м, расположенном на участке, где по результатам магнитной съёмки предположено наличие на глубине около двух метров каменного вала, ограничивающего меньшее по площади поселение. Построена карта УЭС по глубине около 2-х метров. Значения исследуемого параметра меняются в пределах 60 - 180 Ом.м, что соответствует условиям увлажненной геоэлектрической среды и согласуется с прилеганием исследуемого участка обводненной территории. На карте явно прослеживается чередование субмеридианально вытянутых «положительных» и «отрицательных» аномалий УЭС (рис.1).

Цепочка положительных аномалий, протягивающаяся с севера на юг, в западной части планшета ограничена с востока и запада также вытянутыми субмеридиальном направлении зонами, характеризующимися пониженными значениями УЭС. Длина аномальных зон около 40 метров. Поперечные размеры «положительной» аномалии около 3-х метров, «отрицательных» - 3-5 метров. Наблюдается соответствие выделенной аномалии $\rho_к$ и положительной аномалии магнитного поля, отражающей влияние аномалообразующего археологического объекта, по ранее выдвинутому предположению являющегося валом внутреннего города. Повышенные значения УЭС 120-180 Ом.м. характерны для каменного материала, пониженные значения параметра (60-80 Ом.м) характерны для влажных песков.

По результатам электропрофилирования на западном участке экспериментального полигона с уверенностью можно выделить вытянутую в субмеридиональном направлении зону повышенного сопротивления, которая обусловлена наличием, по всей вероятности, стенок или валов, сложенных из крупных обломков скальных пород магматического и осадочного происхождения. Пониженные значения УЭС на участках, прилегающих к валу с запада и востока соответствуют понижениям палеорельефа, заполненным песком.

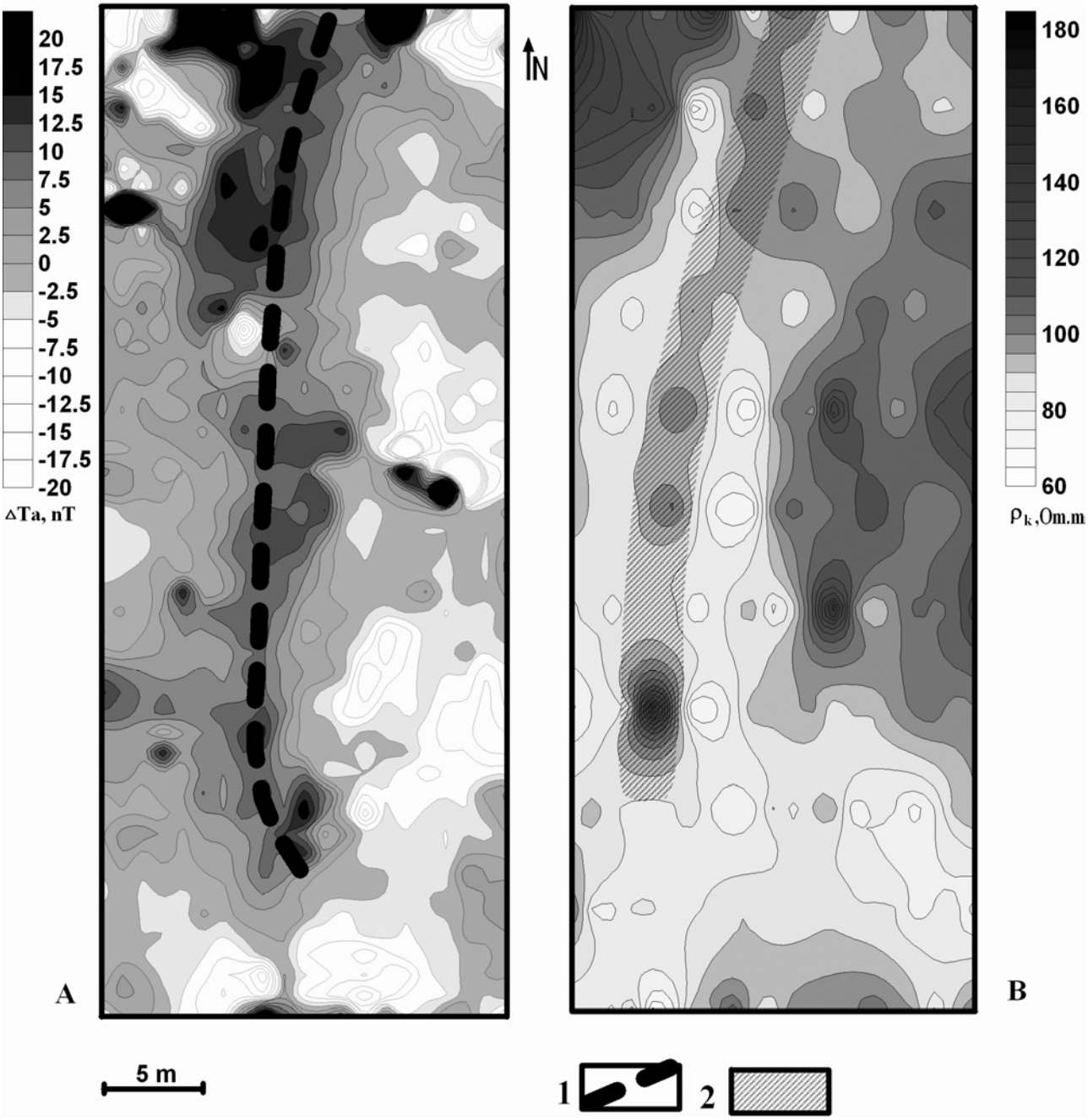


Рис.1. Результаты геофизических работ на экспериментальном полигоне. А – аномальное магнитное поле; В – распределение значений УЭС на глубине около 2-х м: 1 – предполагаемый вал внутреннего города, выделенный по аномальному магнитному полю, 2 – локализация вала внутреннего города по глубине около 2-х м по данным электропрофилирования.

Отмечены повышенные значения УЭС в восточной, крайней северо-западной и южной частях полигона. Характер распределения исследуемого параметра на указанных участках и размеры аномалий позволяют сделать вывод о наличии локальных археологических объектов, являющихся элементами застройки нижних строительных

горизонтов. В значительной мере аномалии повышенного кажущегося сопротивления коррелируют с магнитными аномалиями.

Последовательно выполненные геофизические исследования многослойного археологического памятника, на первом этапе которых выполнено микромагнитное картирование, а затем с использованием электрометрии выделена подошва культурного слоя и прослежены объекты на нижних строительных горизонтах, позволили получить уникальную информацию о внутренней топографии культурного слоя Краскинского городища. С 2005 года результаты геофизических работ используются в ИИАЭ ДВО РАН при планировании раскопок. Дальнейшее совершенствование методики геофизических исследований археологических памятников Приморья предоставит возможность проводить реконструкцию культурного слоя без крупномасштабных раскопок.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 05-3-А-11-046, 07-III-Д-11-114.

Литература:

1. Бессонова Е.А., Ивлиев А.Л. Результаты применения магниторазведки для решения археологических задач на Краскинском городище // Вестник ДВО РАН. 2007. № 5. С.92-101.
2. Бессонова Е.А. Применение микромагнитного картирования для выделения неоднородностей геологического и антропогенного генезиса в современных осадках береговой зоны бухты Экспедиции (залив Петра Великого) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 38-52.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Блох Ю.И.[1], Бондаренко В.И.[2], Рашидов В.А.[3], Трусов А.А.[4]

1 - Российский государственный геологоразведочный университет, Москва
2 - Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, Кострома
3 - Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
4 - ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва
rashidva@kscnet.ru

Курильская островная дуга (КОД) - типичная островная дуга Восточной Азии. Она является важным элементом зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. В настоящее время здесь происходят интенсивные геологические процессы, поверхностным проявлением которых являются современный вулканизм и высокая сейсмичность. Охотоморский склон КОД осложнен подводными вулканами.

В 1981-91 гг. 11 специализированных вулканологических экспедиций на НИС "Вулканолог", направленных на изучение подводного вулканизма КОД, были проведены сотрудниками Института вулканологии ДВО РАН и Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН [1-19]. По данным комплексных вулканологических исследований (эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка, геологическое опробование) составлен "Каталог подводных вулканов и гор Курильской островной дуги", который непрерывно пополняется. При современном уровне изученности в пределах КОД идентифицировано 116 подводных вулканов и гор, объединяемых в 8 вулканических зон.

Установлено, что в пределах КОД подводные вулканы образуют цепочки, причленяющиеся, как правило, косо к Большой Курильской гряде. По-видимому, местоположение цепочек подводных вулканов контролируется магмовыводящими зонами разрывных нарушений. Часто подводные вулканы бывают приурочены к крупным зонам сбросо-сдвигов, пересекающих Большую Курильскую гряду. Нередко подводные вулканы объединены в массивы. Большинство подводных вулканов, как и наземных, имеют плиоцен-четвертичный возраст. На некоторых из них отмечены признаки недавних извержений. Подножия вулканов обычно сложены рыхлым вулканогенным материалом и лавовыми потоками базальтов и андезибазальтов, в привершинных частях островершинных вулканов часто наблюдаются экструзии дацитов и риодацитов. Отмечены достаточно отчетливые контакты вулканических построек с перекрывающими или вмещающими их осадочными толщами. Относительные высоты подводных вулканов иногда превышают 3 км, а крутизна склонов изменяется от 1-15º у подножий, до 30º и более - в привершинных частях. Размеры по осям основания меняются от 3 до 25 км, а объемы вулканических построек от 1-3 до 400-450 км^3. Некоторые постройки возвышаются над уровнем моря в виде островов-вулканов. Отмечены островершинные и плосковершинные вулканы. В настоящее время плоские вершины в основном, наклонены в сторону Курильской котловины. Глубина их и наклон закономерно увеличиваются с удалением от фронтальной зоны Курильской островной дуги, что свидетельствует о продолжающемся погружении котловины.

Большинство подводных вулканов четко отражается в магнитном поле, и к ним приурочены локальные аномалии, не нарушающие общий характер поля. Интенсивность аномалий изменяется от 70 до 1000 нТл, а горизонтальный градиент поля нередко превышает 100 нТл/км. Наблюдаемые локальные аномалии магнитного поля обусловлены, в основном современным рельефом построек, а роль "глубинных корней" незначительна. Подавляющая часть подводных вулканических построек намагничена по направлению современного магнитного поля.

Лабораторные исследования горных пород, драгированных в пределах КОД, показали, что образцы сильно дифференцированы по своим магнитным характеристикам, причем наиболее магнитными являются свежие неизмененные разности.

В пределах КОД получили значительное распространение гидротермальная деятельность, эрозионные и оползневые процессы. При этом некоторые оползневые тела занимают "висячее" положение на склонах вулканических массивов. Не исключено, что при сильных землетрясениях или извержениях эти тела могут сместиться вниз по склону и стать причиной цунами.

Сделано предположение о возможной подводной газогидротермальной активности в вулканическом массиве Черных Братьев и на подводном вулкане Крылатка (рис. 1). Определен возраст формирования подводных вулканов Григорьева, 1.4, Белянкина, Смирнова, Крылатка.

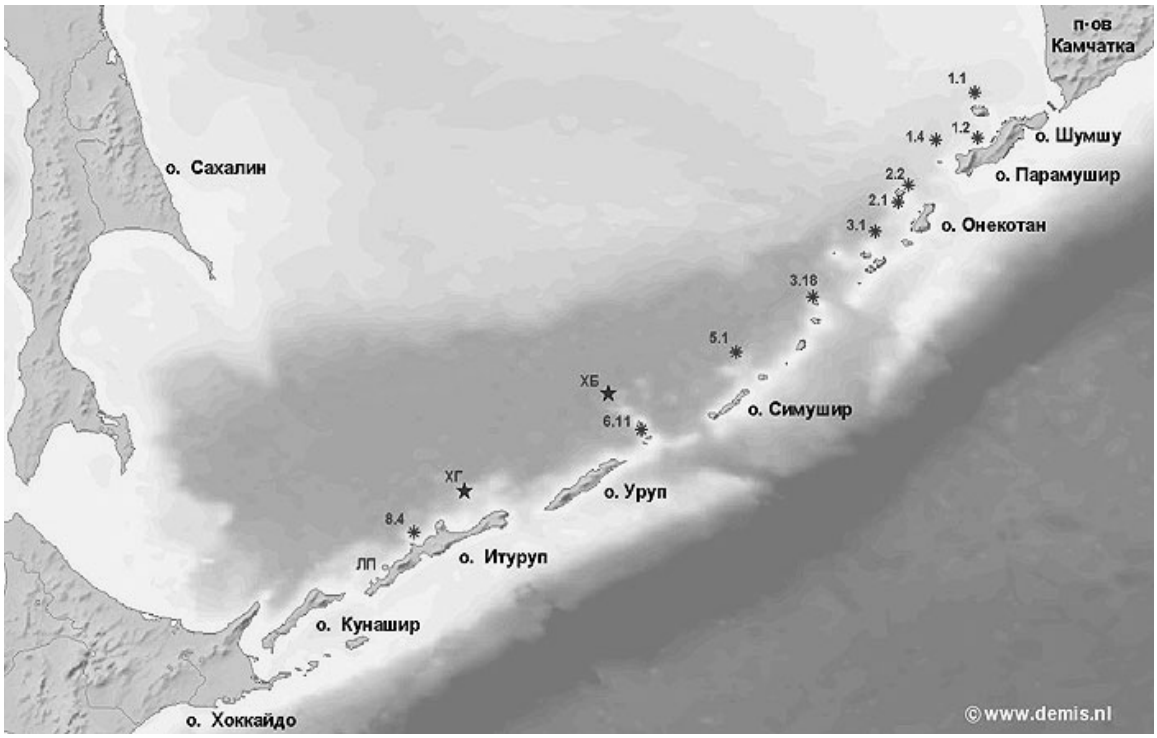


Рис. 1 Детально изученные подводные вулканы КОД. 1.1. – вулкан Григорьева; 1.2 – погребенная зона; 1.4. –вулкан к западу от о. Парамушир; .2 – вулкан Белянкина; 2.2 –вулкан Смирнова; 3.1 –вулканический массив Эдельштейна; 3.18 – вулкан к западу от о. Райкоке; 5.1- вулкан Юбилейный; 6.11- вулканический массив Черных братьев; ХБ-хребет Броутона; ХГ - хребет Гидрографов; 8.4 – вулкан Крылатка; ЛП-кальдера Львиная Пасть.

Установлено, что Парамуширские гидроакустические аномалии приурочены к долгоживущей зоне глубинных разломов на границе структур прогиба Атласова и Парамуширского островного блока. Эта зона является активной, по крайней мере, с неогена.

Действующий вулкан Алаид и подводный вулкан Григорьева генетически неразрывно связаны между собой и составляют единый массив северо-западного простирания – вулканический массив Алаид. Массив располагается в пределах линейной зоны повышенной проницаемости северо-западного простирания, протягивающейся от хребта Вернадского (о. Парамушир) на юго-востоке и, возможно, до банки Лебедя на северо-западе. Исследования, проведенные на полигоне от вулканического массива Алаид до банки Лебедя, показали, что подводный вулкан Григорьева расположен в непосредственной близости к линейной зоне, сложенной породами с повышенной намагниченностью, возникшей, возможно, почти одновременно с образованием вулканической постройки. Подводный вулкан Григорьева является самостоятельным вулканическим сооружением, а не боковым конусом вулкана Алаид, как предполагалось ранее. Наличие значительного количества побочных конусов существенно отличает массив Алаид от большинства наземных и подводных вулканов КОД.

Сделано предположение об аномальном магматизме массива Алаид, по отношению к другим вулканам и вулканическим массивам Курильской островной дуги.

Проведена совместная интерпретация материалов геофизических исследований подводных вулканов КОД и результатов изучения драгированных железомарганцевых образований, которые могут рассматриваться как индикаторы возможного гидротермального сульфидного рудообразования.

Создан web-сайт «Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги», размещенный в глобальной сети Интернет по адресу http://www.kscnet.ru/ivs/grant_05/kyrily/index.html, на котором представлены результаты исследований 24 подводных вулканов и трех подводных кальдер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65102) и ДВО РАН (проект 06-3-А-08-326).

Литература:

1. Авдейко Г.П., Бондаренко В.И., Палуева А.А., Рашидов В.А., Романова И.М. Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги: состояние, итоги, перспективы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2005. С.3-7.
2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. №2. Вып.6. С.67-76.
3. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. 3D моделирование подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-ей сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С.16-21.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. №5. С.17-26.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. Петропавловск-Камчатский: ИВСДВО РАН, 2006. С.135-143.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводные вулканы Парамуширской вулканической группы (Курильская островная дуга) // Глубинное строение, геодинамика, мониторинг, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007. С.134-136.
7. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о. Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С.100-104.
8. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. №1. С.13-18.
9. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С.35-51.
10. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. №2. С.80-88.

11. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Новые данные о морфологии подводных вулканических хребтов Гидрографов и Броутона (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. №4. С.51-58.
12. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2 Вып. 8. С.69-85.
13. Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Анализ магнитного поля трех позднекайнозойских подводных вулканов в северной части Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С.73-83.
14. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Ответственный редактор академик Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528с.
15. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов северной части Курильской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. С.300-315.
16. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология.1998. №6. С.107-114.
17. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. №1. С.3-13.
18. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. №4. С.65-76.
19. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Романова И.М., Палуева А.А. Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги в электронных информационных ресурсах Интернет // Геофизический мониторинг Камчатки. Материалы научно-технической конференции 17-18 января 2006 г., Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2006. С.75-82.

ВЛИЯНИЕ СОСТОЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ НА СУТОЧНЫЙ И СЕЗОННЫЙ РИТМЫ ОРГАНИЗМА ЖИТЕЛЕЙ СЕВЕРНЫХ ШИРОТ

Борисенков М.Ф.

Институт физиологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

borisenkov@physiol.komisc.ru

В организме человека функционирует многоуровневая система, обеспечивающая поддержание суточных и сезонных ритмов активности клеток и органов. Внешним сигналом, синхронизирующим работу биологических часов с суточными и сезонными изменениями состояния окружающей среды, является режим освещения. Ключевую роль в синхронизации суточных и сезонных ритмов организма с ритмами окружающей среды выполняет эпифиз, секретирующий мелатонин. На функцию эпифиза, кроме светового режима, оказывают влияние целый ряд экологических (естественное и искусственное электромагнитное излучение) и социальных (сменный характер труда, освещение в ночное время) факторов. В последние годы в литературе активно обсуждается вопрос о взаимосвязи между нарушениями биологических ритмов организма человека и риском возникновения онкологических заболеваний [1].

На организм человека на Севере оказывает негативное влияние целый ряд климатических факторов: изменяющаяся в течение года в широком диапазоне продолжительность светового дня, значительные колебания геомагнитной активности и др. Длительное проживание на Севере сопряжено со стойким нарушением биологических ритмов организма. Считается, что неблагоприятная экологическая обстановка на Севере является причиной более высокой частоты выявления опухолей и смертности северян от онкологических заболеваний, по сравнению с жителями южных широт [2].

Ранее нами было показано, что у больных раком молочной железы (РМЖ), проживающих в условиях Севера, наблюдается необычная сезонная динамика гормональной чувствительности опухолей [3] и показателя пятилетней выживаемости [4], характеризующаяся двумя максимумами. Наиболее выражен полугодовой ритм показателя пятилетней выживаемости у жителей Крайнего Севера (59-62,5^0 северной широты) Республики Коми [5]. Достоверно более низкий показатель пятилетней выживаемости больных РМЖ, проживающих на Крайнем Севере, нами отмечен в том случае, если им диагноз был поставлен в периоды осеннего и весеннего максимумов геомагнитной активности. Это позволило нам высказать предположение, что на организм больных РМЖ в условиях Крайнего Севера негативное влияние оказывают магнитные бури, что ухудшает результаты лечения.

В исследованиях, проведенных на здоровых добровольцах, проживающих в г. Сыкывкаре и его окрестностях, изучалось влияние экологических факторов Севера на суточный ритм общей антиоксидантной активности (ОАА) слюны. Показано, что показатель ОАА слюны имеет выраженный суточный ритм с максимумом в ночное или раннее утреннее время [6]. Естественное освещение ночью в период белых ночей достоверно снижает, а введение экзогенного мелатонина перед сном достоверно повышает амплитуду суточного ритма показателя [7]. Ретроспективный анализ зависимости показателей суточного ритма ОАА слюны от уровня геомагнитной активности в день проведения обследования позволил выявить достоверную криволинейную корреляционную зависимость между амплитудой суточного ритма ОАА слюны и величиной Кр [8]. Максимальные значения показателя суточного ритма ОАА слюны наблюдались при умеренных значениях геомагнитной активности, тогда как при повышении значений Кр и во время магнитного штиля наблюдали минимальные значения амплитуды суточного ритма ОАА слюны человека.

Таким образом, проведенные исследования показали, что электромагнитное поле Земли оказывает влияние на суточный и сезонный ритмы организма здоровых и больных жителей Северных широт. В работе онкологических учреждений в районах Крайнего Севера необходимо учитывать геомагнитную обстановку при диспансеризации населения и назначении лечебных процедур больным. Для выяснения механизма воздействия

электромагнитного поля на организм человека необходимо провести комплексные исследования с участием геофизиков, физиологов и онкологов.

Литература:

1. Anisimov V.N. Light pollution, reproductive function and cancer risk // Neuroendocrinology Letters. 2006. Vol.27, No.1-2. P. 35-52.
2. Анисимов В.Н., Айламазян Э.К., Батурин Д.А., Забежинский М.А., Алимиова И.Н., Попович И.Г., Бениашвили Д.Ш., Мэнтон К.Р., Провинциали М., Франчески К. Световой режим, ановуляция и риск злокачественных новообразований женской репродуктивной системы: механизмы связи и профилактика // Ж. акуш. и женских болезней. 2003. Т. 52, №2. С.47-58.
3. Борисенков М.Ф., Баженов С.М. Факторы, влияющие на содержание рецепторов овариальных гормонов в опухолях молочной железы у женщин // Онтогенез, 1999. Т. 30, № 2. С.130-133.
4. Борисенков М.Ф. Хронобиология опухолевого роста // Вопросы онкологии, 2003. Т.49, № 3. С. 20-27.
5. Борисенков М.Ф., Баженов С.М. Сезонная динамика опухолевого процесса в молочной железе у жительниц Крайнего Севера // Вопросы онкологии, 2005. Т.51, №6. С.708-711.
6. Борисенков М.Ф., Ерунова Л.А., Люсева Е.М., Поздеева Н.В. Суточная динамика общей антиоксидантной активности слюны человека // Физиология человека. 2007, Т.33, №3. С.137-138.
7. Борисенков М.Ф. Влияние естественного освещения в период «белых ночей» и мелатонина на суточную динамику общей антиоксидантной активности слюны человека // Успехи геронтологии, 2007. Т.20, №2. С.76-81.
8. Борисенков М.Ф. Влияние состояния магнитного поля Земли на суточную динамику общей антиоксидантной активности слюны человека на Севере // Успехи геронтологии, 2008 (в печати).

ИССЛЕДОВАНИЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В КАРСТООПАСНЫХ РАЙОНАХ

Варлашова Ю.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь

ivanova@mi-perm.ru

В России решение задачи оценки карстоопасности и прогнозирования развития карста, как правило, ограничивается районированием территорий по геологическому строению и гидрогеологическому режиму, а также инженерно-геологическими изысканиями при проведении строительных работ. Задача же обнаружения карстовых пустот вблизи ответственных сооружений и оценки их опасности обычно не решается в связи с отсутствием возможности проведения таких исследований или из-за их высокой стоимости и низкой информативности. Традиционно использующиеся для этой цели геофизические методы (электро-, грави- и сейсморазведка) весьма трудоемки. Кроме того, они позволяют обнаруживать пустоты только непосредственно под точками наблюдений и не дают оперативной информации о динамике их развития. Использование высокоразрешающих сейсмологических мониторинговых наблюдений для обнаружения опасных карстовых пустот является новым и очень перспективным подходом, позволяющим выявлять полости, находящиеся в стадии активного роста. Одним из этапов для решения этой задачи является исследование микросейсмических шумов в карстоопасных районах и совершенствование способов их подавления при проведении сейсмологических наблюдений.

Во время эксплуатации сейсмической станций модели шума и его вариаций исследуют для повышения эффективности обработки сейсмических данных. Кроме того, периодически, в связи с изменяющейся обстановкой в районе расположения станций отслеживается динамика изменения характеристик шума, что может помочь выявить дополнительные шумы на определенных частотах, связанных, например, с каким-либо промышленным производством.

Однако для этого необходимо предварительное тщательное изучение параметров сейсмического шума по станции, создание реальной модели шума и его естественных вариаций. Последующий постоянный расчет кривых шума, сравнение их с моделями обеспечивают выявление изменений, связанных с возникающими аппаратурными проблемами и способствует оперативному устранению неполадок.

С этой целью проведено:

- Изучение спектральных моделей шума по региональной сейсмической станции «Кунгур» расположенной в гроте «Геологов» Кунгурской Ледяной пещеры.
- Изучение вариаций микросейсмического шума, в том числе, отдельно для дневного и ночного шума.
- Изучение недельных и годовых вариаций шума.

Для получения спектральной модели шума использовались экспериментальные данные (сейсмические записи) за весь период наблюдений. Для стабилизации сигнала и исключения резких кратковременных погодных вариаций и техногенной активности по станции создавались выборки из не менее 40 фрагментов сейсмических записей длиной по 30 минут не осложненные видимыми помехами. Отдельно формировались данные для изучения дневного и ночного шума. Дневным периодом считалось местное время от 7 до 19 часов, ночным – от 19 до 7 часов. В данной работе приведены результаты оценки параметров шумов только по вертикальной компоненте (рис.1).

Для сопоставления на данном рисунке также представлены модели шумов по Петерсону [1] (NHNM – Новая модель сильных шумов, NLNM – Новая модель слабых шумов), полученные в результате обобщения показаний сейсмических станций всего мира.

Как видно, уровень микросейсмических шумов в Кунгурской Ледяной пещере можно классифицировать как средний по интенсивности. Отмечаемый на спектре максимум (в районе 0,1 – 0,4 Гц) связан с коровыми волнами Рэлея, возбуждаемыми в морях и океанах движениями водных масс. Для сейсмологического мониторинга локальных процессов в

пещере интерес представляют сейсмические колебания с частотами выше 1 Гц. Как видно из рисунка 1, в диапазоне от 1 до 7 Гц вариации микросейсм не превышают 1 порядка по мощности (3-кратное изменение по амплитуде), а средняя спектральная мощность составляет 7·10-16 ((м/с)^2)/Гц. Данная мощность соответствует среднеквадратической амплитуде колебаний 65 нм/с.

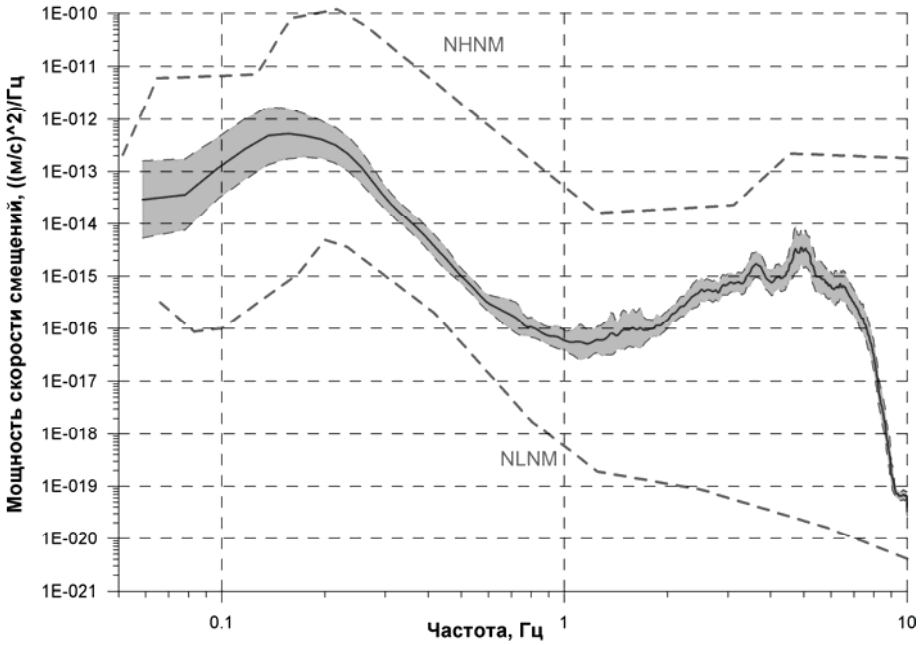


Рис.1. Осредненный спектр мощности скорости смещений и доверительные интервалы микросейсмических шумов для сейсмостанции «Кунгур» (вертикальная компонента)

Повышение уровня шума в области частот от 3 до 7 Гц связано с техногенным шумом города Кунгур и расположенной в двух километрах железной дороги.

Качество станций по характеристикам шума определяется не только уровнем шума, но и его вариациями. Хорошая станция должна характеризоваться низким уровнем шума в «рабочем» диапазоне периодов и небольшим разбросом уровня шума вследствие естественных вариаций. Одной из главных составляющих вариаций являются суточные вариации. В качестве характеристик суточных вариаций были рассмотрены различие уровней средней спектральной кривой между дневным и ночным наблюдениями. На рисунке 2 дано сравнение спектров мощностей скоростей смещений микросейсмических шумов для дня и ночи.

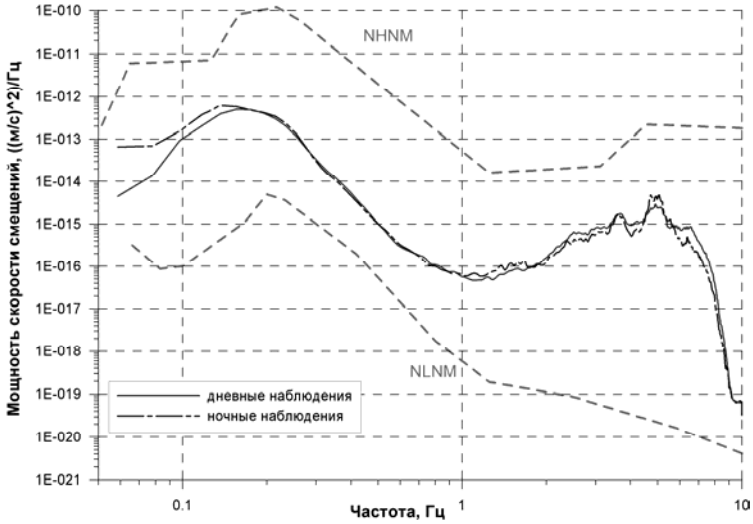


Рис. 2 Спектры мощности микросейсмических шумов для дневных и ночных наблюдений

На рисунке 3 приведены графики суточных вариаций скоростей смещения для сейсмостанции «Кунгур». Графики получены в результате обработки временных интервалов продолжительностью до 10 суток. Оценивалась среднеквадратическая амплитуда скоростей смещения для вертикальной компоненты в получасовом окне.

Анализ графиков относительных суточных вариаций в частотном диапазоне 0.5-10 Гц отмечает наличие техногенного «суточного хода», отражающий ритм жизни города: всплеск в начале рабочего дня (7 ч), время обеда (11 – 13 ч), конец рабочего дня (17-18 ч) и постепенный спад в ночные часы. Наименьший уровень микросейсмических шумов отмечаются в ночное время. Динамический диапазон суточных вариаций зависит от величины и близости города или промышленной зоны. Амплитуда самых значительных возмущений превышает фоновые значения в 1.5 раза.

Следует отметить, что техногенный «суточный ход» отличается от естественных ритмов микросейсмических шумов. Как правило, ночные спектры характеризуются более низким уровнем, чем дневные, в высокочастотной области. Из рисунка 2 видно, что в целом суточные вариации по средним спектрам для дня и ночи незначительны. Это связано в значительной степени с тем, что все сейсмоприемники установлены на стационарном постаменте в Кунгурской Ледяной пещере, и соответственно влияние местных поверхностных шумов снижается.

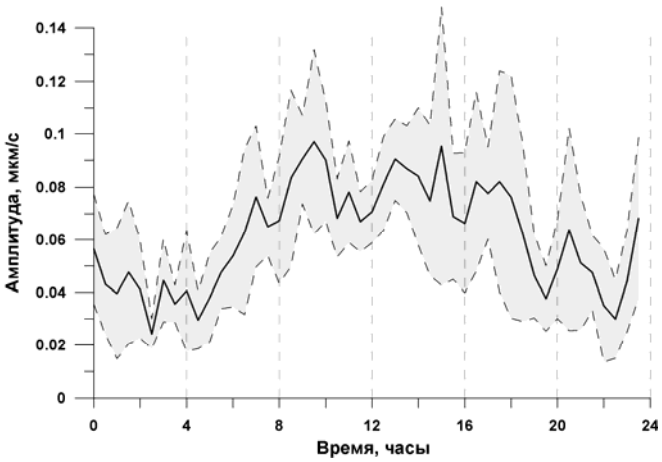


Рис.3. Суточные вариации уровня микросейсмических шумов для сейсмостанции "Кунгур" PR3 (частотный диапазон 0.5 – 10 Гц)

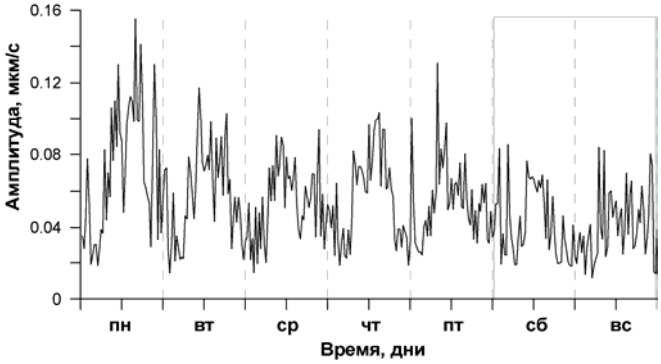


Рис.4. Недельные вариации уровня микросейсмических шумов для сейсмостанции "Кунгур" PR3 (частотный диапазон 0.5 – 10 Гц)

На рисунке 4 приведены графики недельных вариаций скоростей смещения для сейсмостанции «Кунгур». Отмечается незначительное понижение уровня шума в выходные дни, что связано с уменьшением техногенной активности.

Выборка уровня микросейсмических шумов за 2005 и 2006 года позволяют судить о более низкочастотных колебаниях уровня микросейсмического фона, например, таких как сезонные. Отмечается повышение уровня шума в летние месяцы, минимальными значениями шума отмечаются зимние и первые весенние месяцы.

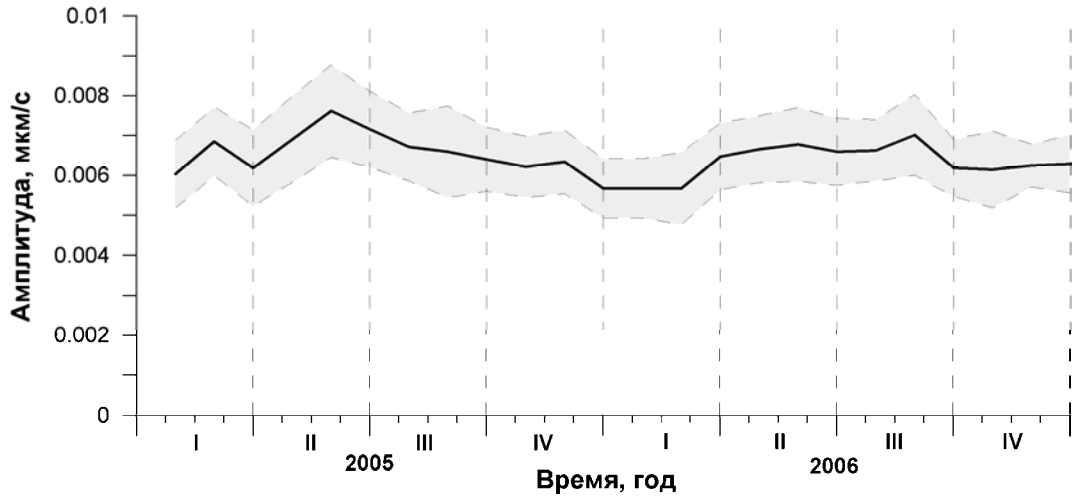


Рис.5. Сезонные вариации уровня микросейсмических шумов
для сейсмостанции "Кунгур" PR3 (частотный диапазон 1 – 2 Гц)

Оценки параметров сейсмического шума по региональной сейсмической станции «Кунгур» свидетельствуют о хороших возможностях этой станций при проведении мониторинга. Модели шума близки к среднеуровневым мировым моделям сейсмического шума. Диапазон вариаций невелик. Все выводы и экспериментальные данные важны для повышения эффективности рутинных работ по сейсмическому мониторингу.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-97624.

Литература:

1. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Department of Interior, Geological Survey. Open-File Report 93-322, 1993. – 91 p.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ПОРОД В СЫМОРЬЯХСКОЙ СКВАЖИНЕ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Н.Н. Винничук

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

vinnichuk@tkural.ru

С целью изучения строения доюрского основания в западной части Западной Сибири возникли проблемы с подбором поля при известных плотностях кайнотипных эффузивов триасового возраста, приведенные в работах Е.М.Ананьевой, С.В.Щебухова, В.С.Дружинина и др. [1-3]. Геологическая изученность района достаточно хорошо представлена в работах [3-6]. При назначении плотности горных пород для интерпретации подбора силы тяжести большое значение имеет изучение фактических плотностей пород в наиболее глубоких структурных скважинах региона. Для уточнения этих данных автором были выполнены лабораторные определения плотности образцов керна, в основном направленные на определение плотности пород триаса.

Керн изучен в интервале от 2000 *м* до 2850 м, породы доюрского фундамента углубившиеся на глубину 800 м. Плотности образцов керна Сыморьяхской скважины представлены в таблице 1.

Таблица 1

Плотность пород в скважине 10248 на Сыморьяхском месторождении

Измерения – Винничук Н.Н.,
петрографическое описание – Иванов К.С., Федоров Ю.Н.

Глубина, *м*	Описание породы	Плотность сухого/влажного образца, *г/см*^{3}
2056	Алевритисто-глинистые сланцы юры.	2.49
2059	Мелкозернистые афировые базальты.	2.60
2061	Базальты с обильными миндалинами.	2.58
2110	Миндалекаменные, до пузыристых, микропорфировые базальты триаса, (из наименее миндалекаменной разности)	2.62
2170	Хлоритизированные Pl-порфириты базальтового состава.	2.68
2240	Миндалекаменные Pl-порфириты, свежие.	2.65
2299	Обильно миндалекаменные базальты с редкими Pl вкрапленниками.	2.53
2305	Прослойчики вулканомиктовых алевролитов с фауной.	2.80
2306	Прослойчики вулканомиктовых алевролитов с фауной.	2.57
2540	Туфо- и лавобрекчии, в которых преобладают афировые миндалекаменные обломки базальтов.	2.66
2545	Лавобрекчии, в которых преобладают афировые миндалекаменные, иногда шлаковые обломки базальтов.	2.59
2576	Черные брекчевидные карбонат-глинисто-кремнистые породы (иногда с крупными обломками диоритов)и свежих афировых базальтов.	2.68
2580	Черные брекчевидные карбонат-глинисто-кремнистые породы (иногда с крупными обломками диоритов).	2.83

2651	Полимиктовые м/з песчаники со слюдой.	2.69
2713	Свежие габбро-долериты.	2.80
2720	Очень свежие габбро-долериты.	2.82
2810	Измененные диабазы, обладающие слабой сланцеватостью под ∟ 45^{o} и прожилками карбонатов.	2.72

К сожалению, по Сыморьяхской скважине при геофизических исследованиях скважин нет плотностного каротажа, который использовался для сравнения с реперными точками измерений плотности керна в других скважинах. В таблице 1 представлены фактические данные по измерениям плотности образцов.

Таблица 2

Плотность пород в опорных скважинах ШНГР, г/см^3

Измерения – Винничук Н.Н.,
петрографическое описание – Иванов К.С., Федоров Ю.Н.

Порода	Число образцов	Интервал плотностей, *г/см^3*	Медианное значение, *г/см^3*
ЮРА			
Тюменская свита, гравелиты, песчаники кварцево-слюдистые, сланцы алеврит-глинистые	5	2.31-2.49	2.45
ИНТРУЗИВЫ			
Диорит	1		2.64
Граниты	8	2.57-2.70	2.64
Габбро	1		2.84
Серпентиниты	2	2.46-2.53	-
ТРИАС, БАЗАЛЬТЫ, ДОЛЕРИТЫ			
Базальты и плагиоклазовые порфириты базальтового состава	21	2.49-2.83	2.62
Гиалобазальты	6	2.46-2.54	2.52
Базальт шлаковый	1	-	2.17
Туфы базальтов	11	2.21-2.73	2.60
Долериты	8	2.70-2.84	2.80
ТРИАС, РИОЛИТЫ			
Риолиты	10	2.42-2.68	2.50
Туф риолита	3	2.42-2.46	2.46
ПАЛЕОЗОЙ			
Диабаз измененный	1	-	2.72
Базальты и их туфы, выветрелые	5	2.63-2.82	2.74
Туфопесчаники, песчаники, гравелиты	6	2.57-2.70	2.65

Сланцы углисто-глинисто-кремнистые	2	2.54-2.80	2.67
Карбонатно-глинисто-кремнистые породы	3	2.68-2.83	2.72
Серицитовые сланцы	1		2.57
Зеленые сланцы	3	2.57-2.58	2.57

Рассматривая также другие скважины Шаимского нефтегазоносного района, была составлена таблица по плотности пород в опорных скважинах ШНГР (см. табл.2). Из таблицы видно, что базальты триаса имеют измеренные плотности гораздо ниже плотностей палеозоя. Например, базальты и плагиоклазовые порфириты базальтового состава триасового возраста при средней плотности 2.62 *г/см*^{3}, а базальты и их туфы, даже выветрелые палеозойского возраста имеют плотность 2.74 *г/см*^{3}.

При сопоставлении результатов лабораторных определений плотности с данными плотностного каротажа имеются определенные расхождения [7-8]. Как показывает анализ каротажных диаграмм, одной из причин этих расхождений может являться неполный выход керна в условиях достаточно резкой изменчивости свойств. Массовые замеры плотности необходимы, поскольку плотностной каротаж нуждается в реперных замерах.

По результатам измерений плотности, петрографического и минералогического исследования базальтов триаса можно сделать вывод о присутствии вулканического стекла в исследуемых породах.

Выражаю свою благодарность за предоставление коллекции геологических образцов, а также за петрографическое описание Иванову Кириллу Святославичу и Федорову Юрию Николаевичу.

Литература:

1. Ананьева Е.М. и др. Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании. Свердловск, Уралгеология, 1983. 298с.
2. Методические рекомендации по геофизическому обеспечению геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000. СПб: Миистерство природных ресурсов РФ, ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. 240с.
3. Петрофизика. Книга 1. Под редакцией Н.Б.Дортман. М.:Недра. 1992. 391с.
4. Геология нефти и газа Западной Сибири. Авторы: Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. М.: Наука, 1975. 680с.
5. Елисеев В.Г., Нестеров И.И. Геологическое строение фундамента Шаимского и Красноленинского нефтеносных районов/Тр. ЗапСибНИГРИ, вып. 43, Тюмень, 1971. С.25-33.
6. Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Шестая научно-практическая конференция: Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т.1. С.102-113.
7. Винничук Н.Н. Результаты измерения плотности в Нерохской скважине Северо-Сосьвинского грабена Западной Сибири. Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь: Горный институт УрО РАН. 2007. С.64-67.
8. Винничук Н.Н. Плотность триасовых базальтов опорных скважин Северо-Сосьвинского грабена Западной Сибири // VI Международная научно-практическая конференция “Геофизика-2007”. Санкт-Петербург, 2007. С.85-87.

АЛЕКСАНДРИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ: ГЕОПОЛЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КРУПНЫХ СУЛЬФИДНЫХ (КОЛЧЕДАННЫХ) МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Виноградов А.М., Бушарина С.В., Угрюмов И.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В работе /1/ обобщены и изложены результаты анализа геолого-геофизических данных по колчеданным районам Южного Урала, раскрывающих историю применения геофизических методов при поисках, выявления закономерностей размещения и отражения известных месторождений в физических полях. Раскрыты перспективы наращивания минерально-сырьевой базы Южного Урала за счет открытия новых месторождений с использованием сформированной технологии. При этом подчеркнуто, что наиболее актуальным является выявление крупных и уникальных месторождений, так как открытие крупного месторождения является геолого-экономическим прорывом для отдельного района (например, Сафьяновское м-ние) и уникального в целом для региона (например, Гайское м-ние). Открытие таких объектов можно ожидать, прежде всего, на еще неизученных перспективных площадях или на участках с дефектами изученности. С учетом отмеченного ФАП МПР РФ предложил ИГ УрО РАН применить разработанную технологию на площади Александринского рудного района. Эта работа, имеющая тематический и опытно-производственный характер, находится на стадии завершения, а в докладе раскрываются конкретные подходы в решении поставленной задачи и основные результаты, полученные к настоящему времени.

1. Уточнение металлогенического потенциала Александринского рудного района на основе сравнительного анализа физических полей и особенностей глубинного строения с другими рудными районами и узлами региона.

Александринский рудный район в контурах площади (900 км^2) проектных работ расположен в сопряжении Центрального и Восточного секторов Урала. Сопряжение – область границы Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон /2/, отчетливо проявляется по сейсмологическим данным по профилю «Уралсейс». Данная региональная структура объединяет крупные проявления колчеданов в Средне-Орском, Домбаровском, Теренсайском, Александринском, Верхне-Уральском, Учалинском рудных районах.

В районе изучаемой площади по геолого-геофизическим данным прослеживается состыковка трех рудоносных зон, контролируемых глубинными разломами – Ащебутакско-Магнитогорской на северном замыкании, Учалинско-Теренсайской, Нагайбакской на южном замыкании. В районе этой состыковки на пересечении с субширотной зоной тектонических дислокаций нами выделяется Александринский рудный узел. На мантийном уровне рудному узлу отвечает крупная восходящая к поверхности плотностная неоднородность /3/. Данный рудный узел входит в систему рудных узлов фемической специализации /1/, так же расположенных на пересечениях разломных структур разной ориентировки, строения и диапозона возрастного развития. Это квази-спрединговые и квази-трансформные структуры. В докладе приводится сопоставление рудных узлов Орско-Оренбургского и Магнитогорско-Стерлитамакского пересечений Урала, на которых наблюдаются не только крупные колчеданные, но и другие, включая углеводородные, месторождения. С учетом обобщения данных сейсморазведки выполненной на известных рудных узлах составлена схема-модель глубинного строения. Она отражает общность и различия в строении известных рудных узлов, которая теоретически объясняется с позиции роли высокотемпературных эндогенных флюидов и серного перехвата /4/. Это позволяет отойти от традиционных взглядов на генезис сульфидных (колчеданных) месторождений, уточнить и расширить критерии прогнозирования и поисков, прежде всего, крупных по запасам объектов /5/.

В конечном итоге общность в строении Александринского рудного узла с другими рудными узлами позволяет дать положительную оценку на возможность выявления в его пределах крупных месторождений по следующим критериям, определенным в работе /6/ : 1 – дискретное положение рудоносной структуры; 2 – связь с глубинными (мантийными)

физическими неоднородностями; 3 – контроль крупными разломами различной природы; 4 – приуроченность к глубинным зонам базификации (уплотнения) вещества в сочетании разуплотнением (раскислением); 5 – значительный вертикальный размах в распределении оруденения; 6 – наличие скоплений проявлений и аномалий типового объекта поисков.

2. Переоценка известных и выявление новых прогнозных рудных зон, рудно-вулканических центров и рудных полей Александринского района на основе анализа физических полей.

Сопоставительный анализ физических полей и глубинного строения рудных узлов установил их общность и различие. Общность определяет предпосылки для поисков крупных месторождений. Различия, создающие неопределенность в оценке прогноза, снимаются путем выделения и изучения в пределах рудного узла локальных структур (рудно-вулканических центров - РВЦ и рудных полей - РП), так же имеющих черты общности и различия с подобными объектами, вмещающими крупные месторождения. Такая схема предусмотрена технологией прогнозирования и поисков /1/ и реализована в Александринском рудном районе.

В процессе решения обозначенной задачи изучены практически все фондовые работы геолого-геофизического содержания, выполненные в районе. В результате сложилось определенное представление о позитивных и негативных сторонах результативности геолого-геофизического процесса поисков месторождений в этом уникальном по строению районе с минимальными запасами колчеданных руд в двух выявленных месторождениях. Для района свойственно крайне неравномерное распределение глубокого (более 200м) поискового бурения. Сосредоточению его на отдельных локальных участках Александринского района. Затратные подходы в организации геологоразведочных работ здесь приобрели «классическое выражение». Результат – максимальные затраты при минимальных разведанных запасах. Анализ этого вопроса не входит в задачу работ по разрабатываемой теме, но позволяет понять причину парадоксальной ситуации с низкой эффективностью поисков сложившейся в Александринском районе. Существенным является отсутствие современной адаптированной со всем предыдущим геолого-геофизическим, геохимическим, аэро-космическим и другими материалами геологической основы масштаба 1:200 000.

Своеобразны особенности геофизической изученности и методики геофизических поисков рассматриваемой территории района. По равномерно расположенным пересечениям здесь выполнена сейсморазведка (МОВ) в сочетании с площадными гравимагнитными, электрохимическими (ВПСГ) съемками и литохимическим опробованием (м-б 1 : 50000 – 1 : 25000 – 1 : 10000). В этом как казалось бы перспективном и в принципе правильно избранном направлении с позиции сегодняшнего дня закралось два слабых звена. Первое – это переоценка разрешающих способностей сейсморазведки. Рудная сейсморазведка в то время еще по аппаратурно-методическим и интерпретационным возможностям не соответствовала ожидаемой геологической отдаче. Это очевидно сейчас, но тогда это был методический просчет, принесший неоправданные иллюзии на разрешающие возможности глубинного структурного картирования по данным сейсморазведки.

Существенной причиной негативных последствий для поисков явился высокий рейтинг метода вызванной поляризации на всех этапах (общих, детальных) поисков и поисково-оценочных работ. Была принята основная схема выявления объекта поисков – согласованность аномалий вызванной поляризации (ВПСГ с разносами АВ до 1.5 – 4.0 км) с локальными аномалиями гравиметрии с последующей детализацией другими методами. Это определило выделение ряда рудопроявлений и точек обогащенной минерализации в том числе Александринское и Сабановское месторождения. Фон аномальных геологических помех оказался в этой схеме столь значительным, что не позволил определить наиболее перспективные локальные участки для поисков месторождений.

Однако, на Южном Урале (включая Северные Мугоджары) ряд крупных и средних (50 лет Октября, Приорское, Осеннее и др.) по запасам руд месторождений, а в последние годы и мелких (например, Левобережное и Барсучий лог), открыты по данным метода

переходных процессов /7/. В Александринском районе метод МПП практически не применялся. Работы МПП выполнялись в 70-е годы самодельной аппаратурой и были прекращены. Хотя экспериментальные наблюдения, выполненные местными геофизиками, показывали на высокие разрешающие способности МПП. С другой стороны ими же подмечены негативные стороны в МПП, связанные, к сожалению, со сравнительно слабой экспериментальной и теоретической подготовленностью метода для широкого применения. В результате «чаша весов» в этом районе склонилась не в пользу применения МПП при поисках. Однако, по нашему мнению, отсутствие в комплексе электроразведки этого метода определило низкую эффективность поисков.

В процессе локализации участков детальных поисков была учтена приуроченность крупных месторождений к секущим региональным структурам (скрытым или проявленным на эрозионном срезе). Она, как правило, находит отражение в детальных грави-магнитных полях рудных узлов. На площади Александринского рудного узла по данным гравитационных съемок достаточно уверенно выделяются секущие зоны, разделяющие площадь на блоки с различной структурой и уровнем наблюдаемого поля.

Другая особенность - связь крупных месторождений с участками относительного разуплотнения, как определенной природы (вулкано-плутонические комплексы с существенным объемом кислых фаций), так и неопределенной. Порой это не вскрытые эрозией и бурением кислые магматиты, а нередко отражение особенностей проявления локального или регионального метаморфизма. На площади Александринского рудного узла на фоне интенсивной положительной аномалии выделяются выраженные участки относительных понижений поля. Подобные аномальные проявления различной масштабности характерны для РВЦ и РП с крупными месторождениями. С этими участками согласуются кольцевые и овальные системы, фиксируемые при анализе распределения локальных градиентных зон. Такие системы хорошо выделяются при локализации характеристик полей с использованием процедур вычисления и построения карт с различными параметрами - высшие производные полей, теневой рельеф и другие процедуры. Имеющийся банк данных гравимагнитных полей, является основой самых различных преобразований, которые были использованы при прослеживании отмеченных элементов на результативных схемах прогноза. Другой элемент, выявляемый по приведенной схеме – это выделение линеаментов в структуре физических полей. Линеаментные характеристики присутствуют практически на всех известных рудных полях с крупными (промышленно значимыми) месторождениями. При этом линеаменты имеют выраженную особенность узлового распределения. Следующим необходимым этапом прогноза является анализ и использование результатов съемок ВПСГ.

Перечисленные основные элементы, участвующие в процедуре выделения РВЦ и РП отражены на схеме прогноза. Они сопоставлены и заверены данными предыдущих геолого-геофизических исследований, которые в конечном итоге привели к оконтуриванию достаточно уверенно локализуемых участков, подлежащих дальнейшему изучению. На выделенных участках начаты работы заключительного этапа – поиски аномальных распределений полей МПП, перспективных на выявление рудных полей крупных сульфидных (колчеданных) месторождений.

3. Специализированный анализ геоэлектрической структуры известных и вновь выделенных прогнозных рудных полей, особо перспективных локальных участков и аномалий Александринского района в сопоставлении с типизированными объектами (месторождениями) Южного Урала.

При решении обозначенных задач органически соединились тематическое, опытно-методическое и производственное направления выполняемых работ. При этом предложена и экспериментально заверена схема детальных поисков и экспрессной оценки перспективных участков с использованием модификаций импульсной электроразведки (ЗМПП, ПМПП, МППР). Практически раскрыта необходимость детальной подготовки положения проверочных скважин для обеспечения минимизации затрат на буровые работы. Раскрыты достоинства и недостатки МПП – ведущего метода при поисках колчеданных

месторождений. Выявлены аномалии и структуры различного уровня перспективности для решения главной цели проекта – поиски крупных месторождений на особо перспективных участках рудных полей в пределах потенциально перспективных для решения этой задачи рудно-вулканических центров Александринского рудного узла. Полевые эксперименты продолжаются и еще не доведены до планированного завершения, но достигнутый результат убедительно показывает на необходимость дальнейших исследований и проверки бурением выявленных аномалий.

Выполненные работы еще раз подтвердили, что используемая технология, динамично развиваемая применительно к условиям строения и особенностям предыдущей геолого-геофизической изученности конкретных районов, может быть реализована при поисках крупных и суперкрупных колчеданных месторождений Урала в рамках специализированной наукоемкой программы.

Литература:

1. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 185 с.
2. Бушарина С.В., Виноградов А.М. Сопряжение Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон (геополя и минерагения).//Глубинное строение. Геодинамика, Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007 С.64-66.
3. Петров А.В. Оброаботка данных гравиметрии по геотраверсу Уралсейс с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3Д».// В кн. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект «Уралсейс»). Тверь: Издательство ГЕРС, 2001. С.79 – 85.
4. Малышев А.И. Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 189 с.
5. Малышев А.И., Виноградов А.М. Особенности колчеданного рудообразования в зависимости от эволюции геодинамического режима Уральского подвижного пояса. // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С.206 – 211.
6. Крупные и суперкрупные месторождения. Закономерности размещения и условия образования. //Под ред. академика Д.В.Рундквиста. М.: ИГЕМ, РАН. 2004. 430 с.
7. Виноградов А.М., Фомин Т.Л., Крупин И.В. Метод переходных процессов – опыт применения и перспективы развития (на примере колчеданных месторождений Южного Урала). //Уральский геофизический вестник, № 6. Екатеринбург: Уро РАН, 2004. С.12-22.

ФЛЮИДО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОТОК СЕКУЩИХ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ ЮЖНОГО УРАЛА
(геофизический и минерагенический аспект)

Виноградов А.М.[1], Малышев А.И.[2], Бушарина С.В.[1]

1-Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2-Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург

В период 1958–1964 г.г. на Южном Урале и Мугоджарах силами многих геофизических организаций МГ СССР с участием Института геофизики УНЦ АН СССР были выполнены комплексные геофизические съемки м-ба 1:50 000 - 1:200 000. По набору методов, техническому оснащению и темпам проведения работ на обширных территориях они до сих пор не имеют аналогов в отечественной и мировой практике. В результате произошел качественный скачок в составлении разномасштабных геологических карт и схем, в тектонических и металлогенических построениях, в локализации поисков месторождений различных полезных ископаемых. Так выполненные исследования существенным образом повлияли на эффективность поисков колчеданных месторождений, разведанные запасы которых к настоящему времени составили надежную базу для медно-рудной промышленности региона. Полученные уникальные материалы не потеряли значения до настоящего времени. Многие выявленные особенности проявления физических полей не нашли геологического объяснения и составляют резерв нереализованных знаний и нераскрытых перспектив выявления новых месторождений.

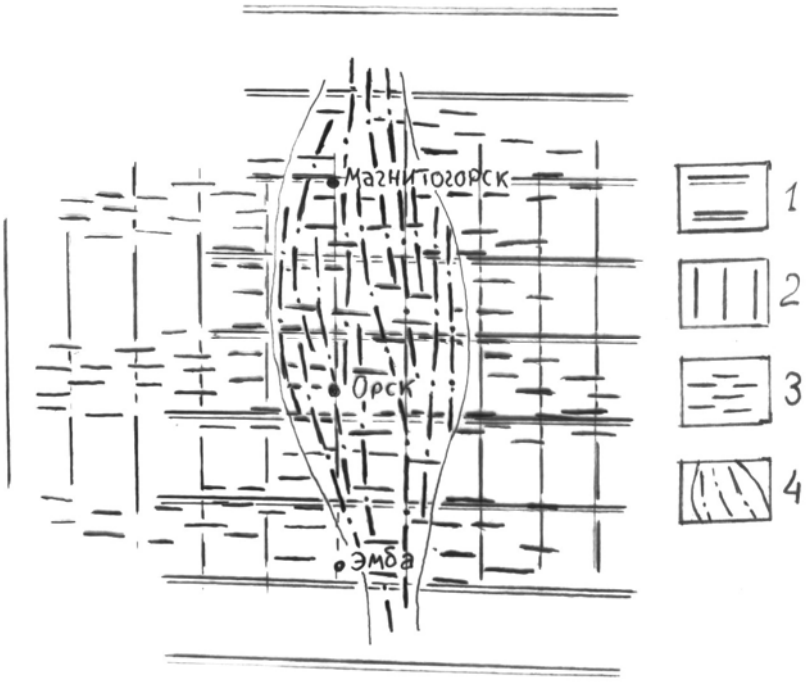


Рис.1. Схема элементов геополей Урало-Мугоджарской минерагенической провинции.

1- область Урало-Оманской ступени геопотенциала, и область её сдвига (2), отвечающие перераспределению плотностных неоднородностей на мантийном уровне; 3 – зона фанерозойских скрытых тектонических дислокаций литосферы; 4 - тектоно-магматические (базитовые и базит-гипербазитовые) проявления палеозойского Урала вдоль глубинных и региональных разломов в контурах, где мощность рыхлых отложений мезозоя-кайнозоя преимущественно меньше 50 м.

В частности по результатам геофизических съемок на Оренбургском пересечении Урала [1] были выявлены субширотные аномальные системы, получившие в нашей интерпретации [2] название «секущих зон скрытых тектонических дислокаций». Эти дислокации, как в последствие было выявлено, в проявлении в геополях обладают

качествами фрактальности – подобия в разных масштабах. Так мы их видим в характеристиках распределения геопотенциала вдоль широко известной планетарной Урало-Оманской ступени геопотенциала. Природа ступени не ясна, но очевидна её связь с перераспределением вещества на мантийном уровне. В региональных гравитационных полях дислокации отчетливо фиксируются в трех секущих зонах: Ишимбай – Магнитогорск – Кустанай, Оренбург – Орск – Бурыктал, Эмба – Иргиз (рис. 1).

Наиболее выражена по проявлениям в гравитационных полях Оренбургская зона тектонических дислокаций. Вдоль неё расположен целый ряд уникальных минерагенических проявлений: газоконденсационные месторождения Оребургского вала, хромиты Кимперсайских месторождений, колчеданы Гайского месторождения, асбест Киембая, кобальто-никелевые месторождения Бурыктальской группы, уникальные геологические запасы рудопроявлений (Mo-W-Bi) Боетки и многие другие [3]. Вдоль этой зоны в пределах Урала основные колчеданные месторождения уложились в закономерную сетку рудных узлов фемической специализации, которая прослежена к северу и к югу от неё [4]. При этом секущие дислокации, выделяемые и используемые при прогнозных построениях, уже относятся к следующему иерархическому уровню фрактальной системы. Они охватывают пространство предыдущего уровня и область между отмеченными тремя основными секущими зонами дислокаций в составе Урало-Оманского линеамента (рис.1).

Приведенные особенности связи секущих тектонических дислокаций с разнообразными минерагеническими проявлениями в Урало-Мугоджарской провинции требуют объяснения. Представляется, что оно должно развиваться в трех основных направлениях: в связи с глобальными, глубинными процессами, получившими отражение в структурах земной коры через минерагенические проявления (по аналогии с распределением месторождений золота «Карлинского типа»); с учетом региональных геодинамических режимов развития литосферы и формированием структурно-формационных зон земной коры; в подчинении термодинамическим условиям, регулирующим химические процессы в верхней части земной коры, ответственные за распределение и перераспределение аномальных концентраций минеральных ресурсов. С таких позиций рассматривается феномен единства и разнообразия аномальных минеральных проявлений на исследуемой территории.

Современные представления на глобальную геотектонику и геодинамику Земли [5] в преломлении через понимание региональной геодинамики и рудогенеза рассматриваемой территории [6] позволяют сделать заключение, что в решение обсуждаемой проблемы мы имеем дело также с двумя явлениями. Глобальными – это флюидо-энергетические мантийные потоки, определяющие скрытую полигенность и полихронность распределения полезных ископаемых в земной коре, и региональными – это флюидо-магматические потоки, контролирующие режимы развития Уральского подвижного пояса со спецификой его магматизма, тектоники и соответственно металлогеническими особенностями. При этом флюидо-энергетические потоки мантийного заложения наложены на флюидо-магматические проявления литосферы и лишь в отрыве от подвижного пояса минерагенически проявляются в зонах секущих тектонических дислокаций.

Выход флюидопотоков в верхнюю часть земной коры проявляется через минеральные аномалии, контролируемые химическими реакциями возможными в сложившихся *PT* – условиях. Выполненные теоретические разработки [7] раскрывают эту позицию. При этом под флюидными потоками понимается перемещение летучих соединений в эндогенных условиях, которое может осуществляться как путем молекулярной диффузии этих соединений, так и посредством миграции мобильных газов и газово-жидких обособлений. Миграция флюидного конденсата происходит по сообщающимся порам и трещинам, зонам тектонических нарушений или путем перемещения (всплывания) газово-жидких обособлений в маловязких магматических расплавах. Миграция газовой фазы эндогенных флюидов осуществляется, дополнительно к выше перечисленному, еще и путем прямой молекулярной диффузии сквозь растворы, расплавы и кристаллическую решетку минералов горных пород. Заметим при этом, что скорость молекулярной диффузии повышается с

ростом температуры и давления, что делает эту форму перемещения флюидного вещества наиболее благоприятной для условий высокотемпературных эндогенных процессов. Исключительная роль от ядра Земли до верхнего слоя земной коры принадлежит сере и зонам серной отгонки (рис.2).

Таким образом, исходя из элементарных молекулярно-химических представлений, можно проследить эволюцию газовой фазы эндогенных флюидов и в пределах этой эволюции выделить три геохимических области, имеющие практическое значение. В порядке понижения температуры они сводятся к следующему:

1. Область зон серной отгонки, в которой происходит сброс серного конденсата. Эта область имеет большое значение для образования многих рудных месторождений, а в той части, где область примыкает к барьеру водной нейтрализации, происходит формирование эндогенных месторождений собственно самородной серы.
2. Область зон водной отгонки, приводящая к появлению на пути эндогенных флюидов барьера нейтрализации и последующего зарождения волны повышенной кислотности. Это имеет значение для формирования гидротермальных, золоторудных и кварцевых месторождений.
3. Область зон сероводородной и углекислотной отгонки, играющей ведущую роль в формировании месторождений углеводородного сырья.

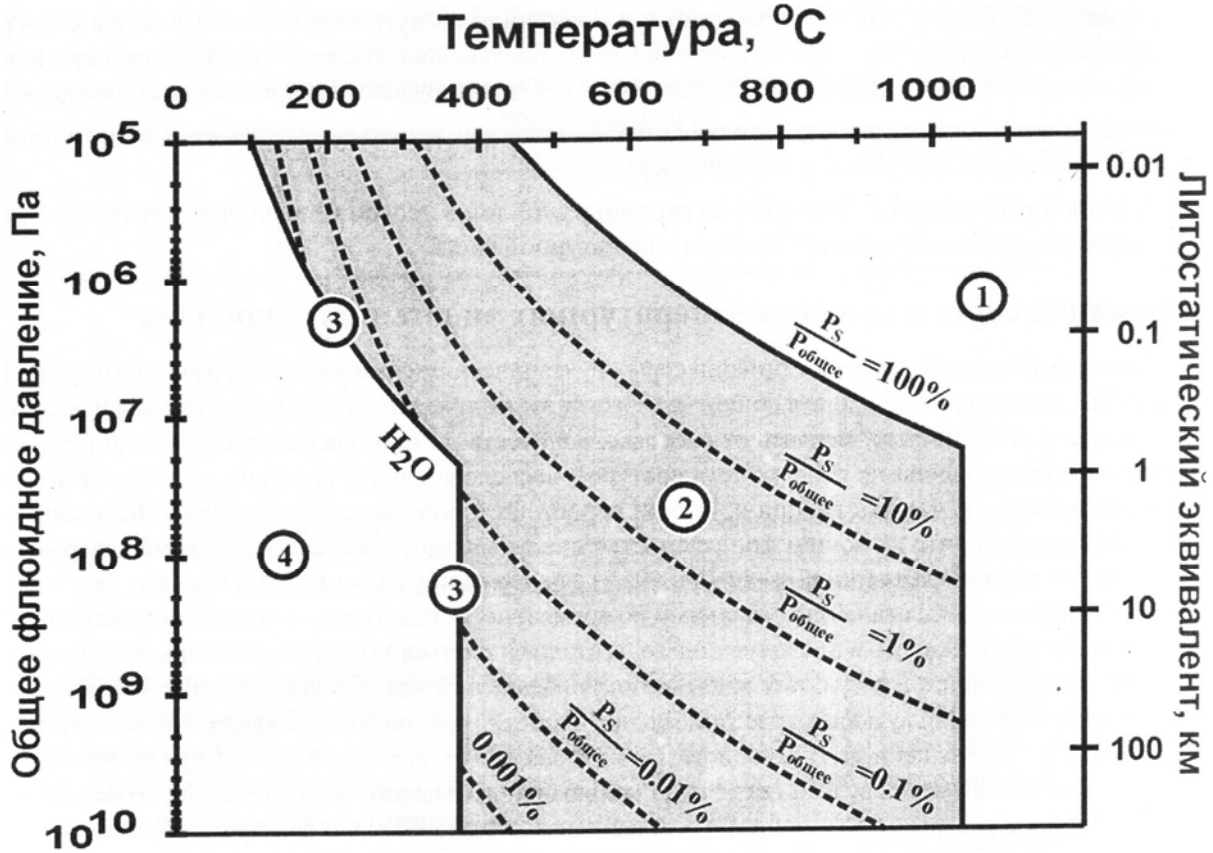


Рис.2. Диаграмма химической устойчивости соединений серы.

1 – зона газообразной серы; 2 – область зон серной отгонки и массового сульфидообразования за счет перехвата металлов жидкой высокотемпературной серой; 3 – зона отложения самородной серы (барьер нейтрализации); 4 – зона образования сернистой и серной кислот, сульфидов и сульфатов.

Привлекает внимание крайняя простота и предельно высокое значение изложенных выше фактов и логических построений как для понимания эволюции эндогенных флюидов (вообще), так и для решения проблем эндогенной минерагении (в частности). Это позволяет рассматривать их на уровне основных элементов, на которые целесообразно опираться при геофизическом обеспечении решений проблем прогнозирования и поисков крупных и

суперкрупных месторождений полезных ископаемых. Наша практика прогнозирования и поисков колчеданных месторождений на Южном Урале [4] подтверждает эффективность такого подхода.

Литература:

1. Вишнякова Е.М. , Виноградов А.М. Комплексные региональные геофизические исследования масштаба 1 : 50 000 в восточной части Оренбургской области. // Докл.V Всесоюзной геофизической конференции. Люберцы: ВИНИТИ, 1963. 19 с.
2. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Широтная тектоническая зональность и её связь с металлогенией (на примере Южного Урала). //Вопросы разведочной геофизики, вып. 83. Свердловск, 1972. С.3 – 9.
3. Потапенко Б.П. Минерально-сырьевая база – твердые полезные ископаемые Оренбургской области и перспективы её развития .//Отечественная геологияю- 1996.- №6.- С. 12 -17.
4. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург; УрО РАН, 2004. 185 с.
5. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геодинамики и геотектоники.// Москва: научный мир, 2004. 612 с.
6. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Научное издание. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2005. 259 с.
7. Малышев А.И. Физико-химическая эволюция высокотемпературных эндогенных флюидов и её значение для формирования месторождений полезных ископаемых. // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование./ Отв. ред. Н. П. Юшкин, В. Н. Сазонов: Сб. научн. трудов. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2007. С. 840-855.

КОМПЕНСАЦИЯ ВЛИЯНИЯ НАВЕДЕННЫХ ТОКОВ В НИЗКОЧАСТОТНОЙ ИНДУКТИВНОЙ АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ СИСТЕМЕ ЕМ-4Н

Волковицкий А.К.[1], Каршаков Е.В.[1], Попович В.В.[2]

1 – Институт проблем управления РАН, Москва

2 – ЗАО «Геотехнологии», Москва

karsh@gtcomp.ru

Введение

В нашей стране при анализе проводящих свойств пород широко используется электроразведочная система, реализующая метод низкочастотного дипольного индуктивного профилирования (ДИП-А). Аппаратура, разработанная для этого метода, позволяет производить съемку и получать карты эффективных проводимостей масштаба 1:25000 [1]. При этом средняя производительная скорость съемки составляет около 100 км/час. Речь идет о системе ЕМ-4Н, разработанной компанией ЗАО «Геотехнологии».

Одна из главных задач, возникающих при эксплуатации такой системы, это компенсация влияния токов, наведенных в корпусе летательного аппарата, выполняющего съемку. Раньше в таких системах использовалась петля, натянутая так, чтобы момент компенсирующего диполя был направлен вдоль фюзеляжа носителя [2]. В эту петлю закачивались токи рабочих частот, амплитуда и фаза которых подбирались с целью минимизации вклада наведенных токов в мнимую компоненту сигнала возбуждения. Для настройки такой системы компенсации приходилось подниматься на большую высоту практически после каждого пройденного маршрута. Причина простая – стабилизировать параметры сигнала возбуждения гораздо сложнее, чем их измерить.

В системе ЕМ-4Н используется новый подход, реализующий идею математической компенсации паразитного сигнала. Описанию этого подхода и посвящена данная работа.

Техническое описание ЕМ-4Н

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 уже реализованных системах носителями были самолеты Ан-2, Ан-3 и вертолет Ми-8. В самолетном варианте петля передатчика натягивается между бипланными стойками и задним швартовочным узлом. В результате она имеет форму треугольника площадью около 40 м^2. При установке на вертолет Ми-8 для монтажа передатчика конструируется специальная рама, к которой крепится петля. Площадь витка составляет уже около 60 м^2. Форма тока представляет собой сумму гармонических токов соответствующих частот. Дипольные моменты отличаются для разного типа носителей, их ориентировочные величины для четырех частот в порядке возрастания такие: 20000, 10000, 6000, 3000 А·м^2.

Измерение параметров переменного магнитного поля осуществляется приемными рамками, расположенными в гондоле, буксируемой на тросе длиной 70 метров. Приемник имеет каналы измерений по трем ортогональным осям. Конструктивно каждый канал представляет собой пару многовитковых экранированных катушек, расположенных параллельно друг другу на небольшом (около 10 см) расстоянии. Таким образом, при монтаже катушек приемника на сторонах куба получается компактный трехкомпонентный датчик переменного магнитного поля, при этом центры измерений компонент поля совмещены (рис. 1). Приемник устанавливается в специально разработанный подвес, который обеспечивает его изоляцию от возможных вибраций. Чувствительность, обеспечиваемая таким приемником, на рабочих частотах составляет десятые и даже сотые доли мкА/м.

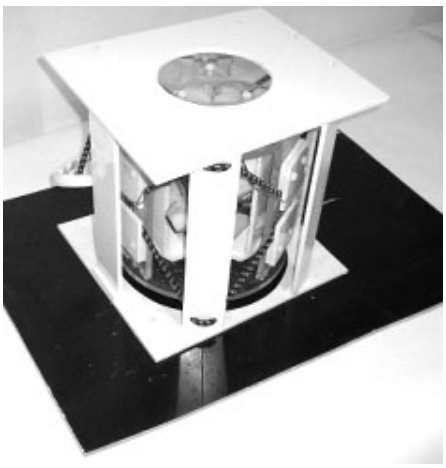


Рис.1. Приемник ЕМ-4Н

Выходными данными 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.

Вычисление эффективных проводимостей производиться как решение обратной задачи для проводящего однородного полупространства на каждой частоте. За основу берутся палетки, рассчитанные как решение прямой задачи для магнитного диполя над горизонтально слоистой средой по хорошо известным соотношениям [3].

Метод компенсации

В системе ЕМ-4Н, как и в предшествующих системах, реализующих метод ДИП-А, присутствует петля компенсатора. Более того, на борту вертолета устанавливаются две взаимно ортогональные компенсирующие петли. Но принцип работы компенсации совершенно другой. В каждую петлю компенсатора закачивается ток своей, отличной от рабочих, частоты: 670 и 830 Гц. Сигнал на этих частотах измеряется приемником наравне с остальными. Закон распространения магнитного поля одинаков для всех частот. Поэтому на высотах более 500 метров, где отклик от земли пренебрежимо мал, можно подобрать линейную комбинацию векторов больших полуосей эллипсов поляризации на компенсирующих частотах, равную проекции мнимого вектора рабочей частоты на их плоскость. Таким образом, при вычитании этой линейной комбинации, получается линейно поляризованный сигнал. Эта операция проделывается с каждой из рабочих частот. Далее фаза детектирования выбирается так, чтобы векторы возбуждения оказались действительными. В математическом смысле эта задача ставится, как задача минимизации следующего выражения:

$$\mathrm{Im}\,(\,\boldsymbol{H}_0\,) = \mathrm{Im}\,(\,A\,\boldsymbol{H} + B_1\,\boldsymbol{C}_1 + B_2\,\boldsymbol{C}_2\,) \rightarrow min\,, \qquad (1)$$

Здесь $\boldsymbol{H}$ – комплексный вектор, измеренный приемником на рабочей частоте; $\boldsymbol{C}_1$, $\boldsymbol{C}_2$ – действительные векторы больших полуосей эллипсов поляризации на частотах компенсации; A, B_1, B_2 – матрицы комплексных коэффициентов, которые подбираются по результатам полета в зоне компенсации методом наименьших квадратов; $\boldsymbol{H}_0$ – комплексный вектор, являющийся результатом компенсации. Соотношение записано для векторов в точке приема. Для того, чтобы не получить нулевые коэффициенты, вводится требование: действительные части векторов $\boldsymbol{H}_0$ должны быть равны среднему по частотам значению векторов больших полуосей эллипсов поляризации.

При рабочих режимах съемки на компенсирующих частотах над абсолютно проводящим разрезом величина отклика составляет 10^{-2} от момента возбуждения

компенсирующего поля в точке расположения приемника. Над реальным разрезом отклик существенно меньше. Когда кажущееся сопротивление разреза составит десятки Ом·м, величина отклика на компенсирующих частотах составит 10^{-3} по отношению к полю возбуждения, измеренному в точке приема. Таким образом, вблизи земли искажение векторов $\boldsymbol{C}_1$, $\boldsymbol{C}_2$ будет не более 10^{-2}-10^{-3}.

Многолетний опыт работ с системой ЕМ-4Н и с предшествующими ей системами ДИП-А показывает, что величина мнимой компоненты возбуждения, обусловленной наведенными токами в корпусе летательного аппарата, составляет величину максимум порядка 10^{-2} по отношению к моменту возбуждения на каждой из рабочих частот. Введем нормировку векторов $\boldsymbol{H}$, $\boldsymbol{C}_1$, $\boldsymbol{C}_2$ такую, чтобы их модули составили величины порядка единицы. В этом случае коэффициенты матриц B_1, B_2 не превысят по модулю 10^{-2}. Учитывая линейность соотношения (1), относительная погрешность компенсации вблизи земли не превысит 10^{-4}-10^{-5}.

Использование в выражении (1) матриц, а не скалярных коэффициентов, позволяет не только списать влияние наведенных токов, но и учесть взаимное влияние приемных катушек друг на друга, подобрать масштабные коэффициенты. Углы между большими полуосями эллипсов поляризации на разных частотах не более 1º. В силу малости этих углов погрешность, связанная с поправкой вектора возбуждения, не превысит 10^{-4}. В то же время, приведение всех векторов к одному значению в зоне компенсации позволяет использовать при интерпретации приращение действительных компонент отклика от частоты к частоте, поскольку все измерения сделаны в одной системе координат.

Для нормальной работы метода необходимо обеспечить стабильность и одинаковость амплитудно-частотных и фазовых характеристик системы, по крайней мере, в области рабочих и компенсирующих частот. С этой целью во всех измерительных каналах вводится синхронный эталонный сигнал, так называемый сигнал пилотирования, являющийся суммой сигналов на частотах, отстоящих от основных влево и вправо на 6 Гц. Этот сигнал не подвержен никаким паразитным влияниям и генерируется тем же вычислителем, каким производятся измерения, поэтому может служить опорой.

Теперь, поскольку стабильность системы обеспечена сигналом пилотирования, достаточно производить компенсацию дважды за вылет – в начале и в конце. Так как коэффициенты подбираются автоматически бортовым компьютером, на эти процедуры уходит совсем немного времени – 2-3 минуты. На рис. 2 показаны результаты компенсации. Среднее значение отношения полуосей в зонах компенсации при выполнении носителем различных эволюций составляет около $3\cdot10^{-5}$ - $5\cdot10^{-5}$, а среднеквадратичное отклонение – $2\cdot10^{-4}$ - $5\cdot10^{-4}$.

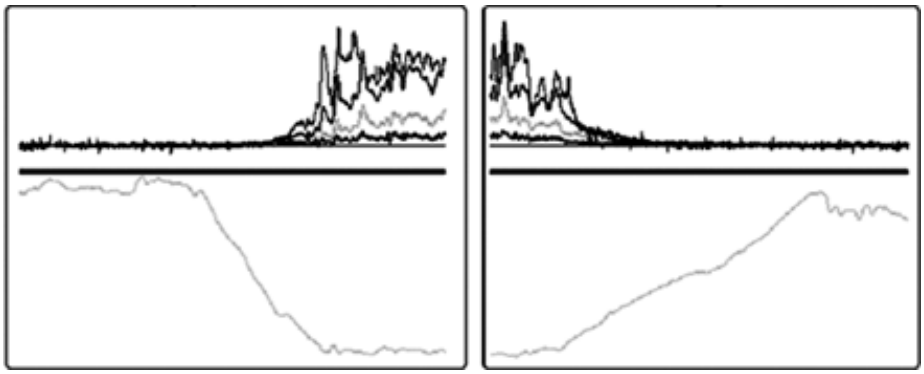


Рис. 2. Зоны компенсации. Отношения полуосей эллипсов поляризации на рабочих частотах (вверху) и высота над рельефом (внизу)

Следует отметить, что метод компенсации (1) может работать и с одним компенсирующим диполем: $\boldsymbol{C}_2 = 0$, $\boldsymbol{C}_1$ – вдоль фюзеляжа летательного аппарата. В этом случае накладывается ограничение – должно выполнятся предположение о малости боковой

поляризации носителя. В таком виде система ЕМ-4Н успешно работает на самолетах Ан-2 и Ан-3, что подтверждает разумность сделанного предположения.

Заключение

Описанный метод компенсации влияния наведенных на борту летательного аппарата токов дал, по крайней мере, одно очень важное преимущество: снята необходимость постоянного контроля и настройки сигналов компенсации. В результате значительно повысилась производственная скорость съемки и упростилась процедура настройки аппаратуры. Система ЕМ-4Н стала удобным, эффективным средством исследования свойства проводимости пород. Из года в год объемы съемки с ее помощью растут. Каждый сезон ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» запускает две-три системы. Комплексы приобрели Норильский филиал ВСЕГЕИ, Амакинская ГРЭ АК «Алроса», АС «Амур». Система хорошо проявила себя в работах на Северном и Южном Урале, в Норильском регионе и на Таймыре, в северной и южной Якутии, на Кольском полуострове и в Архангельском регионе, в центральных районах России и в Забайкалье, в Казахстане и других регионах.

ЗАО «Геотехнологии» осуществляет полномасштабную поддержку низкочастотной индуктивной аэроэлектроразведочной системы ЕМ-4Н, а также продолжает поиск и внедрение новых технических решений в аэроэлектроразведке и в других областях съемочной геофизики.

Литература:

1. Петров С.И., Новак В.Д., Тихомиров О.А. Аэроэлектроразведка методом ДИП-А // Разведка и охрана недр, № 5, 2006. С. 38-42.
2. Петров С.И., Новак В.Д. Аэроэлектроразведка методом ДИП-А // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. Специальный выпуск «Аэрогеофизика», 1997. С. 10-13.
3. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986, 316 с.

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Володькова Т.В.

Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, Хабаровск

volodkova@itig.as.khb.ru

Значительная часть юга Дальневосточного региона России покрыта аэрогеофизической съемкой масштаба 1:50000-1:10000. Среднеквадратическая погрешность измерения магнитного поля с использованием аппаратуры СКАТ-77, СТК-11, которая применяется с начала 80-годов XX века, составляла до 5 нТл. Точность измерения содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) составляла: по урану – (0,1-0,15)*10^{-4}%, торию – (0,55-0,65)*10^{-4}%, калию – (0,05-0,10)%. При интерпретации аэрогеофизических данных использовались значения U/Th, K/Th, U/K; по сравнению с характеристиками содержаний ЕРЭ, они меньше зависят от погрешностей съемки и сопоставимы с данными наземных исследований [2].

Уран, торий и калий входят в число элементов-индикаторов магматических процессов. Неизмененные породы, сформированные под воздействием процессов кристаллизационной дифференциации в закрытых магматических очагах, характеризуются постоянством отношений ЕРЭ. Они сближены по возрасту, сопряжены с основными этапами единого тектоно-магматического цикла, сопоставимого со временем существования магматического очага. Гидротермально-метасоматически измененные породы (со степенью изменения более 10-20%) выделяются аномалиями отношений ЕРЭ. В открытых магматических очагах от фазы к фазе, за счет притока глубинных флюидов, условия кристаллизации меняются, поэтому средние характеристики отношений ЕРЭ будут закономерно варьировать [2].

Магнитные свойства приповерхностных магматических пород в орогенных и вулканических поясах определяются, в первую очередь, содержаниями и условиями кристаллизации магнитоактивных минералов (магнетита, титаномагнетита) в глубинных магматических очагах либо близ поверхности. Н.П. Романовским [7] на Дальнем Востоке выделялись две серии гранитоидов:

1. существенно оловоносные, К-типа, отличаются низкой магнитностью χ = (10-2640)*10^{-5} СИ и коэффициентом окисления f = 0,14-0,30;
2. существенно золотоносные, Na-типа, отличаются повышенной магнитностью χ = (4900-37700)*10^{-5} СИ и коэффициентом окисления 0,30-0,55.

Различия между сериями гранитоидов определяются окислительно-восстановительными условиями в материнских магматических очагах (фугитивностью кислорода), а также сложным и слабо изученным взаимодействием коровых и мантийных магм. Фугитивность кислорода прямо определяет тренды эволюции магм (феннеровский либо боуэновский).

Тренд Боуэна типичен для открытых магматических камер, кристаллизационная дифференциация в которых протекает при постепенном притоке свободного кислорода, в резко окислительных флюидных условиях. Тренд Феннера типичен для закрытых камер; для процессов кристаллизации в них типична слабофлюидная обстановка и крайне восстановительные условия [1]. В открытых магматических очагах при увеличении флюидной составляющей растет величина K/Na [5]. Фугитивность (летучесть) кислорода прямо коррелируется с содержанием водной фазы (повышенным давлением воды) в магматических очагах. Это подтверждено исследованиями особенностей магматизма Курильских островов. Типичная для магматических комплексов Курил поперечная зональность (закономерное изменение их состава от фронта к тылу островной дуги) объясняется возрастанием в этом направлении фугитивности кислорода и соответствующим увеличением притока глубинных флюидов [3].

Петрохимические особенности характеристик отношений ЕРЭ и высокая точность аэромагнитометрии определяют высокую эффективность аэрогеофизических исследований

при изучении магматических комплексов и поисках магматогенных месторождений в орогенных и вулканических поясах.

Были систематизированы геологические и рассчитаны средние фоновые характеристики отношений ЕРЭ большого количества золоторудных и оловорудных объектов в орогенных и вулканических поясах юга Дальнего Востока России. На основе этих данных в полях отношений ЕРЭ выделяются две последовательности или линии (рис.1). Каждая из этих линий содержит последовательность кластеров, определяющих характеристики магматогенных оловорудных и золоторудных месторождений основных генетических типов. Магматогенные месторождения юга Дальнего Востока комплексные, поэтому тип оруденения (золотой или оловянный) часто определяется по относительному преобладанию той или иной минерализации. Обе рудные линии пересекаются в пространстве, что является подтверждением существования на юге Дальнего Востока месторождений смешанного генезиса – золото-редкометалльных.

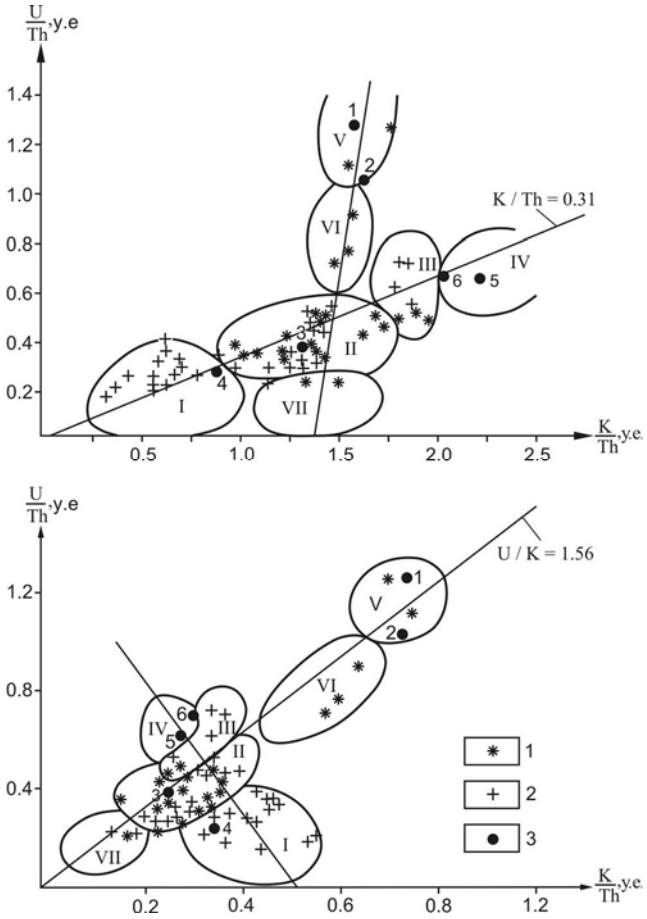


Рис.1 Поля корреляции отношений ЕРЭ магматогенных рудных объектов Дальнего Востока России.

1 – оловорудные объекты, 2 – золоторудные объекты, 3 – эталонные объекты, в т.ч.: 1 – Мопау, 2 – Уджаки, 3 – Учама, 4 – Многовершинное, 5 – Ночное, 6 – Хинганское. Рудные типы: I - золото-серебряный эпитермальный, II - золото-редкометалльно-кварцевый, III - золото-серебро-кварцевый, IV - медно-порфировый с золотом, V - олово-порфировый, VI - касситерит-кварцевый, VII - оловянные месторождения в вулканитах.

Значения фоновых отношений ЕРЭ рудных полей зависят, в первую очередь, от характеристик магматических комплексов, поэтому в регионе выделяются две магматические ассоциации – золото-редкометалльная и олово-полиметаллическая (по типу магматогенных месторождений, с которыми они генетически связаны).

В орогенных и вулканических поясах Дальнего Востока магматические породы обеих ассоциаций часто сопряжены в пространстве, внедрялись на разных стадиях существования долгоживущих глубинных магматических очагов, формировались в изменяющихся физико-химических условиях. Это приводит к наложению двух основных процессов магмообразования (магматических ассоциаций) в пределах одного рудного поля и комплексному характеру оруденения. Эти магматические ассоциации включают специализированные на золото и олово магматические комплексы, выделенные Н.П. Романовским [7]. При формировании магматических комплексов, кроме процессов кристаллизационной дифференциации, огромную роль играла флюидизация; учесть влияние флюидов на характеристики отношений ЕРЭ очень сложно. Кроме ювенильных (мантийных) флюидов специфического состава в процессах магмообразования значительную роль могли иметь и коровые флюиды другого состава. Все это вызывает большие сложности при попытках оценить природу магматических образований в орогенных и вулканических поясах.

С магматогенными золоторудными объектами региона обычно ассоциируются магматические комплексы габбро-диорит-гранитного, диорит-гранодиорит-гранитного и близкого состава. Они характеризуются повышенной магнитностью, низким K/Na отношением и образуются в закрытых магматических очагах в условиях низкой флюидности. По характеристикам отношений ЕРЭ они близки к материнским магмам и их источникам. Поэтому для оценки происхождения объектов золото-редкометалльной ассоциации можно использовать средние отношения ЕРЭ мантийных и коровых резервуаров Земли. Такая работа была проведена и показала, что магматические комплексы, специализированные на золото, связаны с обогащенными мантийными резервуарами [2].

Определить природу олово-полиметаллической магматической ассоциации и особенностей формирования оловорудных объектов значительно труднее. Для этих магматических пород типично высокое K/Na отношение, они формируются в условиях высокой флюидности, которая может неконтролируемо изменять параметры отношений ЕРЭ. Поэтому характеристики отношений ЕРЭ оловорудных объектов и оловоносных магматических комплексов существенно отличаются от характеристик основных мантийных и коровых резервуаров [2]. С олово-полиметаллической магматической ассоциацией генетически связаны и месторождения редких металлов (молибдена, вольфрама), представителем которых является оловянно-вольфрамовое грейзеновое месторождение с комплексными рудами Тигриное [6]. Месторождение связано с небольшим штоком лейкократовых гранит-порфиров и порфировидных гранитов, в различной степени грейзенизированных. Проявления редких металлов известны на Урале, где они ассоциируются со штоками лейкократовых кременкульских и малышевских гранитоидов. Отмечалось, что такие рудные объекты образуются под воздействием как коровых, так и мантийных магм, причем объекты с недостаточной коровой составляющей отличаются низкой перспективностью [4, 8]. Пока можно только предположить, что при формировании таких объектов большую роль играли также флюидные процессы, причем, не только ювенильные флюиды, но и флюидизация в континентальной коре.

Месторождения редких металлов часто относятся к порфировому типу. Объекты порфирового типа (олово-порфировые, медно-молибденовые, золото-медно-порфировые) связаны с небольшими штокообразными интрузиями, обычно приуроченными к надинтрузивной либо апикальной зоне крупных интрузивных массивов и сопровождаются интенсивными метасоматическими ореолами. Перспективы подобных рудных объектов могут быть значительны. В отдельных случаях рудоносные штоки внедряются во внутренние зоны крупных интрузивных массивов, обнаженных на поверхности (кременкульские лейкограниты). Для таких объектов процессы метасоматоза не типичны, может наблюдаться минерализация в зонах дробления и перспективы, в целом, низки.

Литература:

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. 363 с.
2. Володькова Т.В. Аномалии отношения радиоактивных элементов и природа рудной минерализации Приамурья // Тихоокеан. Геология, 2006. Т. 25. №4. С. 54-68.
3. Володькова Т.В. Особенности магматизма острова Кунашир (Курильская островная дуга) по аэрогеофизическим данным //Тихоокеан. Геология, 2007. Т. 26. №6. С.15-37.
4. Каллистов Г.А. Новые данные о редкометалльных гранитах Кременкульского массива, Южный Урал // Геология и минерагения Кольского региона /Труды Всерос. (с междунар. участием) науч. конф. Апатиты, 2007. С.92-94.
5. Маракушев А.А. петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 309 с.
6. Родионов С.М. и др. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье, Россия) //Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. №4. С. 321-333.
7. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 192 с.
8. Osipova T.A. The Geochemistry features of the rare-metal granites of the east slope of the Ural // Large igneous provinces of Asia, mantle plume and metallogeny / Novosibirsk, Russia, 13-16 august, 2007. Novosibirsk, 2007. P. 140-142.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЕРЕДОВЫХ СКЛАДОК УРАЛА (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

Геник И.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь

ivg@mi-perm.ru

Повышение информативности и геологической содержательности региональных работ на нефть и газ связано с использованием комплекса методов, в котором необходимыми компонентами являются гравиметрические и магнитометрические исследования, позволяющие получить информацию о закономерностях пространственного изменения плотностных и магнитных свойств пород, выделить наиболее перспективные для поисковых работ зоны и объекты [2].

Значение геопотенциальных методов особенно возрастает при выходе на неисследованные территории, характеризующиеся сложными геологическими условиями и, в частности, надвиговыми зонами. В пределах Пермского края региональные работы выполнялись в западной, северной и восточной частях [1]. Рассмотрим некоторые из результатов для восточной части региона, где геологическое строение особенно сложное.

Работы в центральной части Передовых складок Урала на территории Пермского края (рис. 1) включали отработку с шагом 200 м 11 профилей (восьми субширотных и трех субмеридиональных) общей протяженностью более 500 км. Гравиметрические и топографо-геодезические работы выполнялись современной аппаратурой, в результате среднеквадратическая погрешность определения аномалии Буге с учетом погрешностей вычисления поправок за влияние рельефа местности составила ±0.046 мГал.

Интерпретация гравиметрических данных предусматривала как профильную интерпретацию, так и площадную. Для выполнения последней в пределах исследуемой территории была построена (с использованием 20 старых съемок) сводная гравиметрическая карта в масштабе 1:500 000 с переменным сечением изоаномал, зависящим от масштабов и качества исходных данных на том или ином участке. Изолинии аномального гравитационного поля проведены, преимущественно, через 2.0 мГал, поскольку большую часть исследуемой территории занимают съемки масштаба 1:200 000.

Для основной части площади имелись современные данные комплексной аэрогеофизической (в т.ч. аэромагнитной) съемки масштаба 1:50 000.

Осадочный чехол рассматриваемой территории слагается рифейскими карбонатными и терригенными породами, вендскими терригенными породами, палеозойскими (силурийскими, девонскими, каменноугольными и нижнепермскими) отложениями, преимущественно, карбонатными. Турнейские отложения представлены карбонатно-терригенными породами со значительным содержанием битуминозно-кремнистого материала, а на отдельных участках растет доля карбонатов. На востоке и, особенно, на юго-востоке района работ породы собраны в сложную складчато-надвиговую систему.

В ходе интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных решались следующие основные задачи: уточнение строения кристаллического фундамента, осадочных толщ палеозоя и протерозоя; выявление нефтегазоперспективных зон и объектов. На карте сводного гравитационного поля достаточно четко отображаются региональные особенности строения территории. На западе площади выделяется область пониженных значений, связанная с большой мощностью артинско-нижнекунгурских терригенных пород. В этой области прослеживается восточное продолжение Дуринского прогиба, проявляющееся в виде узкой полосы повышенных значений гравитационного поля. Центральная зона повышенных значений поля характеризует надвиговые зоны, где происходит удвоение разреза и выходят на поверхность карбонатные породы. Восточная зона пониженных значений Δg связана с увеличением мощности додевонских терригенных пород и их выходом на земную поверхность. Южная зона высоких значений гравитационного поля отображает подъем фундамента и неоднородности его строения.

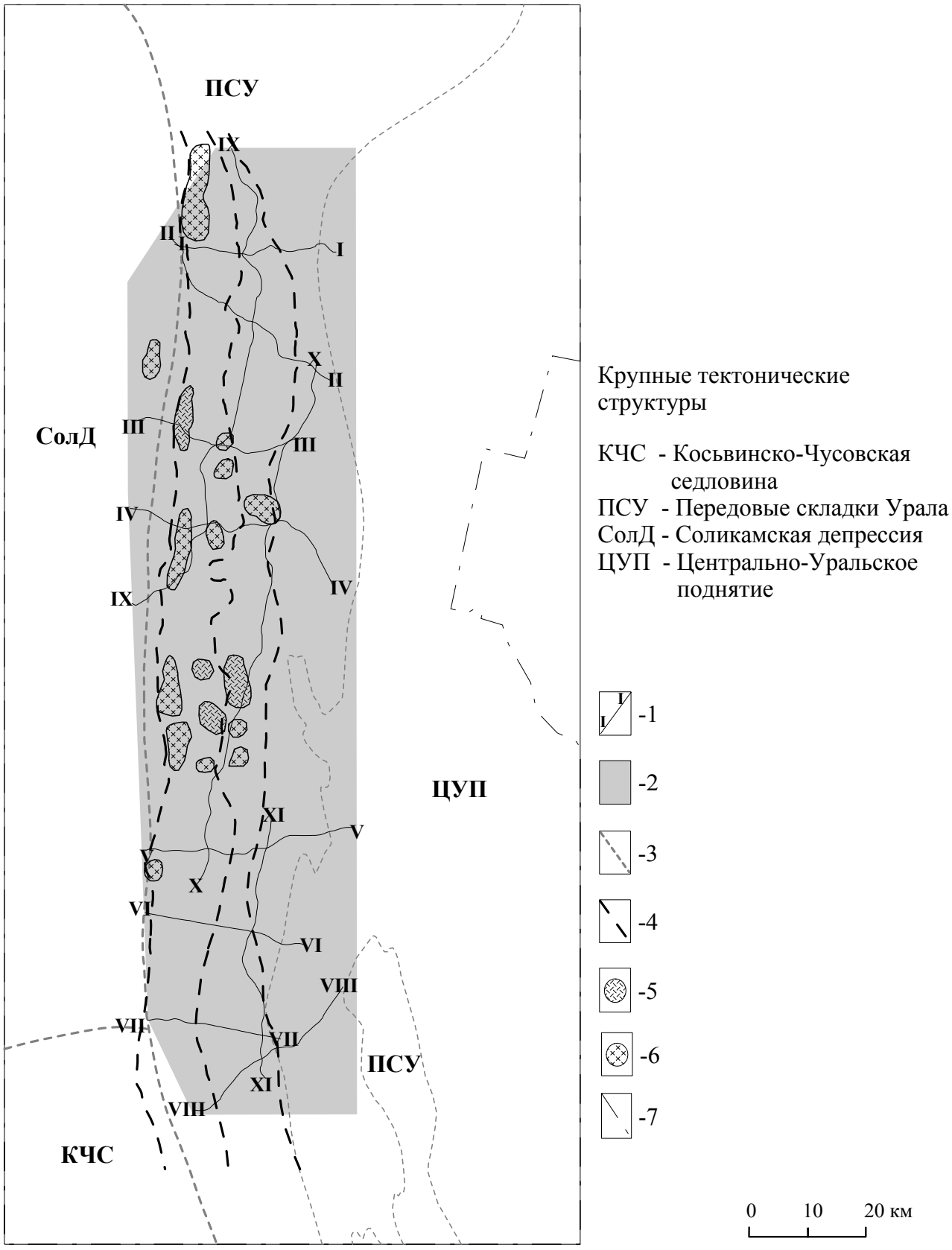


Рис.1. Обзорная схема региональных работ.
1 - региональные профили; 2 - площадь интерпретации при региональных работах; 3 - границы крупных тектонических структур; 4 - скорректированное положение карбонатных фронтов надвигов по данным гравиметрии; гравитационные аномалии: 5 - отображающие известные месторождения и структуры, 6 - наиболее перспективные при нефтегазопоисковых работах; 7 - граница Пермского края

Совместный анализ гравитационного и магнитного полей и их трансформант (модуля

полного горизонтального градиента и аномалии, получающейся после снятия линейного фона) позволил наметить две большие особенности глубинного строения территории, расположенные в северной и южной частях площади (рис. 2). Более четко указанные неоднородности проявляются в магнитном поле, поскольку не маскируются влиянием осадочного чехла (надвиговые структуры, терригенные толщи). Снятие гравитационного эффекта верхней части осадочного чехла позволяет проследить общие особенности глубинного строения и также наметить в поле □g (рис. 2а) две области повышенных значений. Оценка интегральных характеристик возмущающих объектов дала достаточно близкие величины при определении по гравитационному и магнитному полям. Сопоставление с данными сейсморазведки показало, что центры аномальных объектов лежат ниже поверхности фундамента. В кристаллическом фундаменте по данным геопотенциальных методов были намечены границы блоков и дано общее описание закономерностей его погружения.

В результате интерпретации гравитационного поля было выполнено уточнение положения выходов карбонатных пород в фронтах надвигов, выделяемых по данным геологической съемки (рис. 1), проанализированы трансформанты и выделены 47 локальных аномалий для интервала глубин до 3.0 км, связанные с положительными структурными формами по отражающему горизонту $II^{П}$. Четыре аномалии совпадают полностью или частично с известными объектами – Низовская, Верх-Ивакинская, Загорская структуры и Ветосское месторождение, в качестве новых наиболее перспективных выделено 13 аномалий (рис. 1). Бесперспективные аномалии имеют в основном тектоническую природу, перспективные – седиментационную и тектоно-седиментационную. Представляющие наибольший интерес в нефтепоисковом отношении гравитационные аномалии расположены в северной и центральной частях площади.

В результате подбора гравитационного поля для региональных профилей были построены согласованные сейсмогравиметрические модели, позволившие уточнить плотностное строение территории, при этом с фронтами надвигов связаны наибольшие отклонения плотности от средней для палеозойских осадочных комплексов. В восточной части площади для нерасчлененной по данным сейсморазведки осадочной толщи получены пониженные значения плотности. Данное обстоятельство связано со значительным влиянием тектонического фактора на трещинообразование и уменьшение плотности пород, указывая на малую перспективность этих территорий в нефтегазопоисковом отношении.

Таким образом, выполненные региональные работы позволили уточнить региональные особенности геологического строения территории, выделить крупные глубинные аномальные объекты, скорректировать положение основных надвигов, пересекающих площадь работ, наметить гравитационные аномалии, связанные с наиболее перспективными для работ на нефть и газ антиклинальными объектами в палеозойском осадочном комплексе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-96009

Литература:

1. Геник И.В. Изучение строения Предуральского краевого прогиба методами гравиметрии //"Стратегия и процессы освоения георесурсов": Материалы научной сессии Горного института УрО РАН по результатам НИР в 2003 году. Пермь, 2004. – С.116-120.
2. Методические аспекты комплекса региональных сейсмо-, грави-, магниторазведочных исследований, проводимых в Пермском Прикамье / Новоселицкий В.М., Неганов В.М., Бычков С.Г., Геник И.В., Зотеев М.С. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, Пермь, 24-29 января 2005 г., С.208-212.

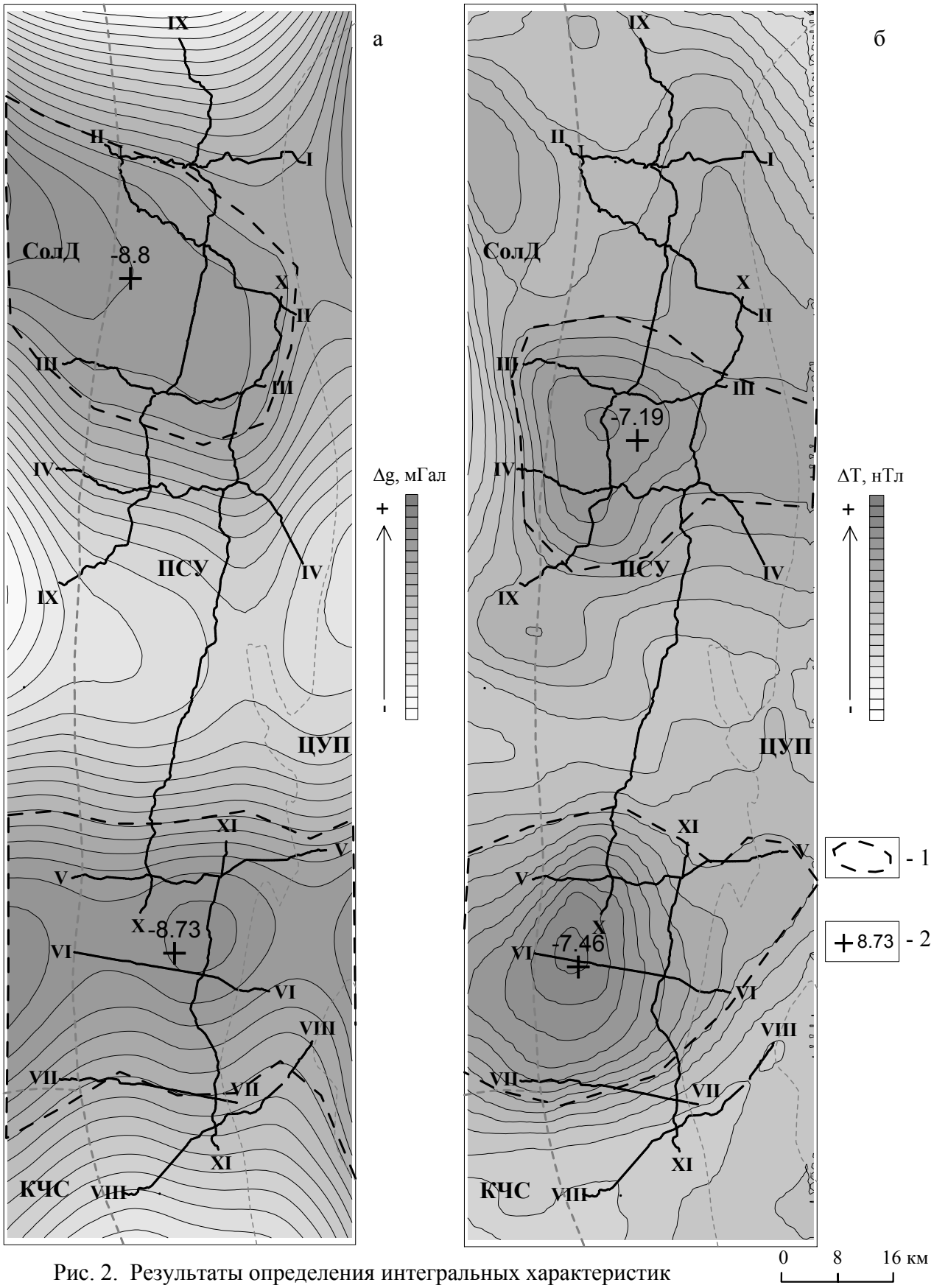


Рис. 2. Результаты определения интегральных характеристик возмущающих объектов по гравитационному (а) и магнитному (б) полям.
1 - контуры интерпретируемых аномалий; 2 - плановое положение центра аномалии и значение его глубины в км;
Остальные условные обозначения см. рис. 1

МАГНИТОАКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД ПЕСЧАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глухих И.И.[1], Иванченко В.С.[1], Строкина Л.Г.[1], Хейнсон А.П.[1], Алешин К.Б.[2]

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

При изучении магнитоакустической эмиссии (МАЭ) магнетитовых руд, в формировании которых принимали участие магматический, метасоматический и метаморфический процессы (Естюнинское месторождение на Среднем Урале) были установлены отличия информационных параметров для различных типов руд [1]. Дальнейшее изучение МАЭ природных ферримагнетиков было продолжено на сульфидно-магнетитовых рудах Песчанского месторождения.

Песчанское месторождение состоит из группы рудных тел (Новопесчанский участок, Западно-Песчанская залежь, Южная залежь и т.д.) и приурочена к северо-западному контакту Ауэрбаховского интрузивного массива [2]. Рудные залежи на месторождении локализуются только в скарнах, состоящих из граната ряда гроссуляр-андродид и моноклинного пироксена. Из вторичных минералов развит эпидот, кальцит, хлорит, кварц. Рудные тела сложены сплошными магнетитовыми, сульфидно-магнетитовыми и вкрапленными скарново-магнетитовыми рудами. Магнетитовое оруденение приурочено к концу роговиковой ступени приконтактового метаморфизма, когда отложение магнетита идет при незаконченном процессе образования граната и пироксина [2]. Сульфидное оруденение наложено на магнетитовое и сопровождается разложением граната и пироксена. В сульфидно-магнетитовых рудах отмечается магнетит второй генерации, который развивается по пирротину.

Нами изучена МАЭ образцов с Ново-Песчанского участка, Западно-Песчанской залежи и Южной залежи.

Образцы с Ново-Песчанского участка представлены сплошными магнетитовыми рудами (содержание магнетита от 70 до 95 %) с небольшой вкрапленностью сульфидов (пирит, халькопирит) и вкрапленными (скарновыми) рудами с содержанием магнетита от 40 до 60 %.

Западно-Песчанская залежь представлена также образцами сплошных магнетитовых (содержание магнетита 70 – 95 %) и вкрапленных магнетитовых (содержание от 20 до 60 %) руд. Практически во всех образцах присутствует сульфидная составляющая, представленная не только пиритом и халькопиритом, но и пирротином. В нескольких образцах магнетит практически отсутствует, и магнитная фракция представлена пирротином.

Образцы с Южной залежи, в основном, аналогичны образцам Западно-Песчанской залежи, то есть отмечаются наличием значительной доли сульфидов с пирротином.

Возможно, при изучении магнитоакустической эмиссии природных ферримагнетиков, которые, как правило, отличаются наличием нескольких магнитных фаз, целесообразно ввести понятие активности магнитоакустической эмиссии. Во-первых, имеет место аддитивное сложение сигналов МАЭ от различных источников МАЭ [3, 4], а во-вторых, величина сигнала МАЭ, диапазон её проявления в намагничивающем поле определяется особенностями доменной текстуры ферримагнетиков [1, 3]. Эта величина может быть определена как площадь, ограниченная кривой МАЭ для данной магнитной фазы, величиной магнитного поля на ½ амплитуды МАЭ и величиной намагничивающего поля, соответствующего медианному значению диапазона МАЭ.

По форме кривой МАЭ измеренные образы могут быть разделены на пять типов. К ***первому типу*** отнесены образцы, у которых МАЭ отсутствует. По минералогическому описанию в них отсутствует, или отмечается очень незначительная тонкая вкрапленность магнетита. Встречающийся пирротин, по-видимому, представлен гексоганальной разновидностью.

Второй тип образцов отличается одновершинной кривой МАЭ. Максимальное значение МАЭ наблюдается в магнитном поле 10 кА/м, диапазон проявления МАЭ – 80 кА/м,

магнитное поле, соответствующее половине амплитуды МАЭ, 20 кА/м. Такие параметры МАЭ близки к параметрам МАЭ сплошных руд Естюнинского месторождения, связанных со скарновой метасоматической стадией образования [1].

Для ***третьего типа*** образцов характерна двухвершинная кривая МАЭ. С некоторым приближением также кривые могут быть разделены на составляющие. Первая составляющая – с параметрами: магнитное поле максимума – 12 кА/м; поле половины амплитуды – 17 кА/м; диапазон – 65 кА/м. Вторая, соответственно: 25; 25 и 45 кА/м. Первая составляющая может быть обусловлена наличием магнетита, т.к. амплитуда её увязывается с количеством магнетита по минералогическому описанию. Параметры МАЭ в этой области близки к параметрам МАЭ образцов второго типа. Амплитуда второй составляющей МАЭ коррелируется с содержанием пирротина по минералогическому описанию. Нельзя исключить и вариант, что часть этой составляющей МАЭ связана со вторичным магнетитом, образовавшимся по пирротину.

Образцы ***четвертого типа*** обладают двухвершинной кривой МАЭ с асимметрией левой ветви кривой. Параметры основной кривой МАЭ соответствуют кривой МАЭ для образцов третьего типа, то есть первый пик объясняется присутствием магнетита, второй, в большей степени вероятности, – пирротином. Максимум амплитуды составляющей кривой МАЭ, обуславливающей асимметрию, приходится на область отрицательных намагничивающих полей, и может быть объяснен наличием обратнонамагниченной (по отношению к основной части) магнитной фазы. На Естюнинском месторождении такая фаза была обусловлена пирротином [1].

Образцы ***пятого типа*** представлены, в основном, моноклинным пирротином. По форме кривой МАЭ можно выделить три подтипа**. Первый подтип** обладает одновершинной кривой МАЭ с параметрами: максимум кривой МАЭ в магнитном поле 20 кА/м, магнитное поле половины амплитуды – 19 кА/м, диапазон МАЭ – 42 кА/м. Для **второго подтипа**, кроме отмеченной МАЭ, обусловленной пирротином, отмечается МАЭ с максимумом в поле 48 кА/м и незавершающаяся в диапазоне применяемых намагничивающих полей. Для образцов **третьего подтипа** на кривой МАЭ отмечается наличие асимметрии левой части, обусловленной, по-видимому, наличием ещё одной магнитной фазы.

Авторы благодарят главного геолога Богословского рудоуправления Казанцева А.В. за предоставленную для исследования коллекцию образцов.

Литература:

1. Глухих И.И., Иванченко В.С., Уткин В.И. Магнитоакустическая эмиссия магнетитовых руд сложного генезиза // ДАН, 2007. Т. 413. № 2. С.251-253.
2. Скарново-магнетитовые формации Урала: Средний и Южный Урал / Под ред. В.И. Смирнова, А.М. Дымкина. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 212 с.
3. Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальные исследования магнитоакустической эмиссии природных ферримагнетиков // Уральский геофизический вестник, 2000. № 1. С.40-46.
4. Горкунов Э.С., Ульянов А.И., Хамитов В.А. Магнитоупругая акустическая эмиссия в ферромагнитных материалах. 3. Влияние структурных изменений на магнитоупругую акустическую эмиссию (обзор) // Дефектоскопия, 2002. № 5. С.86-112.

О ВЫБОРЕ МОДЕЛИ ПАЛЕОКЛИМАТА ДЛЯ ВНЕСЕНИЯ ПОПРАВОК В ИЗМЕРЕННЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК НА УРАЛЕ

Голованова И.В.[1], Сальманова Р.Ю.[1], Демежко Д.Ю.[2]

1 - Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

2 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Предыдущими исследованиями в пределах Урала выявлена региональная аномалия низкого теплового потока. Одним из возможных факторов, искажающих наблюдаемое распределение теплового потока является палеоклимат. Распределение температуры в верхней части земной коры на глубине до нескольких километров искажено влиянием изменений температуры земной поверхности в прошлом, поэтому корректная оценка плотности теплового потока требует учета влияния палеоклимата.

Для введения климатической поправки в измеренный тепловой поток в первую очередь необходимо надежно оценить региональную климатическую историю. В последнее время сведения об изменении температуры поверхности Земли в изучаемом регионе существенно пополнились [1-4 и др.] По геотермическим данным получены многочисленные оценки изменений палеоклимата за последнее тысячелетие. Результаты геотермических реконструкций проанализированы совместно с метеоданными и немногочисленными другими имеющимися сведениями о прошлых изменениях климата. Более отдаленные климатические события, включая вюрм-голоценовое потепление оценены по данным из трех глубоких скважин: Ильменской-1, Уральской сверхглубокой СГ-4 и Леузинской-1, расположенной в башкирской части Предуральского прогиба. Анализ геотермических данных по уральским скважинам позволил выявить широтную зависимость климатического сигнала. Анализ геотермических данных по более обширной территории, выполненный Д.Ю.Демежко с соавторами, позволил выявить закономерности пространственного распределения амплитуды плейстоцен/голоценового потепления в северной Евразии [4-6 и др.]. Таким образом, при введении палеоклиматической поправки в измеренный тепловой поток на Урале появилась возможность учесть зависимость палеоклиматического сигнала от широты и долготы местности. Полученные результаты использованы для более обоснованной оценки прошлых изменений климата на Урале и для математического моделирования вызванных ими искажений теплового потока и геотермического градиента.

С учетом результатов изучения палеоклимата, полученных в последние годы, в работе предложен способ введения палеоклиматической поправки в измеренный тепловой поток на Урале. Предлагаемая методика заключается в следующем.

Климатические поправки в измеренный геотермический градиент рассчитываются на основе решения одномерного нестационарного уравнения теплопроводности. Известно, что в современном геотемпературном поле наиболее заметный след оставили два климатических эпизода прошлого – вюрмское оледенение 80-10 тысяч лет назад и малый ледниковый период 600-150 лет назад [1]. Причем влияние первого распространяется до первых километров, второго – до нескольких сотен метров. Поэтому считается, что без значимой погрешности для решения задачи возможно использование упрощенной климатической модели, включающей лишь эти два палеоклиматических эпизода (модель 2, рис. 1). Однако, видно, что в самой верхней части разреза аномальные градиенты, рассчитанные по упрощенной и более детальной палеоклиматическим моделям существенно различаются. В то же время, среди опубликованных данных по тепловому потоку Урала довольно много таких скважин, в которых при определении теплового потока включен самый верхний интервал. Поэтому, в данной работе мы не используем упрощенную модель палеоклимата. Мы опираемся на сведения об изменении средней глобальной температуры воздуха в северном полушарии в отклонениях от современной температуры, приведенные в монографии [1] (модель 3 на рис. 1) как компиляция литературных данных, с учетом регионального коэффициента.

В первом приближении для получения региональной палеотемпературы можно умножить среднеглобальное отклонение температуры от современной на коэффициент К,

зависящий от широты местности φ. Мы использовали зависимость, рекомендованную в работе [7]:

$$K(\varphi) = 1{,}5 + (\varphi - 40)/30.$$

Зависимость от долготы связана с осеасимметричным характером вюрм/голоценового потепления. Согласно палинологическим оценкам, подтверждаемым и данными геотермии [4 и др.], центр потепления находился в Северной Атлантике. Изолинии потепления таким образом снижаются примерно на 5º широты при удалении на 20º долготы на запад от уральского меридиана. Результаты реконструкции палеоклимата по данным из глубоких уральских скважин хорошо согласуются с этой моделью, подтверждая тем самым ее справедливость. Влияние долготы в нашей модели учитывается введением так называемой эквивалентной широты, которая учитывает влияние одновременно и широты, и долготы местности

$$\varphi_{экв} = \varphi\text{-}(\lambda\text{-}60)*0{,}25,$$

где φ- широта, λ- долгота.

Отметим, что позднее были предложены несколько другие зависимости для описания регионального распределения палеоклиматического сигнала [6], однако для изучаемой территории результат практически не изменяется.

С учетом эквивалентной широты и зависимостей, предложенных в работе [7] рассчитаны значения регионального коэффициента и начальной температуры поверхности Земли. Полученные при таком подходе амплитуды вюрм-голоценового потепления хорошо согласуются с данными об их широтном изменении вдоль уральского меридиана 60º с.ш. Амплитуды похолодания и потепления малого ледникового периода также хорошо согласуются с оценками, выполненными по геотермическим данным [1 и др.].

Полученные значения регионального коэффициента и начальной температуры поверхности Земли использованы при моделирования искажений теплового потока и геотермического градиента для различных зон изучаемого региона.

Искажения геотермического градиента и теплового потока под влиянием палеоклимата распределены неравномерно по глубине. Наиболее значительные отклонения вызваны вюрм-голоценовым потеплением, его влияние распространяется до первых километров. Малый ледниковый период (600-150 лет назад) оказывает влияние на распределение градиента в верхних 400-500 м.

Определение теплового потока на изучаемой территории проводилось классическим раздельным способом. При этом средневзвешенная величина теплового потока по скважине определялась по его поинтервальным значениям. Влияние палеоклимата сказывается во всем интервале определения теплового потока. Оно будет больше, если тепловой поток определялся в неглубокой скважине, или, если интервал определения теплового потока включает верхнюю часть разреза скважины. Если тепловой поток определялся в глубоких скважинах, особенно, если учитывались данные только по нижней части разреза, то поправки могут быть незначительными. Поэтому мы предлагаем рассчитывать средневзвешенную поправку на влияние палеоклимата во всем интервале определения теплового потока исходя из результатов моделирования.

Таким образом, полученная зависимость искажений градиента температуры от глубины используется для определения средневзвешенного искажения теплового потока в интервале его определения. Кроме того, результаты моделирования позволяют оценить искажения теплового потока на отдельных интервалах глубин.

Введены поправки на влияние палеоклимата в измеренный тепловой поток по всем скважинам, в которых выполнены его измерения. Составлен новый вариант карты теплового потока Урала, исправленного на влияние палеоклимата.

Результаты свидетельствуют о том, что искажающее влияние палеоклимата сильнее выражено в неглубоких скважинах, расположенных преимущественно в Тагило-Магнитогорской зоне, пространственно совпадающей с зоной аномально низких тепловых потоков. Однако зона аномально низких тепловых потоков в Магнитогорской зоне четко выявляется и при внесении поправок, то есть возникновение этой аномалии невозможно

объяснить только влиянием палеоклимата. Скорее всего, она связана с особенностями глубинного строения и геологического развития.

Таким образом, в работе предложена модель прошлых изменений климата, позволяющая ввести палеоклиматические поправки в измеренные значения теплового потока на Урале. Учет влияния палеоклимата должен внести вклад в уточнение представлений о распределении теплового потока на Урале и в понимание природы Уральской аномалии тепловых потоков.

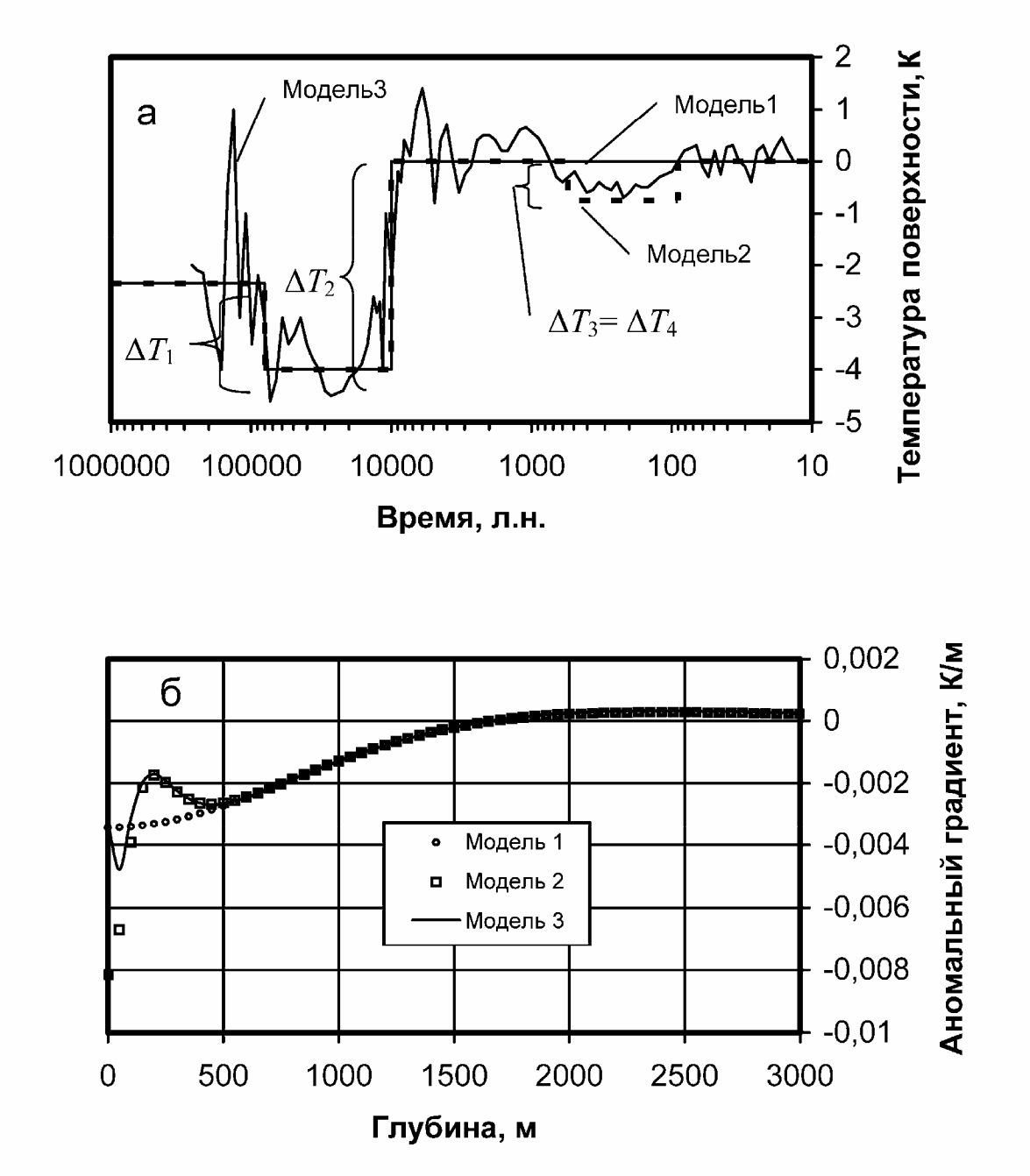


Рис.1. Палеоклиматические модели различной степени детальности (а) и соответствующие им вертикальные распределения аномального геотермического градиента (б).

Литература:

1. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

2. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
3. Голованова И.В., Валиева Р.Ю. Новые оценки амплитуды вюрм-голоценового потепления на Южном Урале по геотермическим данным / Геологический сборник №5: Информационные материалы ИГ УНЦ РАН, Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2006. С. 201-203.
4. Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г. Сопоставление климатов последней ледниковой эпохи и современного на основе данных скважинной геотермии / Глубинное строение, геодинамика, мониторинг, тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Третьи научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2005. С. 92-94.
5. Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г. Геотермические оценки амплитуд голоценового потепления в Европе // Докл. РАН. 2005. Т. 406, № 5. С. 688-690.
6. Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Уткин В.И., Дучков А.Д., БалобаевВ.Т. Пространственные закономерности плейстоцен/голоценового потепления в Северной Евразии. Анализ геотермических данных. // Уральский геофизический вестник №1 (10), Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 6-26.
7. Пименов В.П., Попов Ю.А., Климанов В.А. Вертикальные вариации теплового потока и палеоклимат // Физика Земли. 1996. № 6. С. 84–92.

ПРОЯВЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ И СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ НА ТЕРРИТОРИИ ЕКАТЕРИНБУРГА

Гуляев А.Н.[1,2] Дружинин В.С.[1,2], Дёмина А.Ю.[2], Косолапов А.А.[2]

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – ГОУНПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург

Екатеринбург располагается на восточном склоне новейшего Уральского орогена, продолжающийся рост которого сопровождается подвижками блоков верхней части земной коры по зонам нарушения ее сплошности, наклонами блоков и ощутимыми землетрясениями. Особенностью Екатеринбурга и других городов, расположенных в пределах «обнаженного» Урала, является то, что они построены на коренных скальных палеозойских породах, перекрытых относительно маломощным (от долей метра до 15-25 м) преимущественно глинистым чехлом коры выветривания и четвертичных отложений. Четвертичная геодинамика на территории города проявляется в особенностях пространственного расположения, изменения мощности и состава четвертичных отложений, в морфологии рельефа дневной поверхности. Современная геодинамика отражена в вертикальных подвижках дневной поверхности по данным повторных нивелировок. Не исключено, что она так же проявляется и в виде аварий на линиях подземных коммуникаций, участки которых могут соответствовать участкам пересечения этих линий с зонами нарушения сплошности и деформаций верхней части земной коры, проявляющим активность на современном этапе.

Проявления современных вертикальных движений земной коры оценивались по данным повторных нивелировок первого и второго класса, выполненных предприятием «Уралгеодезия» по линиям железных дорог относительно фундаментального репера 340, расположенного в юго-западной части сквера Оперного Театра в Екатеринбурге. Анализ этих данных позволят заключить, что современными относительными воздыманиями со скоростями порядка сотых – десятых долей мм в год охвачена центральная часть Исетской денудационно-тектонической впадины и частично ее северо-северо-восточное обрамление (рис. 1). Эта область соответствует согласно [1,2] ядру палеозойской Визовской мегантиклинали, в котором обнажаются граниты Визовского сателлита Верх-Исетсткого массива. Характерной особенностью этой структуры, согласно [1], является ее дискордантное по отношению к субмеридиональным Уральским структурам запад-северо-западное направление по азимуту около 300 градусов. В мезо-кайнозойское время по ней развилась новейшая денудационно-тектоническая Исетская впадина, освоенная в четвертичное время долиной р.Исеть. Территории расположенные к юго-западу и северо-востоку (на крыльях Визовской мегантиклинали) испытывают относительное погружение с такими же скоростями.

Другим признаком недавних вертикальных движений блоков верхней части земной коры являются перехваты речных долин небольших речек, притоков Исети и Пышмы. Одним из таких примеров может быть субмеридиональный линейный в плане участок, соединяющий поймы Пышмы и Исети развития иловатых глин, который может представлять собой реликтовые аллювиальные осадки речки, являвшейся притоком Исети или Пышмы или палеоруслом какой либо из этих рек. Возможное поднятие блока земной коры между жилыми массивами «Эльмаш» и «Пионерский» в позднечетвертичное (голоценовое?) время преградило путь воде по этому элементу ландшафта.

Признаки относительно высокоамплитудных послеплейстоценовых вертикальных движений блоков земной коры, сыгравших серьезную роль в формировании Обсерваторской возвышенности в центре Екатеринбурга приведены в работе [3]. Они представляют собой трещины растяжения в коренных палеозойских породах, заполненные песчано-галечниковым материалом раннеплейстоценого возраста. Предполагается, что «по этим трещинам происходили дифференциальные движения в земной коре, приведшие к плавному изгибанию ее поверхности» [3]. С трещиной у западного подножья Обсерваторской

возвышенности связаны мощные родники, в частности Малаховский ключ, являвшийся в прошлом источником водоснабжения города.

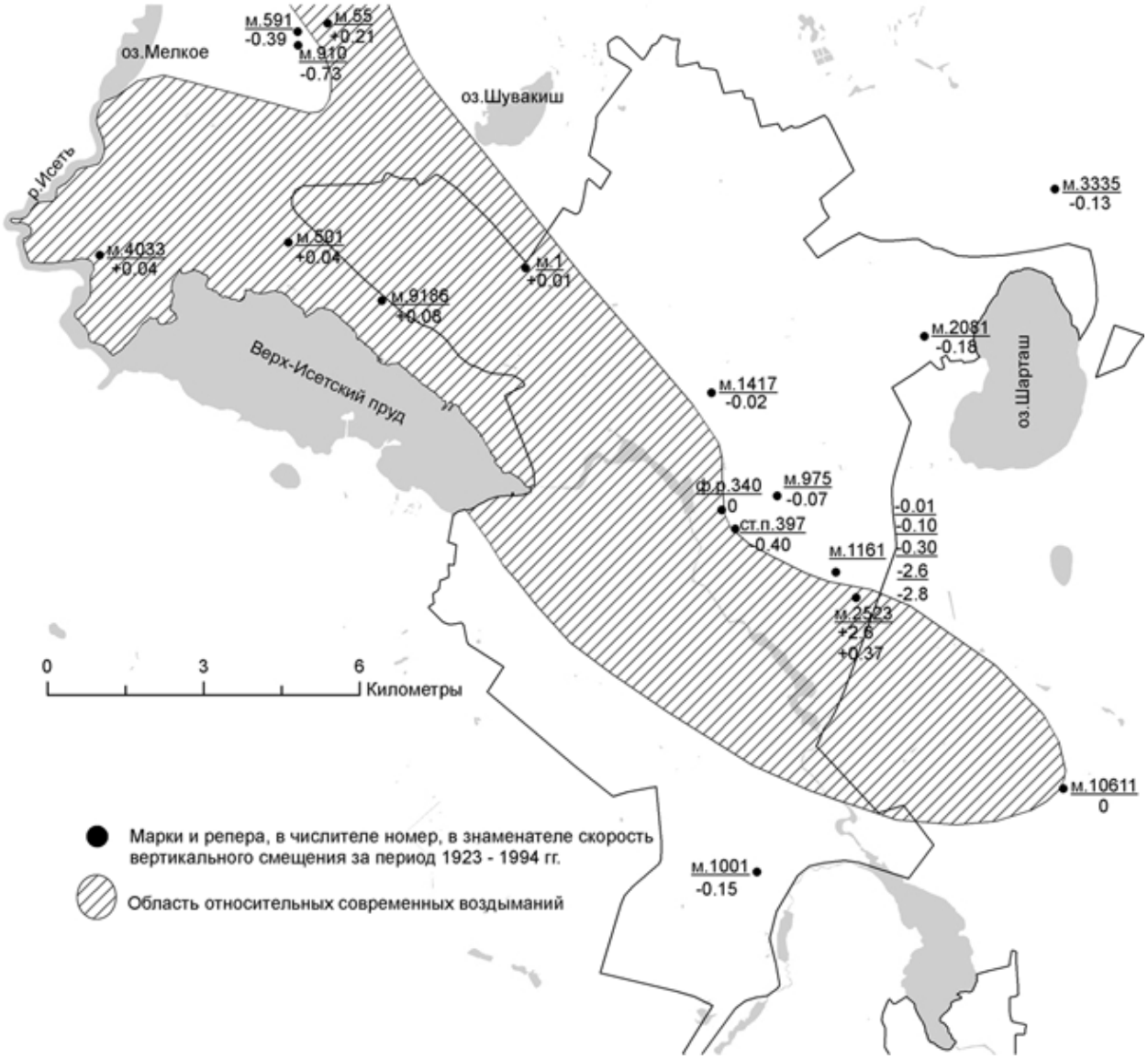


Рис.1. Схема скоростей современных вертикальных движений дневной поверхности на территории Екатеринбурга за период с 1923 по 1994г.г. по данным повторных нивелировок по линиям железных дорог относительно фундаментального репера 340, расположенного в юго-западной части сквера Оперного театра. В числителе - номер марки, репера, в знаменателе - скорость современных вертикальных движений дневной поверхности в мм в год. Составил Гуляев А.Н. по данным предприятия «Уралгеодезия», 2000 г.

Четвертичные отложения на территории города представлены аллювиальными, делювиальными и озерно-болотными отложениями [1,2]. Разрез аллювиальных четвертичных отложений на территории города (по данным выполненного нами обобщения данных инженерно-геологических изысканий, проведенных на территории Екатеринбурга разными организациями) характеризуется тем, что в нижней его части отложены более грубообломочные песчанистые и гравелитистые отложения. В верхней части они сменяются глинистыми и илистыми отложениями. Такой характер разреза позволяет предположить, что в первой половине четвертичного периода подъем земной коры на территории Екатеринбурга и его окрестностей происходил с относительно более высокими скоростями, чем во второй его половине.

Анализ пространственного расположения четвертичных аллювиальных отложений, их мощностей и состава с учетом морфологии дневной поверхности позволяет предположить, что под воздействием недавних (четвертичных) и современных тектонических процессов река Исеть меняла свое русло. В относительно недавнем по геологическим масштабам прошлом она могла протекать в южной и юго-западной частях города по Широкореченской и Патрушихинской впадинам. Затем в результате продолжения подъема и увеличения угла наклона склона Уральского новейшего орогена она последовательно отступала к северо-востоку пока не заняла свое современное положение в Исетской новейшей денудационно-тектонической впадине.

Авариям на линиях подземных коммуникаций на территории Екатеринбурга предположительно могут способствовать современные подвижки блоков верхней части земной коры по зонам нарушения ее сплошности [4]. Согласно [5,6] в этих зонах отмечается высокоамплитудные знакопеременные цикличные подвижки, внутриразломный мерцающий крип [7]. Материал земной коры в зонах нарушения ее сплошности находится в непрерывном движении, его состояние можно характеризовать как квазитиксотропное [5]. Современная подвижность верхней части земной коры территории Екатеринбурга может быть обусловлена воздействием на нее эндогенных (тектонических), экзогенных (лунно-солнечные приливы, вариации основных атмосферных параметров, обусловленных прохождением циклонов и атмосферных фронтов, магнитные бури) и техногенных (взрывы в карьерах в окрестностях города, вибрации от движения транспорта и работы промышленных установок) факторов. Можно видеть (рис.2), что аварийные участки, образуют цепочки и полосы субширотного, субмеридионального и диагонального направлений, предположительно отмечающие зоны нарушения сплошности и деформации верхней части земной коры, проявляющие активность на современном этапе. По ориентировке этих структур в плане можно оценить общий характер подвижек блоков верхней части земной коры по ним. Согласно [8,9,10] верхняя часть земной коры территории Екатеринбурга в новейшее время находится в условиях субширотного сжатия. В общих чертах наследуется направление сжатия и тектоническая ситуация палеозоя. Поэтому субширотные зоны нарушения сплошности согласно [8] представляют собой трещины отрыва (растяжения), субмеридиональные – зоны сжатия (проявлены преимущественно в виде всбросов и надвигов), а диагональные – зоны скола (зоны сдвигов). Наиболее крупные субширотные зоны протягиваются: а) вдоль ул. Малышева, Радищева, Энгельса, б) Большакова, Фурманова. Наиболее крупные субмеридиональные аварийные зоны приурочены к системам Западно – и Восточно-Свердловских разломов и протягиваются через жилые массивы «Вторчермет», «Центр», «Пионерский», «Уралмаш», «Эльмаш». Наиболее крупные диагональные аварийные зоны протягиваются вдоль Исетской новейшей денудационно тектонической впадины и вдоль впадины жилого массива «Юго-Западный», вдоль Олховской и Сортировской впадин, предположительно развившихся по зонам деформаций сдвигового характера. Относительно повышенная подвижность верхней части земной коры в пределах этих структур могла способствовать повреждению и разрушению жилых домов – на ул. Мусргского, 6, в пер. Коллективном,6 в жилом массиве «Вторчермет» и на ул. Ирбитской в жилом массиве «Пионерский».

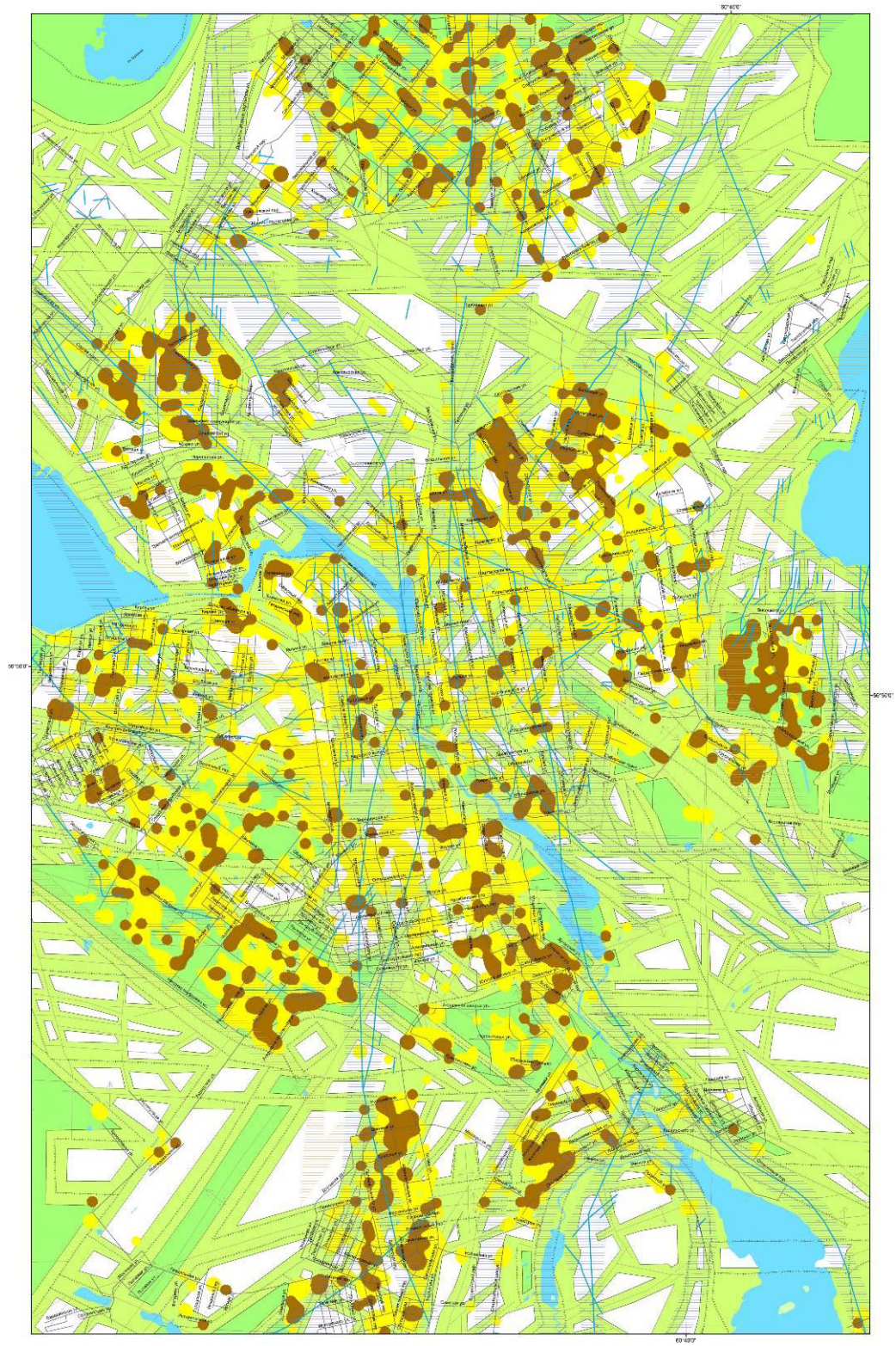


Рис. 2 Схема аварийных участков на линиях подземных коммуникаций на территории Екатеринбурга за период 1995–2005 гг. по данным МП «Водопровод». Составили: Гуляев А.Н., Лыхина Н.Б., Дёмина А.Ю., Косолапов А.А., 2006г.
Темным цветом выделены участки, где произошло более одной аварии. Желтым (фоновым) цветом выделены участки, где произошло по одной аварии. Тонкими линиями показаны оси предполагаемых зон нарушения сплошности верхней части земной коры, толстыми линиями показаны дайки гранит-аплитов.

Литература:

1. Геология СССР, том XII, часть 1,книга 2, М, Недра, 1969. 304 с.

2. Кузовков Г.Н., Двоеглазов Д.А., Вагшаль Д.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О -41 – XXV, Свердловск, 1987, 170 страниц и графические приложения.
3. Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала., М, Недра, 1964. 304 с.
4. Дёмина А.Ю., Гуляев А.Н., Дружинин В.С., Осипов В.Ю. Предполагаемые зоны повышенной подвижности верхней части земной коры на территории Екатеринбурга // Материалы XII международной конференции «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения», Воронеж, 2006. С.177–180.
5. Сашурин А.Д., Боликов В.Е. Геодинамический фактор риска аварий и катастроф в комплексном освоении подземного пространства г. Екатеринбурга // Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений, Труды Международной конференции, Екатеринбург, 2004. С.90-93.
6. Боликов В.Е., Слепенков А.В. Обеспечение устойчивости подземных канализационных коллекторов // Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений, Труды Международной конференции, Екатеринбург, 2004. С.41- 44.
7. Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику, М, Научный мир, 2004. 214 с.
8. Зубков А.В. Геомеханика и геотехнология, Екатеринбург, 2001. 333 с.
9. Тагильцев С. Н. Основы гидрогеомеханики скальных массивов: Учебное пособие по дисциплине «Гидрогеомеханика» Екатеринбург: Изд. УГГГА, 2003, 88 с.
10. Болотнова Л.А., Гуляев А.Н. Геофизическая оценка состояния геологической среды Екатеринбурга / Горный журнал (известия высших учебных заведений), № 4, 2007. С. 127–134.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ТИТАНОМАГНЕТИТОВ

Данукалов К.Н.

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Титаномагнетит, то есть твердый раствор магнетита и ульвошпинели, является одним из наиболее распространенных природных ферримагнетиков, используемых при палеомагнитных исследованиях, и основным магнитным минералом изверженных горных пород. Титаномагнетиты возникают практически во всех изверженных породах на разных стадиях магматического процесса. Большая часть составов титаномагнетитов метастабильна в условиях поверхности Земли, и они, как правило, не могут существовать длительное время в горных породах в первичном состоянии. В ряде случаев время сохранности титаномагнетитов горных пород не может превышать 5-6 млн.лет, поэтому изучение их фазовых превращений дает возможность создания шкалы для определения возраста пород в указанном промежутке времени [1]. Наличие характерных ассоциаций минералов – продуктов фазовых изменений, позволяет оценивать состав первичного титаномагнетита в древних горных породах, открывая тем самым широкие перспективы при исследовании древнего вулканизма, эволюции магматических очагов, условий образования и существования изверженных пород и многих других вопросов. В то же время показано, что во многих случаях титаномагнетиты частично или полностью сохраняются в горных породах, возраст которых значительно превышает 6 млн. лет. Это позволяет использовать титаномагнетиты при решении множества задач палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Таким образом, интерес геологов и геофизиков различных направлений к изучению физических свойств титаномагнетитов при разнообразных термодинамических условиях несомненен. Рядом авторов [1-4] описаны эксперименты по синтезу титаномагнетитов при высоких температурах, давлениях и различных окислительно-восстановительных условиях. Детально исследованы температурные преобразования титаномагнетитов [1, 4-8] и установлено, что основные изменения титаномагнетитов могут происходить в результате следующих процессов: распада твердого раствора титаномагнетита; многофазного окисления; однофазного окисления, приводящего к образованию катион-дефицитных титаномагнетитов. Вопрос же влияния давления на титаномагнетиты при комнатной температуре изучен недостаточно.

Цель настоящей работы – выявить изменения магнитных структурно-чувствительных характеристик различных титаномагнетитов при высоких квазивсесторонних давлениях, а также установить, как эти давления влияют на дальнейшие превращения титаномагнетитов.

В качестве объектов исследования были выбраны сильно измененные крупнокристаллические низкотитанистые (Tc = 520-540 °C) уральские титаномагнетиты из кварцевой жилы, отобранные на хребте Урал-Тау в районе Тирляна (Башкортостан) и несколько типов свежих океанических базальтов, извлеченных из скважин во время рейсов 65 и 69 судна «Гломар Челленджер» в районе Коста-Риканского рифта [9, 10]. Базальты содержат неизмененные высокотитанистые титаномагнетиты с очень низкими температурами Кюри (Tc = 160-240°C) и значениями разрушающего поля. Ряд контрольных менее детальных опытов был проведен с другими уральскими титаномагнетитами и современными камчатскими лавами. Всего было изучено 15 различных штуфов, по 1-5 образцов (в зависимости от детальности опыта) из каждого штуфа.

Высокие квизигидростатические давления до 20 кбар создавались в двухслойной твердофазовой камере типа цилиндр-поршень диаметром 12 мм в присутствии лабораторного магнитного поля. Образцы выдерживались под давлением в течение 30 минут. Средой, передающей давление, являлся цемент «Силидонт». Тарировка камеры производилась по фазовому переходу в соли RbCl. Магнитные измерения были выполнены на стандартной и оригинальной магнитометрической аппаратуре: астатическом магнитометре МА-21, измерителе остаточной намагниченности ИОН-1, каппа-мостике KLY-2, рок-генераторе системы Дианова-Клокова с пределом измерений от 2×10^{-6} до 2×10^{-1}

Гс×см^3 и термомагнитометре Jrs с вращением образца конструкции К.С. Буракова чувствительностью 1×10^{-5} Гс×см^3/дел.

Разрушающее поле насыщения Hcr (то есть основной параметр, характеризующий магнитную жесткость) образцов океанических базальтов и уральского титаномагнетита увеличивается в 3 – 4 раза после нагружения до 20 кбар. Изменения Hcr и остаточной намагниченности насыщения Jrs при нагружении аналогичны и у всех остальных образцов , то есть наблюдается необратимое увеличение этих параметров с повышением давления, наиболее интенсивное до значений сжимающей нагрузки в 2-8 кбар для разных образцов. Различия могут наблюдаться в абсолютных величинах магнитных параметров и степени их возрастания, но тенденция к асимптотическому росту одинакова для всех образцов. Такое поведение магнитных характеристик в целом согласуется с литературными данными для материалов с положительной константой магнитострикции [11]. Оно обусловлено ростом магнитной жесткости минерала, вызванным увеличением плотности дислокаций и дефектности структуры (появилась микроблочность, произошла собирательная перекристаллизация гематитовых примесей, возможен даже частичный распад твердого раствора [12]) при высоких механических нагрузках. Как известно [11], коэрцитивная сила пропорциональна корню квадратному из объемной плотности дислокаций, так как дислокация обладает некоторым полем напряжений и представляет собой определенный энергетический барьер при движении доменной границы через нее. Под влиянием гидростатического давления дислокации могут образовываться необратимо и скапливаться кучками вокруг включений. Вследствие больших напряжений в ядре дислокации область ферромагнетика вблизи дислокации обладает высокой коэрцитивной силой и ведет себя как однодоменная частица. Такие скопления дислокаций могут задерживать движение доменных границ, затрудняя тем самым процессы перемагничивания и повышая магнитную жесткость ферромагнитного материала.

Магнитная восприимчивость æ почти всех образцов, за исключением особо оговоренных случев, при нагружении ведет себя следующим образом: сначала æ возрастает (до 3-10 % для разных образцов), этот рост продолжается до значений давления 0,5-1,5 кбар, затем магнитная восприимчивость существенно уменьшается, причем в ряде случаев æ при 20 кбар в 2,5 раза меньше исходной.

Образец	Jrs, Гс×см^3/г		Hcr, э		æ, усл.ед	
	До опыта	после опыта	до опыта	после опыта	до опыта	после опыта
№ 8, монокристалл титаномагнетита, хр. Урал-Тау р-н Тирляна из кварцевой жилы.	0,075	0,078	660	2140	128	166
№ 12- 3, массивный афировый базальт, рейс 65 судна «Гломар Челленджер», скв. 482 В.	0,108	0,206	60	236	2134	895
№ 20-1, порфиритовый пиллоу-базальт, рейс 65 судна «Гломар Челленджер», скв. 483.	0,165	0,264	90	306	934	503

В таблице сравниваются величины магнитных характеристик образцов, выдержанных в течение 30 минут под давлением 20 кбар, с магнитными характеристиками исходных образцов. Причем выбраны только крайние случаи, то есть сильно измененный низкотитанистый титаномагнетит (обр. № 8) и два неизмененных высокотитанистых титаномагнетита из свежих океанических базальтов (обр. №№ 12-3 и 20-1). Об образце № 8 следует сказать особо. Ранее проведенные детальные магнитометрические и

микроскопические исследования [12] показали, что он состоит из очень низкотитанистого титаномагнетита (почти магнетита) с сильной структурой распада магнетит-ильменит и с вкраплениями гематита. Данные по микрозондированию на микроанализаторе MS-46 позволяют утверждать, что пластинчатые выделения ильменита (под рудным микроскопом) из структуры распада гематит–ильменит представляют собой на самом деле гемоильменит, то есть в образце кроме титаномагнетита присутствуют еще два магнитных минерала, хотя и обладающие меньшим магнитным моментом, но зато более магнитожесткие и с отрицательной константой магнитострикции (что приводит к противоположным изменениям некоторых магнитных параметров при нагружении). Такой сложный состав образца № 8 и приводит, по-видимому, к нетипичным для титаномагнетита явлениям: рост æ после воздействия давления, слишком большая исходная величина Hcr (660 э), слишком большое для такого сильно измененного титаномагнетита ее возрастание при нагружении (до 2140 э). Тем не менее, в целом таблица иллюстрирует сильное необратимое увеличение разрушающего поля насыщения и остаточной намагниченности насыщения, а также уменьшение магнитной восприимчивости свежих океанических базальтов с возрастанием давления на фоне более слабых изменений магнитных характеристик в низкотитанистых измененных титаномагнетитах (Jrs образца № 8; Hcr, Jrs и æ других уральских образцов, литературные данные).

На графиках термомагнитного анализа Jrs образцов, приведенных в таблице, видно сильное отличие формы кривых Jrs (T) первого и второго нагрева у образцов, выдержанных под давлением, практически не наблюдающееся у исходных образцов. Но если у титаномагнетита № 8 такое изменение формы кривой Jrs(T) свидетельствует лишь об изменении структуры (разрушение под негидростатическим давлением, увеличение плотности дислокаций), температура же Кюри остается неизменной; то в случае свежих океанических базальтов четко устанавливается существенное увеличение температуры Кюри (до 525°C у обр. № 12-3 и до 400°C у обр. № 20-1) после первого нагрева у образцов, подвергшихся воздействию высокого давления, на фоне значительно более слабого возрастания Tc (до 450°C у обр. № 12-3 и до 350°C у обр. № 20-1) у ненагружавшихся образцов. Кроме того, у этих образцов ещё и относительная доля фазы с высокой температурой Кюри гораздо меньше, чем у образцов, выдержанных под давлением. Изменение температуры Кюри указывает на фазовые превращения, скорее всего высокотемпературное окисление, в титаномагнетитах. Абсолютные изменения остаточной намагниченности насыщения при этом составили: у титаномагнетита №8 отношение Jrs образца, выдержанного под давлением, к Jrs исходного образца, было равным 1.04, отношение Jrs, созданной после первого цикла нагрев-охлаждение, к начальной Jrs для исходного образца – 0.88 и такое же отношение для нагружавшегося образца – 1.73; у базальта № 12-3 эти отношения были 1.92, 0.96 и 1.37; а у базальта №20-1 – 1.60, 0.81 и 1.44 соответственно.

В заключение следует отметить, что высокое давление вызывает необратимые изменения магнитных структурно-чувствительных параметров изученных титаномагнетитов, что свидетельствует о структурных изменениях в них. Это облегчает дальнейшие фазовые превращения минералов, причем, чем меньше изменен исходный титаномагнетит, тем сильнее возрастает магнитная жесткость при воздействии высокого давления и тем легче вызываются последующие фазовые превращения в нем.

Автор выражает признательность к.ф.-м.н. Л.В. Тихонову (ИФЗ РАН) за любезное предоставление коллекции океанических базальтов.

Литература:

1. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
2. Багина О.Л., Карпова О.В., Лифшиц Л.Д., Петрова Г.Н. Изменение природного титаномагнетита при высоких давлениях и температурах. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 2. С. 103-108.
3. Akimoto S., Katsura T., Yoshida M. Magnetic properties of $Fe_2TiO_4 – Fe_3O_4$ system and their change with oxidation. // J. Geomagn. and Geoelectr. 1957. V. 9, № 4. P. 165-178.
4. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 592 с.
5. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
6. O'Reilly W. , Banerjee S. Oxidation of titanomagnetite and self- reversal. // Nature. 1966. V. 211, № 5044. P. 26-28.
7. Ozima M., Larson E. Low- and high- temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of Submarine basalts. // J.Geophys. Res. 1970. V.75, № 5. P. 1002-1019.
8. Ozima M., Sakamoto N. Magnetic properties of synthetic cation deficient titanomagnetites. // J. Geophys. Res. 1971. V. 76, № 29. P. 7035-7046.
9. Pechersky D.M., Tikhonov L.V., Zolotorev B.P. Rock magnetism and paleomagnetism of basalts drilled during Deep Sea Drilling Projekt Leg 65. // Initial Reports of the DSDP. - Washington: U.S. Government Printing Office, 1983. V. 65. P. 717-726.
10. Pechersky D.M., Tikhonov L.V., Pertsev N.N. Magnetic properties of basalts, Deep Sea Drilling Project Legs 69 and 70. // Initial Reports of the DSDP. - Washington: U.S. Government Printing office, 1983. V. 69. P. 705-710.
11. Бабич В.К., Пирогов В.А. О природе изменения коэрцитивной силы при деформации отожженных углеродистых сталей. // Физика металлов и металловедение. 1969. Т. 28. С. 447-453.
12. Данукалов К.Н., Пшеничный Г.Н. Влияние квазивсесторонних давлений на магнитные характеристики минералов. // Тезисы докладов 2 Всесоюзного съезда «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». – Тбилиси: Изд-во Тбил. Ун-та, 1981. Ч. 1. С. 99.

УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ НЕОДНОРОДНО НАМАГНИЧЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА НА РЕЗУЛЬТАТЫ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ (НА ПРИМЕРЕ ЮНАРИНСКОЙ ПЛОЩАДИ)

Долгаль А.С.[1], **Червоный Н.П.**[2]

1 - Горный институт УрО РАН, Пермь
2 - ООО «Сибирьгеофизика», Лесосибирск
dolgal@mi-perm.ru

Результаты аэромагнитных измерений, выполненных в областях развития трапповых образований, содержат специфические искажения, обусловленные влиянием неоднородно намагниченного расчлененного рельефа земной поверхности. Эти искажения фиксируются визуально, в виде магнитных аномалий, имеющих ярко выраженную корреляцию с отдельными формами рельефа дневной поверхности (хребет, впадина и т.п.). Однако, в условиях южной части Сибирской платформы (в отличии от Норильского района) тесной взаимосвязи между высотами и амплитудой магнитного поля не отмечается.

Здесь нередко встречается «островное» развитие траппов среди практически немагнитных осадочных пород. Интрузии траппов не просто залегают на осадочных отложениях, а сложнейшим образом инъецируют их. Особенностью пород трапповой формации, слагающих верхнюю часть геологического разреза, является высокая изменчивость петромагнитных характеристик – в частности, естественная остаточная намагниченность этих образований может быть как прямой, так и обратной [1]. Все эти факторы влекут за собой весьма сложный характер магнитного поля, обусловленного верхней частью геологического разреза, затушевывающий эффекты от залегающих ниже объектов.

Для редуцирования наблюденного магнитного поля необходимо тем или иным образом сформировать петромагнитную модель верхней части разреза. Однако, ввиду слабой изученности и значительных размеров изучаемых площадей, привлечение априорной информации о физических свойствах траппов не дает желаемых результатов. Возможности традиционных методов определения эффективной намагниченности горных пород в естественном залегании, базирующихся на корреляции магнитного поля и рельефа [2,3], в данном случае также являются весьма ограниченными.

В докладе представлена методика учета влияния верхней части неоднородного по магнитным характеристикам геологического разреза, состоящая из нескольких перечисленных ниже этапов.

1. Пересчет наблюденного магнитного поля ΔT на горизонтальную плоскость, расположенную примерно на уровне максимальной отметки высот, при одновременном преобразовании его в модуль вертикальной составляющей ΔZ. Аномалии модуля вертикальной составляющей магнитного поля Земли ΔZ, который в отличие от напряженности ΔT является гармонической (потенциальной) функцией, независимы от широты наблюдений и азимута профиля. Экстремумы ΔZ всегда располагаются строго над эпицентрами магнитовозмущающих объектов. Пересчет осуществляется с использованием системы истокообразных функций, при этом используются сведения о направлении вектора нормального геомагнитного поля изучаемой территории $\mathbf{T_0}$. Устраняется влияние аномального вертикально градиента магнитного поля (т.н. «эффект разновысотности») и помех, нарушающих гармонический характер магнитного поля [4].

2. Вычисление поправок за влияние рельефа земной поверхности δZ_p путем решения прямой задачи магниторазведки от цифровой модели рельефа (ЦМР) при постоянной для всей площади вертикальной намагниченности J^* верхней части разреза (например J^* = 1 А/м). Поправки δZ_p представляют собой аномальный эффект от намагниченного слоя горных пород, ограниченного сверху дневной поверхность, снизу – некоторой постоянной глубиной z_0. Расчет поправок проводится с учетом высот съемочных полетов $H_{пол}$, полученных с помощью радиовысотомера. «Радиус» области учитываемого влияния рельефа D составляет

10-15 км. При построении ЦМР используются сетки высот GTOP030 и SRTM, свободно распространяемые через Интернет.

3. Определение эффективной намагниченности $J_{эф}$ горных пород верхней части разреза путем сопоставления разномасштабных приближений исходного магнитного поля ΔZ и поправок за рельеф δZ_p. Инструментом для получения этих приближений является дискретный вейвлет-анализ, проводящийся с использованием алгоритма Малла (Mallat) и нестандартных базисных функций Хаара (Haar) [5,6]. Осуществляются разложение, а затем синтез и сопоставление сигналов на различных уровнях (масштабах). Совпадение в пространстве сингулярностей ΔZ и δZ_p предопределяет возможность «локального» определения величины $J_{эф} = J_{эф}\ (x, y)$ по соотношению амплитуд этих параметров, т.к. намагниченность в виде линейного множителя входит в каждый из них (рис. 1).

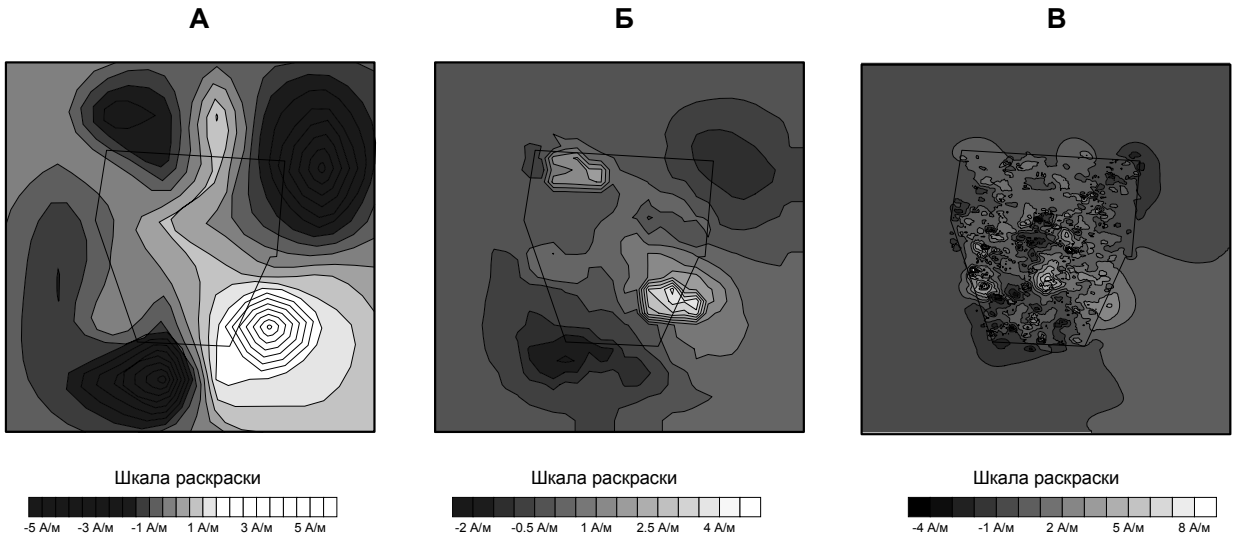


Рис. 1. Карты эффективной намагниченности слагающих рельеф горных пород, построенные с использованием вейвлет-анализа. Юнаринская площадь. Разномасштабные приближения $J_{эф}$: А – уровень 1 (сеть 36.5×36.5 км); Б – уровень 3 (сеть 8.25×8.25 км); В – уровень 6 (сеть 1×1 км).

Важную роль в процессе определения $J_{эф}$ играют пороговые значения вейвлет-коэффициентов, ниже которых соответствующие коэффициенты обнуляются (т.е. принимается отсутствие сингулярностей в данной подобласти). Пороговые значения могут быть либо фиксированными («жесткими») во всем пространстве ортонормированных функций, либо (что впервые предложено авторами) – могут быть «плавающими», т.е. определяться исходя из дисперсии самих коэффициентов раздельно для каждого уровня. Процесс вейвлет-преобразования выполняется очень быстро, поэтому после нескольких циклов расчета, можно выбрать некоторые пороговые значения коэффициентов (различные для исходного поля и поправок), обеспечивающие достаточную точность восстановления сигналов при исключении от 70% до 80-90% коэффициентов от их общего числа. «Малоамплитудные» коэффициенты отождествляются с помехами и полностью исключаются из процесса синтеза сигнала.

Некоторые сложности в работе алгоритма возникают при наличии в разрезе небольших по размерам, интенсивно намагниченных объектов (даек, жерловых структур и т.п.), что приводит к появлению «ураганных» значений $J_{эф}$ для включающих эти объекты блоков горных пород. Предлагается прием для подавления аномальных, с точки зрения петрофизики, оценок $J_{эф}$, базирующийся на том, что магнитное поле и намагниченность горных пород обладают логнормальным законом распределения [7]. Выполняется логарифмирование всех результативных значений эффективной намагниченности, которое приводит распределение к нормальному и вычисление математического ожидания M и дисперсии D для нового распределения. Отбраковка «ураганных» значений может

проводится по трем схемам: «сильной», «средней» и «слабой». Соответственно, «ураганные» значения $J_{эф}$ заменяются на граничные для интервалов $\left[M-\sqrt{D}, M+\sqrt{D}\right]$, $\left[M-2\sqrt{D}, M+2\sqrt{D}\right]$ и $\left[M-3\sqrt{D},\ M+3\sqrt{D}\right]$.

4. Вычисление поправок за влияние рельефа при переменной по латерали эффективной намагниченности пород $J_{эф}=J_{эф}(x,y)$ и исключение их из исходного магнитного поля ΔZ, предварительно приведенного на горизонтальную плоскость. Можно провести определенную аналогию между анализом разностного магнитного поля и геологическим картированием при идеально плоском эрозионном срезе территории, вскрывающем изучаемые объекты.

Представленная методика реализована в виде компьютерной технологии, состоящей из пяти программ, написанных с использованием системы визуального объектно-ориентированного программирования Delphi 6.0 и предназначенных для работы в среде 32-разрядных операционных систем Windows 98/XP/NT/VISTA: TPPMAG (вычисление топопоправки δZ_p); APROX (аппроксимация магнитного поля истокообразными функциям и восстановление поля или его трансформант на произвольной поверхности); WAVEL (определение $J_{эф}$ верхней части разреза на основе вейвлет-преобразования); KORPOL (определение $J_{эф}$ верхней части разреза на основе статистического анализа ΔZ и δZ_p в скользящем окне); EXTR (экстраполяция магнитного поля ΔZ и восстановление его на заданной поверхности). Программы характеризуются высоким быстродействием и отсутствием практически ощутимых ограничений на объем обрабатываемой информации.

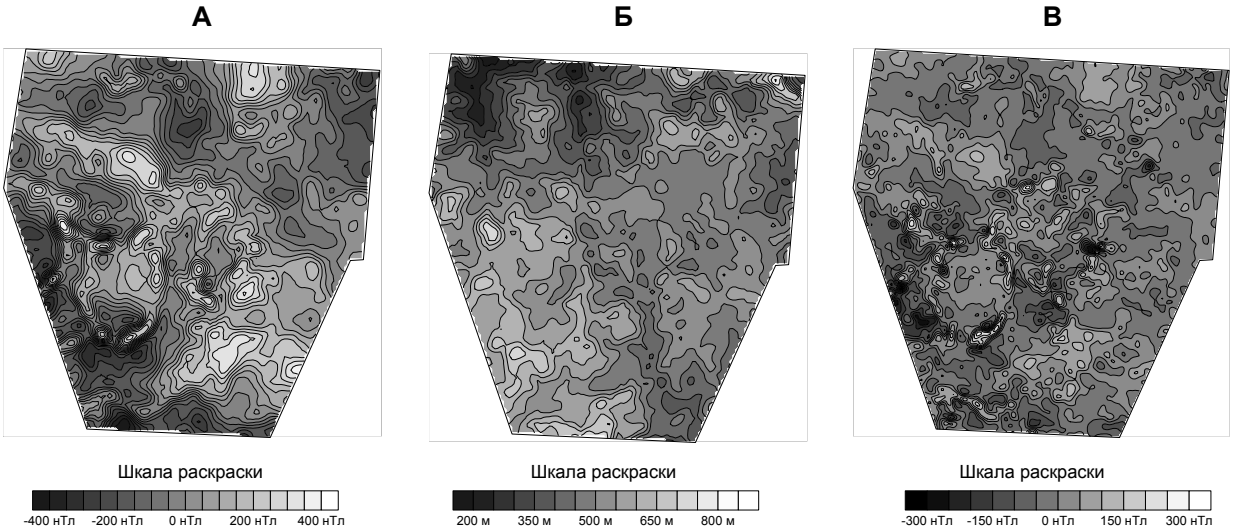


Рис. 2. Наблюденное магнитное поле ΔT (А), рельеф местности (Б) и магнитное поле ΔZ на уровне 900 м с введенными поправками за рельеф δZ_p (В). Юнаринская площадь.

Технология апробировалась при обработке результатов аэромагнитной съемки масштаба 1:100 000 (АМС-100), выполненной на Юнаринской площади размером 23000 км^2 с целью прогноза нефтегазоносносных участков для проведения последующих сейсмических исследований. Площадь располагается в юго-западной части Сибирской платформы (Байкитский район Эвенкийского автономного округа). Получены достаточно интересные результаты (рис. 2) свидетельствующие о возможности применения представленного в докладе подхода к учету влияния пород трапповой формации на результаты АМС в близких физико-геологических условиях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-96011.

Литература:

1. Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии. Новосибирск, изд. СНИИГГиМС, 1986. 120 с.
2. Магниторазведка: Справочник геофизика. / Под ред. Б.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра. 1990. 470 с.
3. Иванов В.К. Учет влияния рельефа при магниторазведке // Разведка и охрана недр. 1977. № 5. С. 42 - 47.
4. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан, ООО «Фирма-МАРТ», 2002 г. 188 с.
5. Дремин И.М., Иванов О.В., Нечитайло В.А. Вейвлеты и их использование.//Успехи физических наук. 2001. Том 171. № 3. С. 465-501.
6. Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике.М: изд. СОЛОН_Р, 2002. 448 с.
7. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. М.: Недра. 1987. 192 с.

НОВАЯ СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНОСТИ С-З ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Дружинин В.С. [1], **Колмогорова В.В.** [1], **Начапкин Н.И.** [1], **Осипов В.Ю.** [1], **Брехунцов А.М.** [2], **Нестеров И.И. (мл.)** [2], **Плесовских И.А.** [2]

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – ОАО "СибНАЦ", Тюмень

druvs@r66.ru

Аннотация. В докладе рассмотрены результаты исследований по созданию объемной модели верхней части литосферы, на основе которой составлена новая тектоническая схема и дана оценка нефтегазоперспективности района с-з части Западно-Сибирской равнины.

Введение. Распределение полезных ископаемых в земной коре подчиняется особенностям строения земной коры и верхней мантии; протекающие в них процессы оказывают влияние на генерацию полезных компонент и формирование месторождений. Особое значение информация о глубинном строении имеет для поисково-разведочных работ в новых районах и на новых объектах. В связи со значительной глубиной изучения среды (до 50 км и более) приоритетными являются геофизические методы исследований. Важное значение при этом имеет надежность и достоверность геофизической информации о глубинном строении.

Именно в этом направлении проводились исследования по Приуральской части ЗСР.

Методика исследований заключалась в анализе и обобщении материалов на профилях ГСЗ, составлении сейсмогеологических разрезов в рамках методики глубинного геокартирования земной коры [1], построение по разработанной методике [2] плотностных 2D и 3D моделей верхней части литосферы (см. специальный доклад на этой конференции), на основе полученной информации о глубинном строении – составление объемной разломно-блоковой модели земной коры, новой схемы тектонического районирования, дополненной предполагаемыми зонами развития отложений промежуточного комплекса (рис.) и схемы перспектив нефтегазоносности территории. Масштаб исследований 1:1000 000 – 1:500 000, территория с координатами 59°-72° в.д., 60°-67° с.ш.

Основные результаты. В таблице приведена характеристика вертикальной зональности верхней части литосферы с-з части Западно-Сибирской равнины.

№ п/п	Геологическое подразделение: сейсмогеологический этаж (СГЭ), мегакомплекс (МК)	Глубина залегания поверхности СГЭ, МК	Физические параметры		Примечание
			Скорость Vp, км/с	Плотность, г/см^3	
1	1 СГЭ: – осадочный Mz-Kz чехол – доюрский МК в возрастном диапазоне от PR до T, поверхность раздела K_0, отражающий горизонт А	Дневная поверхность От 0,1 км на западе до 3,3 км на востоке и 4,5 км на с-в	1,8-2,3 4,8-6,4	1,90-2,50 2,60-2,90	Включая и промежуточный комплекс (ПК)
2	2 СГЭ: – древний кристаллический фундамент континентальной коры, поверхность раздела K_{01}	От 3,0 км до 15,0 км	5,9-6,3	2,74-2,80	Может соответствовать первой границе обмена по данным МОВЗ
3	3 СГЭ:	От 2-4 км до	6,4-7,2	2,80-	Значительная вариация

	– нижняя кора (протокора), поверхность раздела K_2	25 км		3,00	по мощности и физическим параметрам
4	Переходный МК в низах коры, поверхность раздела К-М	От 33 км до 42 км Мощность - От 3-5 км до 20 км	7,2-8,1	3,06-3,22	Изменение скорости Vp по вертикали
5	Верхи верхней мантии (ВМ), основной сейсмогеологический раздел М	От 35 км до 55 км	8,0-8,6	3,30-3,42	Высокие значения скорости (8,5 км и более) как правило соответствуют комплексам ВМ ограниченной мощности (не более 8-10 км)

Основные элементы нового тектонического районирования исследуемой территории (рис.1) следующие:

- В верхней части литосферы, включающей верхнюю часть земной коры, выделены мегазоны: Центрально—Уральская (Тагильский прогиб); Восточно-Уральская, включающая Восточно-Уральское поднятие и Шеркалинский (или его аналоги на севере) прогиб, и Западно-Сибирская мегазона, представленная двумя массивами, по-видимому, древнейшей стабилизации: Ханты-Мансийским и Надымским, разделенными субширотной Саранпаульско-Белоярской зоной дислокаций шириной не менее 50 км.
- Установлена восточная граница развития собственно уралид, которая одновременно является западной границей Западно-Сибирской мегазоны. Она четко прослежена на всех глубинных уровнях, в целом имеет субмеридиональное простирание в пределах 66º-68º в.д. с возможным изменением направления на субширотное севернее 67º с.ш.
- Севернее 67º с.ш. Центрально-Уральская мегазона имеет субширотное (с-в-восточное) направление, наблюдается сокращение Восточно-Уральской мегазоны. Тем самым подтверждается мнение ряда ученых о том, что Пай-Хой – Новоземельские структуры, расположенные в полярных широтах ранее относимые к Уральскому складчатому поясу, имеют самостоятельное развитие, по крайней мере, в герцинское и ранне-киммерийское время.
- Установлено сочленение трех глубинных структур в секторе 64º-68º с.ш., что нуждается в геодинамической интерпретации. Это обстоятельство может иметь большое значение при оценке перспективности Приполярного и Полярного Урала и соседних с ним территорий на различные полезные ископаемые.
- Основные мегазоны и их составляющие разделены пограничными структурами, возможно глубинными разломами, которые прослеживаются на различных уровнях в земной коре и в верхней части мантии и имеют субвертикальное, западное или восточное падение. Причем характер падения может меняться в разных широтных зонах в пределах одной структуры.
- Установлена поперечная по отношению к выделенным структурам широтная зональность, представленная тремя крупными сегментами – Ивдельско-Ханты-Мансийским (в основном, до широты 64º с.ш), Приполярным (64º-67º с.ш.) и наметившимся Полярным сектором. Преобладают субширотные дислокации, которые осложнены в южном секторе Усть-Мансийско-Перегребной зоной глубинных разломов с-в-восточного направления и Салехардской серией разломов того же направления по границе Приполярного сектора. Намечается еще одна поперечная субширотная структура в интервале 60°30`-61°30´ как возможно южное ограничение Ивдельско-Ханты-Мансийского сегмента.

- Ляпинский мегапрогиб (ЛМП), выделенный по отражающему горизонту А, сопровождается в восточной части Тагильского прогиба впадиной по поверхности геосинклинального комплекса (O-S) глубиной до 6.0-6.5 км. Поэтому целесообразно ЛМП рассматривать шире, как Ляпинскую отрицательную структуру верхней части земной коры. Северная часть ЛМП сложена следующими комплексами: отложениями Mz-Kz мощностью до 1.4-1.8 км; отложениями промежуточного комплекса, представленного терригенными, терригенно-карбонатными породами и молодыми вулканитами кислого и основного состава T-J возраста суммарной мощностью до 1.5-2.5 км; осадочно-вулканогенными отложениями и вулканитами D-C мощностью до 2.5-3.0 км. Поверхность древнего кристаллического фундамента $К_{01}$ расположена на глубине 10-12 км.
- Строение и состав заполняющих ЛМП отложений, за исключением локальной впадины на широте 65° с.ш., существенно зависит от его положения в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома, с чем связана значительная тектоническая нарушенность и широкое развитие интрузивных тел, часть из которых, возможно, проявилась и в меловое время. Изменение строения Ляпинского мегапрогиба по его строению также обязано тектоническому фактору и положению его относительно соседнего с востока поднятия. В северной части ЛМП значительное влияние на его строение оказывают интрузивные тела, представленные измененными ультрабазитами, приуроченными к относительно полого падающим на восток глубинным разломам.

Важным моментом проведения работ является составление схематической карты перспектив нефтегазоносности исследуемой территории масштаба М 1:1000000 с учетом установленных особенностей глубинного строения, глубинных критериев нефтегазоносности и местоположения известных месторождений УВ. Оценка перспективности сделана относительно объектов в низах осадочного чехла, дезинтегрированной части доюрских комплексов (коры физико-механического и химического выветривания) и верхних горизонтов ПК и заключается в следующем.

- В соответствии с развитием промежуточных комплексов выделено три перспективные области – Ляпинская, Шеркалинско-Белоярская и Ханты-Мансийско-Надымская, которая состоит из 2-х зон. В пределах указанных областей выделены перспективные площади (участки), классифицированные по степени перспективности (высокой, средней и незначительной). Ляпинская область, включая ЛМП и изолированные участки его северного продолжения, в отличие от устоявшегося мнения, не имеет высоких перспектив. Перспективные площади (участки) могут быть здесь приурочены к восточной части прогиба на границе его с соседним поднятием, сложенным, преимущественно, гранито-гнейсами, гнейсо-амфиболитами. При этом более перспективна северная часть прогиба (севернее 63º с.ш.).
- Высокую перспективность имеют дезинтегрированная часть коренных пород и верхние горизонты промежуточных комплексов в пределах известных месторождений УВ в Шеркалинской области и ХМ блоке. Особого внимания заслуживает перспективная площадь в Надымской области. Являясь возможным продолжением Южно-Ямалской области на юг, она представляет собой самостоятельную структуру, отделенную зоной субширотных дислокаций

  с-в-в направления. Перспективными могут быть объекты, начиная от клиноформ неокома до известняков D-C включительно. Можно надеяться, что по мере дальнейших исследований здесь будет открыт новый Надымский нефтегазовый район.

В пределах перспективных площадей предварительно намечены участки для проведения детальных геофизических работ и поисково-параметрического бурения с глубиной скважин до 3.5-5.0 км. Данная схема, составленная, в основном, по результатам иследований глубинного строения, подлежит в будущем корректировке и уточнению с привлечением конкретной информации по верхней части разреза.

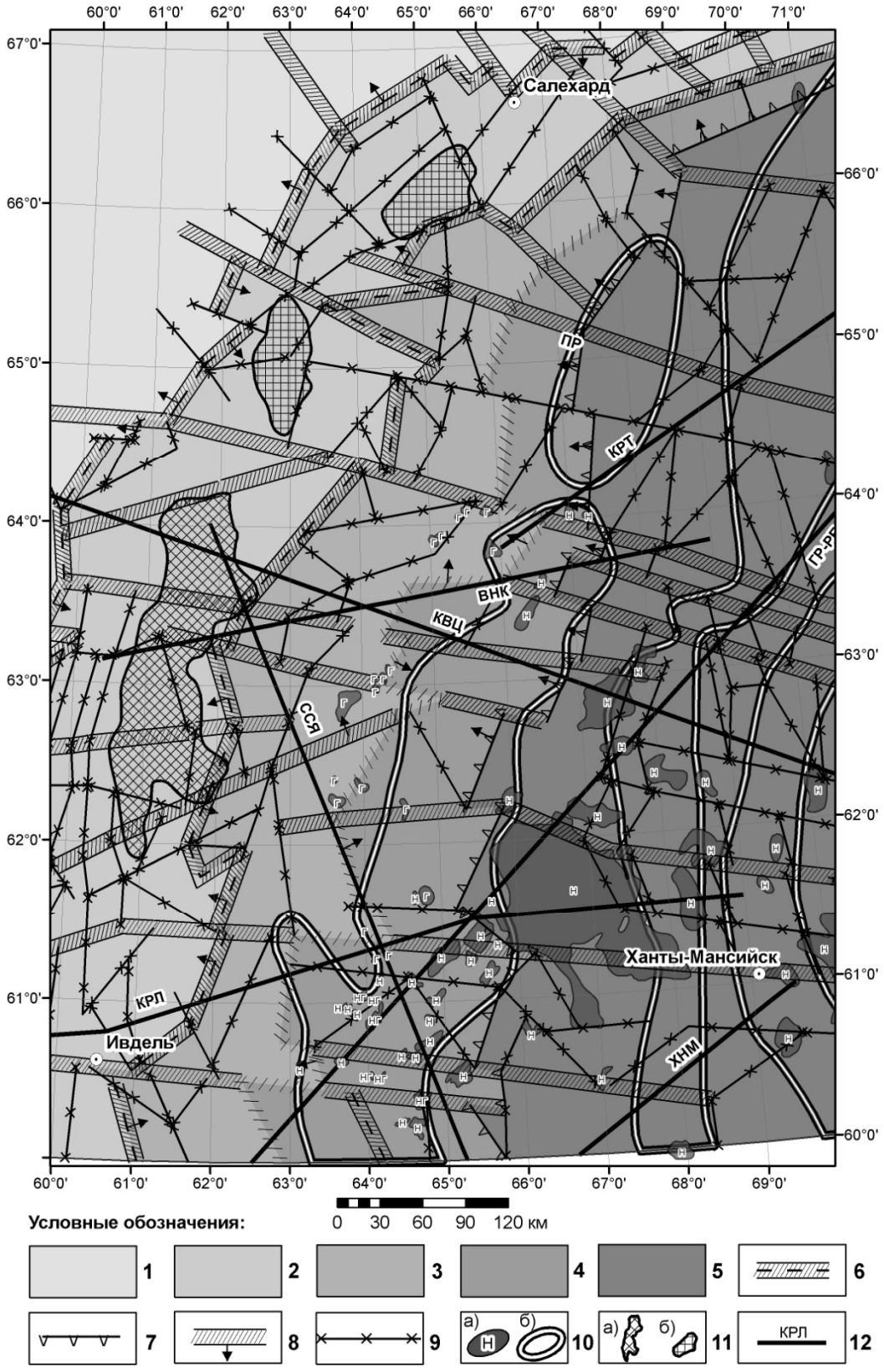


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта строения доюрского основания (ДЮО) северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе глубинного строения

Условные обозначения: Контуры основных глубинных структур (мегазон и их составляющие): 1 – Структура Западного Урала и Тимано-Печорской плиты; 2 – Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ); Восточно-Уральская мегазона (ВУМЗ): 3 – Восточно-Уральское поднятие (ВУМЗ-1), 4 – Шеркалинский прогиб (ВУМЗ-2); 5 – Западно-Сибирская мегазона (ЗСМЗ); 6,7 – Пограничные структуры, вероятно зона глубинных разломов, ограничивающие основные глубинные структуры Урала (6) и восточная граница Уралид (7); 8 – Основные субширотные дислокации, 9 – глубинные разломы в пределах мегазон и сегментов. Стрелки указывают направление падения; 10 – Месторождения УВ (а), Предполагаемые зоны развития отложений промежуточного комплекса (б); 11 – Контуры Ляпинского МП по отражающему горизонту А; 12 – Профили региональных сейсмических исследований ГСЗ.

Заключение. Приведенные в докладе данные свидетельствуют о значительной роли информации о глубинном строении в решении региональных задач, связанных с тектоническим районированием, изучением строения доюрского основания и оценкой нефтегазоперспективности, особенно в новых районах и для новых потенциально перспективных объектов. Необходимо продолжение этих исследований, включая полевые работы по современным технологиям с целью создания ***надежной модели*** глубинного строения Западно-Сибирской нефтегазовой провинции, в первую очередь для ее северо-западного сегмента. Это работы по глубинному ОГТ с длиной записи до 18-24 с и удлиненной базой приема (20 км). В первую очередь такие наблюдения необходимо поставить на геотраверсе ГСЗ Кратон и западном его продолжении, профиль ГСЗ Верхне-Нильдино–Казым, а также провести исследования по глубинному ОГТ и МОВЗ (пассивный вариант сейсмометрии) на субмеридиональном профиле Салехард–Ханты-Мансийск и вдоль трассы Урал Промышленный–Урал Полярный. Подобные исследования необходимо проводить для горной и западной части Северного, Приполярного и Полярного Урала с последующим охватом всего Уральского региона с конечной целью создания современной цифровой геофизической модели верхней части литосферы. Создание такой основы дает новый толчок к решению тектонических, геодинамических, сейсмологических и минерагенических проблем Урала и сопредельных с ним территорий.

Литература:

1. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования. Разведка и охрана недр №2, 2000. с. 2-6.
2. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н. Разработка методики объемного моделирования верхней части литосферы Урала // Уральский геофизический вестник, 2000, с. 56-60.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ

Дружинин В.С., Начапкин Н.И, Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Nachapkin@mail.ru

Создание комплексной объемной геолого-геофизической модели глубинного строения земной коры и верхней мантии является одним из основных направлений в науках о Земле. Такие модели позволяют делать обоснованные выводы о вещественном составе, условиях образования и тектонического развития геологических структур. Основу геолого-геофизической модели составляет плотностная модель, так как плотность породы наиболее тесно связана с ее вещественным составом. Для построения плотностных моделей используется метод гравитационного моделирования.

Несмотря на то, что гравитационное моделирование стало применяться с 1970-х гг., до настоящего времени не сложилось единого подхода к проведению таких исследований. Различия существуют как в методике, так и технике вычислений. Основной методической особенностью гравитационного моделирования является расчет поля от всей изучаемой геосреды. Для этого необходимо иметь представление о ее строении и свойствах, о распределении плотности относительно некоторого среднего значения. Так как эти данные всегда известны приближенно, поэтому расчеты ведутся с учетом совокупности установленных с той или иной степенью точности фактических материалов и более или менее обоснованных предположений. Таким образом, успешное решение задачи зависит в первую очередь от квалификации исследователя, его опыта и интуиции.

Известно, что решение обратных задач гравиметрии неединственно. Формальное количественное совпадение наблюденного и расчетного полей является необходимым, но не достаточным условием для получения достоверного решения, оно лишь показывает, что получено еще одно решение из множества эквивалентных решений. Критерием достоверности решения является наилучшее соответствие параметров рассчитанной модели геолого-геофизическим данным о свойствах и структуре изучаемой среды.

Методика и технология построения плотностных моделей основана на использовании сейсмических данных по профилям ГСЗ (распределение скорости упругих волн в земной коре, глубина залегания поверхности М). Предполагается градиентно-слоистое изменение плотности с глубиной и однородность верхней мантии [1]. Нет единого мнения о глубине, до которой строится плотностная модель, а также о плотности, относительно которой выполняется гравитационное моделирование. Граница М часто принимается за поверхность изостатического выравнивания. Параметризация модели выполняется с учетом общей корреляционной зависимости плотности пород от скорости продольных упругих волн $\rho = f(V_p)$. Использование общей корреляционной зависимости $\rho = f(V_p)$ для всех пород земной коры может привести к ошибкам, так как она определяется комплексом параметров: литостатическим давлением, температурой, минералогическим составом пород, степенью метаморфизма и т.д. поэтому при моделировании часто встречаются отклонения от общей корреляционной зависимости.

Градиентно-слоистая плотностная модель является первым приближением к реальному строению земной коры, она является слишком обобщенной и не позволяет решать многие задачи определения особенностей строения и вещественного состава объектов. Так в слое определяется интегральное значение скорости, соответственно – плотности, что не позволяет детализировать плотностной разрез по латерали. Следует отметить, что по данным ГСЗ скоростные параметры верхней части коры определяются с достаточной детальностью и достоверностью только до глубины 20-30 км. Осложняющим фактором является неоднозначность определения положения подошвы земной коры при наличии переходного мегакомплекса (К-М). Таким образом, отмеченные выше недостатки градиентно-слоистой плотностной модели могут привести при изучении сложно-построенных геологических

структур, как например Урал, к значительным ошибкам и неправильным представлениям о среде.

С целью уменьшения неоднозначности решения задачи построения плотностной модели по профилям ГСЗ предлагается следующая методика.

1. Плотностная модель строится в рамках разломно-блоковой модели, наиболее адекватной геологической среде. Согласно этой модели верхняя часть литосферы состоит из блоков горных породы различных размеров, подчиняющихся иерархической последовательности. Блоки, образующие систему, разделены разломами [2].

2. Используется методика глубинного геокартирования геологической среды, согласно которой основными элементами строения континентальной коры являются сейсмогеологические этажи (СГЭ), различающиеся по структурно-тектоническим особенностям, физическим параметрам и геодинамике [3]. Этажи разделены поверхностями раздела, две из которых являются реперными. Первая поверхность соответствует поверхности нижнеархейского гранито-гнейсового фундамента ($К_{01}$). Вторым региональным репером является сейсмогеологический раздел М между нижней корой и верхней мантией.

3. Плотностная модель строится до глубины 80 км. В пользу выбора этого глубинного уровня свидетельствуют следующие фактические данные:

- в пределах Урала рельеф сейсмологического раздела М изменяется от 35 до 60 км. По сейсмическим и сейсмологическим данным установлено, что верхняя мантия неоднородна, поэтому уровень изостатической компенсации должен находиться на глубине > 60 км;
- по данным ГСЗ в Уральском регионе отмечаются две границы на глубине 60 и 100 км [4];
- Павленкова Г.А. для Центрально-Уральской и Восточно-Уральской мегазон выделила границу на глубине 80 км [5];
- для Урала и Западной Сибири на глубинном уровне ≈ 100 км наблюдается существенная смена распределения скоростей по сравнению с уровнем 60 км [6];
- аналогичная картина расслоенности верхней мантии с наличием зоны пониженных значений скорости в интервале 70-100 км наблюдается и по другим регионам [7];
- по сейсмологическим данным на глубине 70 км выделяется граница, разделяющая мелкофокусные землетрясения и землетрясения, гипоцентр которых располагается на глубине от 70 до 300 км [8]. Как считают авторы, уровень 70 км представляет собой нижнюю границу гидросферы;
- согласно представлениям геологов разломы в литосфере могут достигать глубины 80-100 км и, следовательно, блоковая делимость геосреды прослеживается до такого же уровня [9].

Таким образом, выбор глубинного уровня 80 км согласуется с имеющимися сейсмическими и сейсмогеологическими данными. Это подошва жесткой, существенно неоднородной части литосферы.

4. Использование модельных представлений об изучаемой среде при большой роли неформализованного анализа геолого-геофизической априорной информации, предопределяющей выбор модели первого приближения, в рамках которого и ведутся все дальнейшие исследования.

5. Предполагается, что в масштабе исследований, при длине профилей ГСЗ до 600 км, ниже уровня 80 км верхняя мантия однородна и аномальное поле Δg формируется только плотностными неоднородностями, расположенными выше этого уровня. Существует много способов исключения из аномалий регионального поля, но все они не корректны и приводят к возникновению фиктивных источников. Предложенная методика не нуждается в разделении поля на региональную и локальную составляющую, так как вычисляется эффект от всей геологической среды.

6. По данным ГСЗ строятся сейсмо-геологические и скоростные разрезы, градиентно-слоистые скоростные и плотностные модели земной коры до глубины 20-30 км;

7. Построение стартовой плотностной разломно-блоковой модели осуществляется с использованием сейсмо-геологических и скоростных разрезов, градиентно-слоистых скоростных и плотностных моделей, корреляционных зависимостей $\rho = f(V_p)$ для разных сейсмо-геологических этажей. В модель может вводиться любая новая информация о

неоднородностях в пределах земной коры и верхней мантии, включая зоны инверсии. Размеры однородных блоков увеличиваются с глубиной: горизонтальная мощность блока должна быть соизмерима или больше глубины залегания его кровли. Форма блоков – многоугольник произвольной формы. Вычисляется средне-взвешенное по всем блокам стартовой модели значение плотности, относительно которой проводится гравитационное моделирование.

8. Используется вся возможная дополнительная информация геологического, геофизического и петрологического характера, выраженная в виде ограничений на параметры модели, что существенно сужает класс эквивалентных решений обратной задачи гравиметрии.

9. В стартовой плотностной модели жестко закрепляются параметры осадочного слоя, детально изученного геофизическими и геологическими методами, а также верхней мантии. К верхней мантии относятся породы с $V_p > 8.0$-8.2 км/с и плотностью $\sigma > 3.30$ г/см^3. Вклады осадочного слоя и верхней мантии вычитаются из наблюденного гравитационного поля.

10. Для устранения краевых эффектов горизонтальные размеры блоков на концах профиля увеличиваются на 500 км.

11. Территория Урала, особенно Среднего и Южного, покрыта сетью профилей ГСЗ, что позволяет создавать объемные разломно-блоковые плотностные модели. Основой для создания таких моделей служат построенные плотностные разрезы по профилям ГСЗ, карты поверхности кристаллического фундамента и сейсмологического раздела М, схемы плотности осадков и пород верхней части кристаллического фундамента, карты тектоники и районирования исследуемой территории, гравитационное поле в редукции Буге.

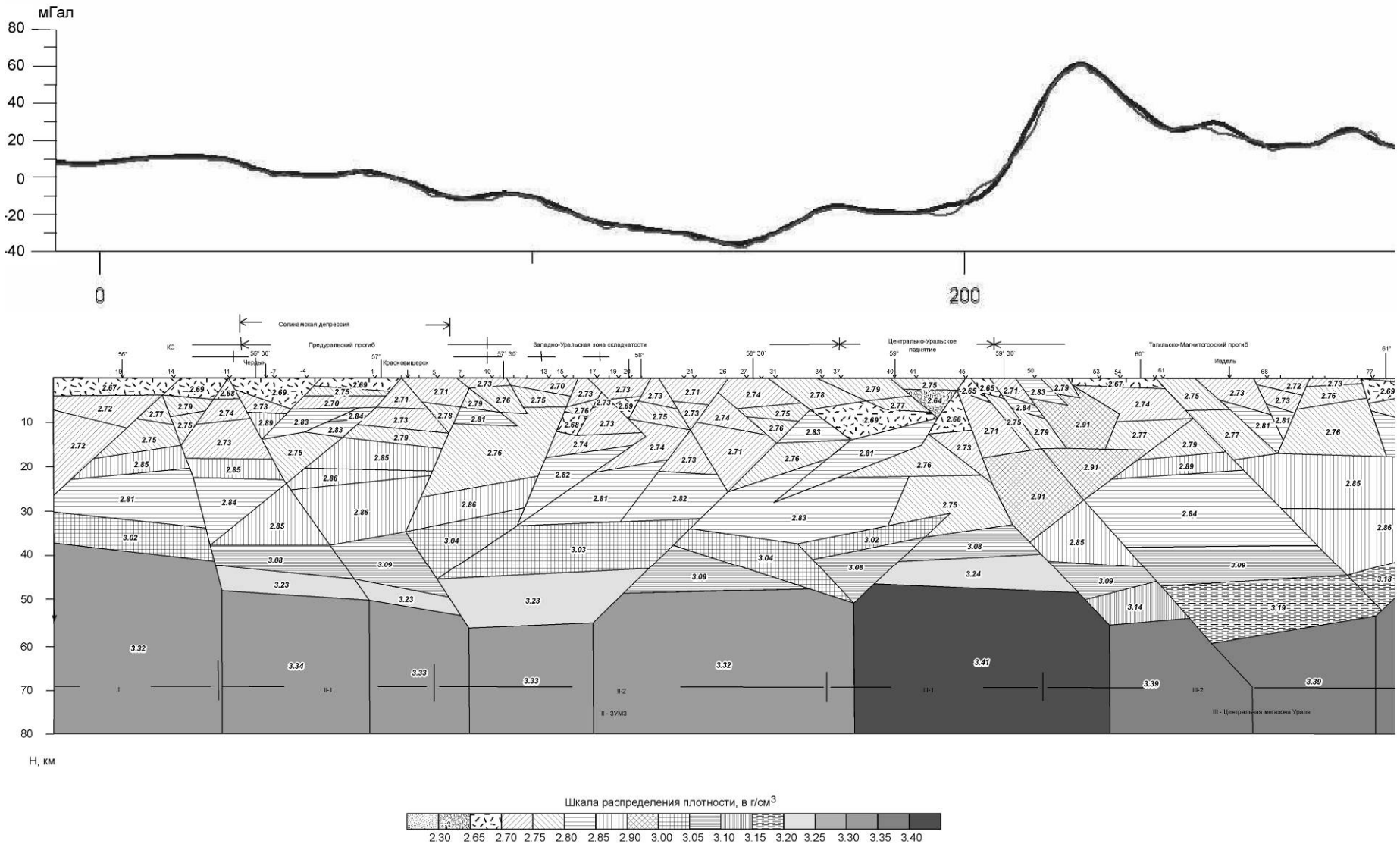
12. Стартовая плотностная 3-D модели строится до глубины 80 км. В районах, территория которых недостаточно освещена сейсмическим данными, контуры приповерхностных блоков стартовой модели определяются с учетом регионального районирования по гравитационному и магнитному полям и морфологии геологических тел. Гравитационное моделирование проводится относительно среднего значения плотности для всех профилей ГСЗ, расположенных на исследуемой площади.

13. Моделирование всей геосреды изучаемого района с учетом глубинных неоднородностей смежных территорий позволяет устранить краевые эффекты. Для этого размеры территории 3-D моделирования увеличиваются во всех направлениях на 500 км.

14. Гравитационное 2D и 3D-моделирование проводится по сети 5х5 км с использованием математического обеспечения, разработанного в Институте геофизики УрО РАН, и геоинформационных пакетов «Arc View», «Arc Gis», «Geo Drow». Программы составлены в оболочке Delphi, имеют удобный интерфейс и позволяют достаточно быстро проводить подбор наблюденного гравитационного поля, как в ручном, так и в автоматическом варианте, когда известные параметры части блоков (размеры, плотность) жестко закрепляются, а диапазон изменения параметров другой части блоков устанавливается в наиболее вероятных пределах.

Методика построения разломно-блоковых плотностных 2D и 3D-моделей была опробована при составлении объемных геолого-геофизических моделей района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4, Среднего Урала [1], западного склона Урала (Шалинско-Михайловская площадь) и восточных зон, включающих Чернореченскую и Ереминскую (Пелымскую) площади, в связи с оценкой нефтегазоносности доюрских комплексов в Приуральской части Западно-Сибирской плиты.

В качестве примера приводится плотностная модель верхней части литосферы по Красноуральскому профилю ГСЗ, который располагается в крупных нефтегазоносных провинциях и пересекает крупные структурно-формационные зоны: Камский свод Восточно-Европейской платформы, Соликамскую впадину Предуральского прогиба, Западно-Уральскую зону линейной складчатости, Центрально-Уральское поднятие, большую часть Тагило-Магнитогорскго прогиба. Модель состоит из 5 структурных этажей: осадки, подошва



Разломно-блоковая плотностная модель верхней части литосферы до глубины 80 км по Красноленинскому профилю ГСЗ. Кривая наблюденного поля отмечена тонкой линией, расчетного – жирной.

осадков – граница K_{01}, подошва коромантийной смеси – граница Мохо, граница Мохо – 80 км.

ВЫВОДЫ

Разломно-блоковые 2D и 3D-плотностные модели, построенные по предложенной методике, сужают область эквивалентных решений обратной задачи гравиразведки. В целом они удовлетворяют сейсмическим, гравитационным и геологическим данным и дают новую информацию о распределении плотности, соответственно, в разрезе и объеме. Среднее значение плотности верхних сейсмогеологических этажей соответствует интегральному значению скорости градиентно-слоистой модели. В моделях естественным образом появляются промежуточные комплексы между сейсмогеологическими этажами. Так между нижней корой и сейсмологическим разделом М получен промежуточный слой (коромантийная смесь) мощностью до 10 км с плотностью 3.20-3.24 г/см^3. При моделировании не надо приравнивать уровни наблюденного и расчетного полей, наблюденное поле подбирается естественным способом. Выбор одной и той же плотности, относительно которой ведется гравитационное моделирование, позволяет проводить сравнение глубинного строения разных регионов.

Выявленные при моделировании структурные и плотностные особенности позволяют прогнозировать вещественный состав верхней части земной коры, оценивать перспективность территории на поиски месторождений углеводородов и твердых полезных ископаемых.

Пути дальнейшего развития методики: при длине профилей ГСЗ > 600 км необходимо учитывать сферичность Земли и неоднородность верхней мантии до глубины следующего уровня изостатического выравнивания (200-300 км); при наличии необходимых сейсмических данных желательно разделять консолидированную кристаллическую кору на верхнюю и нижнюю части; предусмотреть изменение плотности в блоках с глубиной; автоматизировать процесс регионального районирования по магнитному и гравитационному полям при построении стартовой 3D-модели.

Литература:

1. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев, Наукова Думка, 1989, 248 с.
2. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Дискретные иерархические модели геофизической среды. Сб. статей. Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 9-26.
3. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр, № 2, 2000. С. 2-6.
4. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Сивкова Л.В., Халевин Н.И. Глубинные сейсмические исследования верхней мантии Среднего Урала // Сб. Сейсмические исследования земной коры и рудоперспективных структур Урала. Свердловск. УрО РАН. 1980. С. 18-27.
5. Павленкова Г.А. Новые данные о структуре земной коры и верхов мантии по профилю «Кварц» // Разведка и охрана недр, № 2, 2000. С. 11-15.
6. Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Трехмерная скоростная модель верхней мантии северной Евразии по сейсмическим данным // Материалы Шестых чтений им. В.В. Федынского, М.: 2004. С. 211-219.
7. Егоркин А.В. и др. Строение коры и мантии вдоль профиля п-ов Ямал-Кяхта (Рифт-1) // Разведка и охрана недр, № 2, 2003. С. 10-15.
8. Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В. О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // ДАН, 2007, т. 414, № 1. С. 101-104.
9. Пущаровский Ю.М. 13 сб. Фундаментальные проблемы общей тектоники // М.: Научный мир, 2001. С. 1-15.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ СКВАЖИННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО И АКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ МАССИВА ПОРОД ПРИ ОЦЕНКЕ ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ

Дьяконов Б.П[1]., Троянов А.К[2]., Астраханцев Ю.Г.[2], Начапкин Н.И.[2], Кусонский О.А.[2]

1 – ВНИИ ГЕО систем, Москва

2-Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Nachapkin@mail.ru

Разработана методика комплексирования информативных параметров акустического и электромагнитного излучения, отражающих современную динамику геологической среды. Данная методика позволяет классифицировать зоны тектонической нарушенности на динамически пассивные и активные, причем обнаружение последних возможно в околоскважинном пространстве. Кроме того, возможна классификация подсеченных скважиной нарушенных зон по их тектонической природе. В ходе разработки комплексной методики были определены требования к условиям измерений, оптимизированы продолжительность и шаг дискретных измерений, проведены исследования по контролю временных вариаций амплитуд регистрируемых при каротаже сигналов, выбраны информативные параметры сигналов, предложена методика обработки данных и интерпретации получаемой по акустическому и электромагнитному каналам информации.

Для использования эффекта электромагнитного излучения (ЭМИ) в скважинах существовали определенные физические предпосылки. В физике давно известно, что при деформации или разрушении многих твердых тел возникают электрические разряды, генерируется ЭМИ, наблюдается эмиссия электронов, световые и другие эффекты. В последующем ЭМИ регистрировали на образцах минералов и горных пород при механических, тепловых и других воздействиях. Особое значение имели результаты контролируемых исследований ЭМИ в натурных условиях, подтвердившие существование излучения пород в радиодиапазоне даже в тектонически стабильных областях [1]. Значительный объем исследований ЭМИ был выполнен с целью прогнозирования горных ударов, землетрясений и других геодинамических явлений. Принципиальным продвижением в выяснении природы ЭМИ было обнаружение корреляционных связей ЭМИ с геоакустической эмиссией пород (ГАЭ) в естественном залегании на различных глубинах [2,3]. В дальнейшем удалось установить, что как ГАЭ, так и ЭМИ большей частью приурочены к зонам повышенной трещиноватости, т.е. к структурам, где наиболее активно идут деформационные процессы [4,5]. Так коротко можно обозначить основные этапы изучения электромагнитной активности геологических структур. Если обратиться к содержательной части проведенных исследований, то окажется, что вопрос о ведущих механизмах генерации ЭМИ в различных геодинамических обстановках остается наиболее актуальным. Заметный вклад в решение этого вопроса внес цикл одновременных исследований ЭМИ и ГАЭ по разрезам, вскрытым глубокими скважинами [6,7], что дало возможность сузить круг наиболее вероятных моделей генераций ЭМИ в горных массивах.

Как показали многочисленные лабораторные эксперименты, деформация, трение, новые трещины в образцах горных пород сопровождаются ЭМИ. Оно генерируется при быстрой релаксации электрических зарядов на поверхности раздела. Плотность зарядов на них по имеющимся оценкам, варьируется в широких пределах от 10^{-10} до 10^{-2} кл/м^2. Временные характеристики электромагнитных сигналов также охватывают большой диапазон. Например, при расколе образца магнитная компонента ЭМИ имеет гармоники с периодом около 50 мкс, на которую накладываются более высокочастотные (~ 5 мкс). Размеры участков, между которыми происходят высокочастотные разряды, оцениваются величиной10^{-10} см при плотности поверхностного заряда 10^{-2} кл/м^2 [8]. По поверхности трещин эти заряды распределены в виде знакопеременной мозаики. С вершиной трещин перемещается локальный заряд величиной 10^{-7} кл. Деформация многих породообразующих минералов, включая такие распространенные как полевые шпаты, также сопровождаются

появлением электрических зарядов за счет движение заряженных дислокаций (Эффект Степанова). Плотность заряда составляет примерно 10^{-5}-10^{-9} кл/м^2. Источником разделения и релаксации зарядов могут быть электрокинетические явления.

Из многообразия механизмов возбуждения ЭМИ наибольший интерес представляют такие, которые одновременно являются источниками ГАЭ [9]. Действительно, исследования фоновых акустических и электромагнитных полей по разрезам глубоких скважин показали что максимальные уровни сигналов как одной, так и другой природы большей частью приурочены к интервалам, характеризующимся повышенной трещиноватостью, нарушенностью пород. Конечно, это только общая закономерность, выражающая преимущественную тентенцию в распределении ЭМИ и ГАЭ по скважинам. Иногда наблюдаются отступления от видимой корреляции сигналов по акустическому и электромагнитному каналам. В этом отражается, по-видимому, не только разная природа фиксируемых полей, но и своеобразие свойств, структуры пород, влияющих на амплитудно-частотные характеристики механоакустических и механоэлектрических преобразователей. ГАЭ и ЭМИ связаны с образованием новых поверхностей раздела в среде. Примечательным свойством таких поверхностей является их неровность, шероховатость, фрактальность, выражающие неоднородность микро- и макроструктуры разнообразных тел от монокристаллов до горных пород.

В рельефе поверхности зафиксирована траектория развития трещин. Хорошо известно, что трещина практически никогда не распространяется равномерно, она пульсирует, скорость ее меняется по величине и направлению, особенно при ветвлении. При этом от поверхности и вершины трещины отходят упругие волны, в результате чего релаксируют напряжение в среде. Этот процесс идет при любом режиме роста трещин. Но трещина может застопориться у барьера в виде какой-нибудь неоднородности. Напряжения в ее вершине возрастают и после прорыва импульсивно излучаются. Импульсивные преобразования происходят и при крутом изменении траектории трещины. Динамика трещин сопровождается также возникновением и релаксацией зарядов, генерирующих электромагнитные импульсы.

Рассмотрим на практических примерах характер связи временных вариаций ЭМИ и ГАЭ, который оценивается следующим образом. Поскольку получение длительных серий наблюдений сопряжено с определенными трудностями, был предложен анализ спектров по ограниченной во времени реализации. Выделение суточной и полусуточной периодичностим осуществлялось по спектрам. полученным для каждого последовательного сдвига **n** интервала (128 ч) на 8 часов внутри временного ряда. При длительности наблюдений вариаций ГАЭ и ЭМИ 256 ч получается 17 спектров с меняющимися амплитудами суточных и полусуточных волн.

Предположим существует тесная связь между изменениями сигналов ЭМИ и ГАЭ. Введем коэффициент Q , характеризующий отношение амплитуд суточной периодичности и полусуточной в каждом спектре временного интервала длительностью 128 часов для каждого из рассматриваемых процессов, то есть ЭМИ и ГАЭ. Если существует тесная связь, то изменение коэффициентов Q во времени должны происходить одинаково с соблюдением неколорой пропорции. Результаты сопоставления коэффициентов Q при совместных измерениях ГАЭ и ЭМИ в скв. 470 на Ломоносовском железорудном месторождении (Тургайский прогиб, Кустанайская обл., Северный Казахстан) приведены на рис. 1а. Эта скважина находится на удалении примерно 200 м от борта тектонического разлома в консолидированном массиве пород. Связь двух процессов – ГАЭ и ЭМИ – здесь очевидна. В пределах Серовско-Маукского глубинного разлома (Средний Урал) временные изменения параметра Q двух рассматриваемых процессов представлены на рис1б. Здесь непропорциональность изменения коэффициентов Q на отдельных временных интервалах указывает на факторы, осложняющие эту связь. К этим факторам можно отнести особенности геологического строения (в данном случае глубинный тектонический разлом), состава и свойств геосреды, включая влияние тектонических сил.

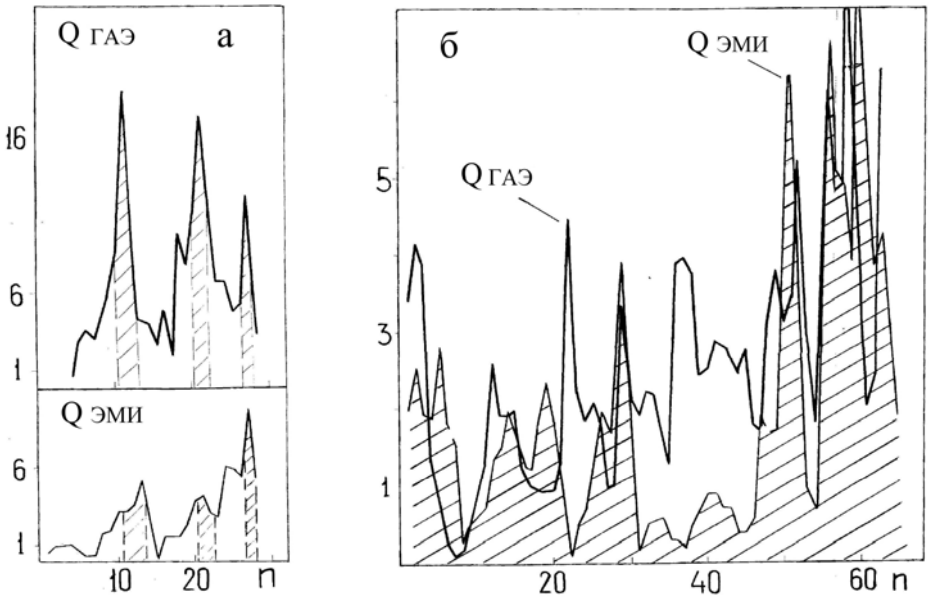


Рис.1. Изменение коэффициентов Q при комплексных измерениях сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважинах: а – глубина 603 м, Ломоносовское железорудное месторождение, Тургайский прогиб, Северный Казахстан; б – глубина 81 м, Чусовское месторождение, Серовско-Маукский глубинный разлом, Средний Урал. n- количество сдвигов интервала (128 ч) на 8 часов.

Пространственно-временные распределения сигналов ЭМИ горных пород в скважинах дают основания для следующих выводов:

1. В земной коре сейсмически стабильных областей (Средний Урал, Северный Казахстан) на глубинах от 100 до 4000 м и более наблюдается явление естественного ЭМИ в диапазоне частот 40-110 кГц [10].

2. Зоны развития процессов трещинообразования выделяются повышенной интенсивностью ЭМИ [11].

3. Изменение амплитудного уровня, интенсивности и дифференциации сигналов ЭМИ с глубиной зависит от свойств пород и в каждой скважине проявляются по-разному.

4. Установлено, что интенсивность сигналов ЭМИ во времени не остается постоянной.

5. В отдельных случаях изменение уровня ЭМИ во времени и пространстве происходит согласованно с аналогичными изменениями геоакустических сигналов.

На рис. 2 приведены результаты комплексных измерений ГАЭ и ЭМИ в скв. 1564. Максимумами интегрального уровня сейсмоакустических сигналов выделяются две нарушенные зоны в интервалах глубин 1600-1700 и 1800-1900 м. На кривой счета выбросов огибающей сигналов ЭМИ эти зоны максимумами не выделяются. Наоборот, здесь наблюдается снижение интенсивности ЭМИ вплоть до фоновых значений. Непрерывная запись (У) ЭМИ со скоростью подъема скважинного прибора (250-300 м/час в интервале показан штриховкой) верхней зоны нарушенности согласуется с данными точечных измерений. По изучению керна установлено, что это две зоны дробления с развитой трещиноватостью в кровле и подошве. Таким образом, для аномалий ГАЭ, характеризующих динамически активные зоны дробления, уменьшение интенсивности ЭМИ является той дополнительной информацией, что снижает проблему неоднозначности в интерпретации получаемых данных. Для динамически активных трещиноватых пород согласованное изменение сигналов ЭМИ с акустическими сигналами, также является дополнительной информацией, подтверждающей тектонофизическую природу аномалии ГАЭ. Проведенные исследования следует рассматривать как очередной этап в изучении геодинамических процессов в земной коре.

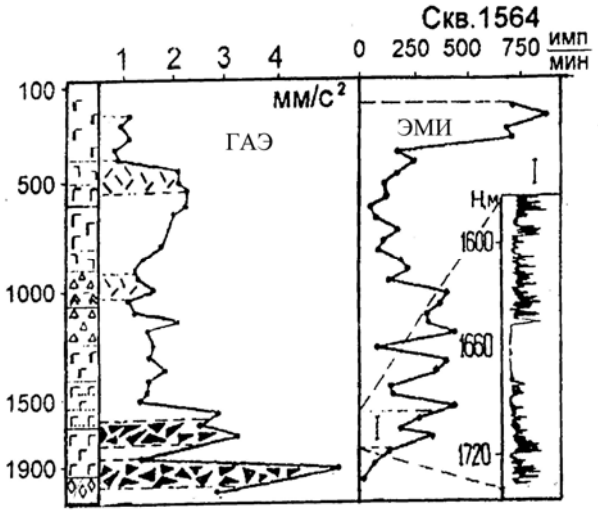


Рис. 2. Комплексные измерения геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения по стволу скв. 1564, Качарское железорудное месторождение, Тургайский прогиб, Северный Казахстан. I – непрерывная запись ЭМИ при движении прибора. На глубинах 500 и 1000 м отмечены зоны трещиноватых пород, 1700-1900 м – зоны дробления.

Отличительной особенностью данного этапа является создание аппаратурно-методической базы для комплексных измерений ГАЭ и ЭМИ, позволяющей оценивать современную динамику геологической среды в полях различной физической природы.

Литература:

1. Егоров П.В., Корейчиков В.П., Корейчикова Н.М., Поляков А.Н. К прогнозу удароопасности горных пород методом счета импульсов электромагнитного излучения. В кн.: Измерение напряжений в массиве горных пород (Материалы Всенародного семинара), Новосибирск, 1976, ч. II. С. 112.
2. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Геология и геофизика. 1970, № 12. С. 3.
3. Дьяконов Б.П., Иваев А.Т., Калмыков А.А., Улитин Р.Б., Фадеев В.А., Чухломин В.И. Электромагнитное излучение и сейсмоакустическая эмиссия горных пород в естественном залегании. ДАН СССР, 1986, т. 290, № 4. С. 828-829.
4. Финкель В.И. Физические основы торможения разрушения, М. Металлургия, 1977. С.356.
5. Дьяконов Б.П., Троянов А.К. О возбуждении естественных сейсмоакустических шумов в земной коре. Деп. ВИНИТИ 5.11.89 № 6874-В89.
6. Желковский Н.Д. О подобии сейсмического процесса на микро- и макроуровнях. Геология и геофизика, 1989, № 11. С. 113-117.
7. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел. Вестн. АН СССР, 1968, № 3.
8. Потураев В.Н., Булат А.Ф., Хохолев В.К. Об особенностях комплексной регистрации электромагнитного и акустического излучения при разрушении горных пород. ДАН СССР, 1989, т. 308, № 6.
9. Дьяконов Б.П., Троянов А.К. Электромагнитное излучение горных пород в скважинах. М.: 1991. 33 с. Деп. В ВНИИТИ 19.11.91. № 4348-В91.
10. Дьяконов Б.П., Кусонский О.А., Троянов А.К., Фадеев В.А. Электромагнитное излучение горных пород по разрезу скважины. Сб. Современные проблемы ядерной геофизики и геоакустики. М.: ВНИИГеосистем, 1990. С. 225-230.
11. Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Дьяконов Б.П. Патент 2150720 РФ, МКИ G 01V3/18. Способ определения трещиноватости горных пород в скважинах.

НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЭЛЕКТРИКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА

Дьяконова А.Г.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Методический подход к интерпретации результатов глубинной геоэлектрики с целью построения геоэлектрических моделей строения коры и верхней мантии складывался постепенно по мере развития теоретических и методических разработок ведущих отечественных и зарубежных ученых, накопление экспериментальных данных, а также аппаратурного обеспечения методов на каждый период времени. Универсальность электромагнитных исследований заключается в том, что глубина проникновения вихревых токов зависит от электропроводности горных пород и периода регистрируемых вариаций. Она может изменяться от нескольких десятков – сотен метров (метод АМТЗ) и нескольких километров в диапазоне короткопериодных вариаций (МТЗ) до 600-800 км для суточных вариаций электромагнитного поля Земли (ГМТЗ). Таким образом, развитие и внедрение в практику работ магнитотеллурических методов открывает новые возможности не только для изучения региональных особенностей среды, но и для детальных поисково-разведочных работ. Принципиальный вопрос о возможности получения количественной информации о распределении электропроводности (σ) с глубиной в условиях региональной и локальной геологической неоднородности верхних горизонтов коры Уральского региона решался с помощью численного и физического моделирования на основе обширного экспериментального материала. Рассчитывалось низкочастотное теллурическое поле значительной территории Советского Союза от 64º до 40º с.ш. и от 48º до 70º в.д. (программа И.В.Егорова). Для выполнения этих исследований использована карта осадочного чехла территории СССР (под редакцией Э.Б.Файнберга и В.А.Сидорова), которая была уточнена по Южному Уралу Б.В. Бучарским и частично переработана автором с учетом электроразведки на постоянном токе (ВЭЗ, ДЭЗ), данных каротажа скважин, сведений о мощности осадочного чехла платформенных областей, полученных по геолого-геофизическим данным и результатам магнитотеллурического зондирования. Это позволило обосновать двухмерных характер поля и выявить участки с наименьшими искажениями кривых $\rho_к$. Следующим шагом в рамках существующих программных разработок было усложнение модели: раскрытие локальной геоэлектрической неоднородности самого Урала и выполнение квазитрехмерного математического моделирования на детализированной планке с шагом в 20 км [1]. Для оценки суммарной продольной проводимости коры привлекались результаты МТЗ казахских коллег по пр. 18÷20 (рис. 1) [2]. Чтобы расчленить разрез по электропроводности и определить границы проводящих объектов в различных сечениях Урала были выполнены расчеты электромагнитных полей в двумерно-неоднородной среде по ряду протяженных геотраверсов [3]. В построении модели использовалась геолого-геофизическая априорная информация о параметрах верхнего слоя.

Важная информация о глубинном строении Уральского региона получена с помощью трехмерного физического моделирования в электролитической ванне, максимально приближенного к реальным условиям. Работы проведены на установке Института прикладных проблем механики и математики (г. Львов). Размеры бака составили 4х5 м при глубине 70 см. Пятислойная модель представляла собой сложное сооружение с особенностями распределения электрических параметров на разных уровнях с точной привязкой к 60º - меридиану в масштабе 1:1 000 000. Полученные результаты отчетливо показывают преимущество тех методов электрометрии, в которых изучаются импеданс. Несмотря на такие сложные условия, которые представлены в модели, импеданс для продольной поляризации остается постоянной величиной на большинстве рассматриваемой территории Уральского региона и слабо реагирует на неоднородность среды. В результате трехмерного физического моделирования удалось оценить вклад аномальных эффектов за счет влияния неоднородного геоэлектрического строения литосферы Уральского региона в различные компоненты электромагнитного поля и показать, что интерпретация данных

глубинного магнитотеллурического зондирования, выполненная с привлечением двухмерного математического моделирования для продольной поляризации поля справедлива в трехмерном случае с учетом токов растекания в литосфере. Существенным недостатком этого периода (1968÷1997 гг.) явилось то, что отсутствие высокочастотного диапазона по изучении электрической расслоенности коры предопределило проведение экспериментальных исследований в глубинном варианте по протяженным геотраверсам с редкой сетью наблюдений, а также использование аналоговой аппаратуры, требующей длительного наблюдения в каждом пункте зондирования, затрат большого объема ручного труда при обработке полученного материала и, наконец, привлечение априорной геолого-геофизической информации о строении верхних горизонтов коры. Все это в совокупности снижало нереализованные возможности геоэлектрики.

С 1998 г. наступил качественно новый этап геоэлектрического изучения Урала. Впервые в практике электромагнитных исследований нам удалось разработать новый подход, позволяющий получать полную и независимую от других геофизических методов информацию об электрических параметрах разреза в диапазоне глубин от 10 метров до сотен километров. Сущность его сводится к следующему:

- на базе измерительно-вычислительной системы GMS фирмы “Метроникс” и разработанной в Институте геофизики УРО РАН высокочастотной аппаратуры МЧЗ-11, “Гроза”, АМТ-02, а также низкочастотной цифровой станции МТЦ-01, нам удалось объединить в единый комплекс индукционное электромагнитное зондирование с искусственным источником (ИЭМЗ) в диапазоне частот 160 кГц÷700 Гц и традиционные магнитотеллурические зондирования (АМТЗ-МТЗ-ГМТЗ);
- оптимизация экспериментальных исследований. Разумное совмещение вышеперечисленных комплексов при проведении зондирований со сгущением сети наблюдений и апостериорной проверки в ранее выполненных пунктах МТЗ-ГМТЗ с аналоговой аппаратурой (МТЛ-71 и “МЭВС-5”) позволило обеспечить достаточную мобильность работ и большую достоверность согласованных кривых с естественным и контролируемым источниками;
- процесс обработки данных полностью автоматизирован, что обеспечивает получение оперативных оценок электрических свойств разреза непосредственно в процессе исследований;
- широкое использование программ численного моделирования в различных средах при построении модели, разработанных ведущими российскими учеными (Э.Б. Файнбергом, Л.Н. Пороховой, И.Л. Варданянц, А.А. Бобачевым и др.) и любезно предоставленных нам для практического использования.

Экспериментальные работы на опорных субширотных геотраверсах Северного, Среднего и Южного Урала (рис.1) проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 98-05-64816, 98-05-79025, 01-05-65190, 01-05-79171, 04-05-64101, 05-05-79153). Проекты выполнялись сотрудниками двух институтов – Института геофизики и Института геологии и геохимии УрО РАН. Они ориентированы на решение фундаментальной проблемы – изучение связей между структурно-тектоническим строением литосферы складчатых поясов на примере Урала с особенностями в распределении электропроводности коры и верхней мантии. При этом особое внимание и детальное изучение отводилось разломам и крупным зонам повышенной трещиноватости в коре, являющихся проводниками магм, флюидов и газов из глубинных горизонтов верхней мантии, а также изучению генетической связи между аномалией электропроводности коры и структурно-тектоническим строением региона. Методика исследований была однотипной на всех профилях, она описана в работе [4].

Для примера рассматривается геоэлектрическая модель строения земной коры и верхней мантии южного сектора Урала по геотраверсу (≈800 км) до глубины 120 км. Это позволило воссоздать единую картину расслоенности разреза по электрическим параметрам Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Предуральского прогиба и собственно Уральской его части.

Получены новые данные о геолого-тектоническом строении Южного Урала существенно дополняющие информативность одного из наиболее представительных в мире сейсмопрофилей через складчатые пояса (“Уралсейс-95”).

Впервые в области сочленения ВЕП и Предуральского прогиба обнаружена крупная аномальная зона повышенной электропроводности, прослеживающаяся до больших глубин (не менее 100-120 км), свидетельствующая о том, что Предуральский прогиб сформировался в тектонически ослабленной зоне на границе с ВЕП.

Принципиальный результат, полученный по данным геоэлектрики, показывает, что Уральская складчатая система представляет собой в резрезе почти **бивергентную** структуру до глубин 70-80 км, маркируемую мозаичным распределением участков с пониженным удельным электрическим сопротивлением и уходящую своими корнями в области вулканогенной “зеленокаменной” – Магнитогорской мегазоны и “гранитной оси Урала” – Восточно-Уральского поднятия на больший глубины. Горизонтальный размер этой зоны на глубине 120 км составляет 150 км. Обнаружение глубинных “корней”, следы которых отражены в модели, мы увязываем с историей формирования и развития Урала.

Считаю своим долгом выразить глубокую признательность своим коллегам В.С. Вишневу, А.Д. Коноплину, П.Ф. Астафьеву. Только благодаря их активному творческому участию стало возможным проведение столь масштабных экспериментальных исследований. Благодарю И.Э. Гаврилову, А.М. Тиунову, О.В. Баталову, Г.М. Погуткину, О.В. Сурину и др., которые занимались обработкой данных МТЗ и графическим оформлением результатов исследований.

В процессе работ автор находила поддержку и участие в совместных разработках моделей для выполнения численного и физического моделирования других отделов и институтов – Р.Б. Журавлевой, А.Ф. Шестакова, Э.Б. Файнберга (ИЗМИРАН), Г.С. Годневой (ИЗМИРАН), И.Л. Варданянц (ЛГУ), Л.Н. Пороховой (ЛГУ), В.М. Кобзовой (ИППММ, г. Львов), А.А. Бобачева (МГУ). Пользуясь случаем всем им выражаю признательность и благодарность.

Искренне благодарю К.С. Иванова на многолетнее и плодотворное сотрудничество в вопросах геологического истолкования результатов совместных исследований.

Литература:

1. Дьяконова А.Г., Файнберг Э.Б., Годнева Г.С. Электропроводность верхней мантии Уральского региона. М.: ИЗМИРАН, 1987, С. 108-123.
2. Альмуханбетов Д., Алинбеков Е., Галкин А.С., Тулегенов С. Исследование земной коры и верхней мантии в Казахстане магнитотеллурическими методами. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1977, С.152.
3. Дьяконова А.Г., Шестаков А.Ф., Варданянц И.Л., Годнева Г.С. Результаты глубинного магнитотеллурического зондирования в Уральском регионе. Физика Земли, № 2, 1990, С. 79-90.
4. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала. Геология и геофизика, т.48, №10, 2007, С. 1086-1095.

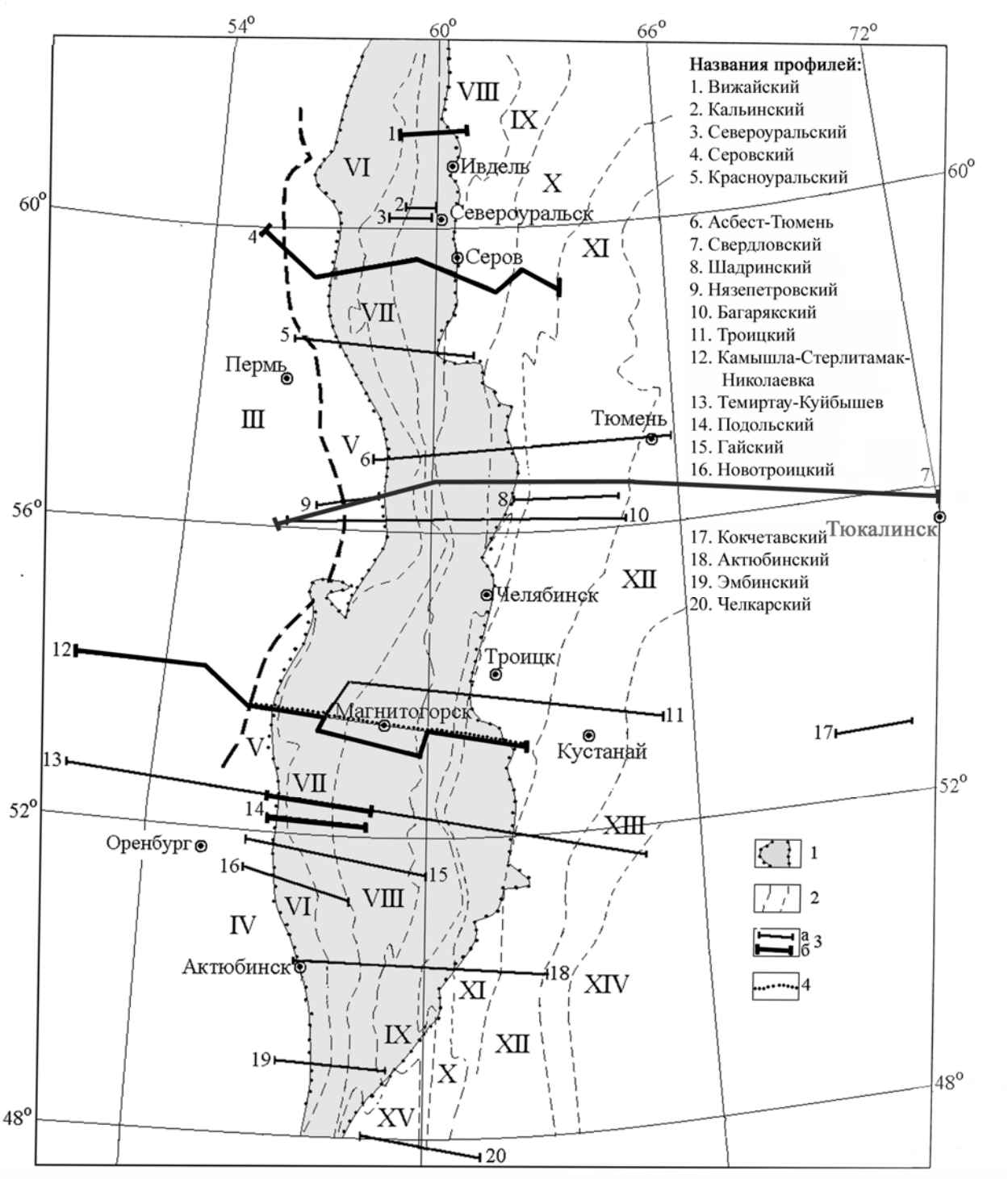


Рис 1. Схема структурного районирования Уральского региона (по И.Д. Соболеву и др., 1983 г.) и расположение профилей электромагнитных исследований. 1- "Открытый" Урал; 2 - границы и номера структур I порядка: Ш- восточная окраина Восточно-Европейской платформы, IV - Прикаспийская синеклиза, V - Предуральский краевой прогиб, VI - Западно-Уральская внешняя зона складчатости, VII - Центрально-Уральское поднятие, VIII - Тагильско-Магнитогорский прогиб, IX - Восточно-Уральское поднятие, X - Восточно-Уральский прогиб, XI - Зауральское поднятие, XII - Тюменско-Кустанайский прогиб, XIII - Тобольско-Убаганское поднятие, XIV - Аксуатский прогиб, XV - Берчогурско-Челкарский прогиб; 3 - профили электромагнитных зондирований прошлых лет (а), опорные (б); 4 - профиль "Уралсейс-95"

ПОВЫШЕНИЕ ИНФОРМАТИВНОСТИ ЧАСТОТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ С РАЗЛИЧНЫМИ ДИПОЛЬНЫМИ УСТАНОВКАМИ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ НОВОГО ИНФОРМАЦИОННОГО ПАРАМЕТРА

Журавлёва Р.Б.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Наиболее информативной при исследовании субгоризонтальных структур, как показали исследования [1-3], является величина

$$G=ReG+iImG=(1+ær)e^{-ær}, \qquad (1)$$

которую можно определить из измерений с различными комбинациями систем генератор-приёмник, используя ту или иную систему в зависимости от условий на местности. Здесь æ= $\sqrt{i\omega\mu_0/\rho}$ - волновое число, ρ –удельное сопротивление однородного полупространства, $\omega=2\pi f$ –круговая частота, $\mu_0=4\pi\cdot10^{-7}$, r- разнос (расстояние между генераторным и приёмным датчиками).

При зондировании субгоризонтальных структур с использованием пространственно совмещённых дипольных источников можем записать:

$$G = \begin{cases} (3e_{\varphi z}-h_{zz})/2 & \text{ВМД} \\ (3h_{ze}-h_{zz})/2 & \text{ВМД+ГЭД} \\ 3-(3h_{xx}+h_{zz})/2 & \text{ВМД+ГМД,} \end{cases} \qquad (2)$$

где $e_{\varphi z}$, h_{zz} -электромагнитные числа в поле вертикального магнитного диполя (ВМД), h_{ze} -в поле горизонтального экваториального электрического диполя (ГЭД), h_{xx} -в поле горизонтального магнитного диполя (ГМД) с моментом вдоль оси *x*. Зондирование может выполняться в частотном, дистанционном и в изопараметрическом варианте (при фиксированном $\sqrt{f}$ r); при использовании любой из указанных в (2) комбинаций источник-приёмник, используя G и соотношение (1), получим *единое* удельное сопротивление структуры.

При использовании *амплитудных* измерений интерпретация производится в рамках модели эффективного однородного полупространства, при этом подразумевается, что в (1) мы имеем æ$_{одн.}$, соответствующее «эффективному» волновому числу слоистого полупространства. Тогда можем определить удельное сопротивление как

$$\rho_{ef}=\omega\mu r^2/(kr)^2_{одн}, \qquad (3)$$

где величина $(kr)_{одн} = |ær|_{одн} = p$ определяется по схеме Лагранжа из соответствующей однозначной для однородного полупространства табулированной зависимости от волнового параметра *p* величины $|G|$ в предлагаемых вариантах зондирования и, для сравнения, $|h_z/h_r|$ при стандартном варианте.

Преимущества предлагаемого способа зондирования и его возможности хорошо видны на типичном для Урала 4-х слойном разрезе с верхним слоем наносов и с погруженным электропроводным горизонтом, моделирующим рудную зону с различной глубиной залегания либо с различной контрастностью по электросопротивлению. На рис.1 для сравнения приведены результаты частотного (а1, а2) и изопараметрического (б1,б2) зондирований такого разреза с использованием стандартной методики с измерением $|h_z/h_r|$ и использованием ρ_{ef} ($|h_z/h_r|$) в поле ВМД и предлагаемой методики с определением ρ_{ef} $(|G|)$. Видно (рис.1а1, а2), что частотные кривые ρ_{ef} $(|G|)$ лучше разрешимы по сравнению с ρ_{ef} $(|h_z/h_r|)$, прекрасно фиксируют наличие контрастного проводника в разрезе, и хорошо виден тип разреза, тогда как по ρ_{ef} $(|h_z/h_r|)$ определить его трудно. В изопараметрическом варианте зондирования информативность зондирований примерно одинакова, но проводник всё-таки более контрастно выделяется при комплексировании. Чётко видно, что при использовании величины $|G|$ для выявления погруженного проводника нужны частоты примерно в 4 раза более высокие, чем при измерении $|h_z/h_r|$, либо разносы, соответственно, вдвое меньшие, что является принципиальным преимуществом предлагаемого типа зондирований, т.к. с увеличением разноса значительно уменьшаются величины измеряемых

компонент поля, а измерения при очень низких частотах обычно осложнены помехами и трудно осуществимы.

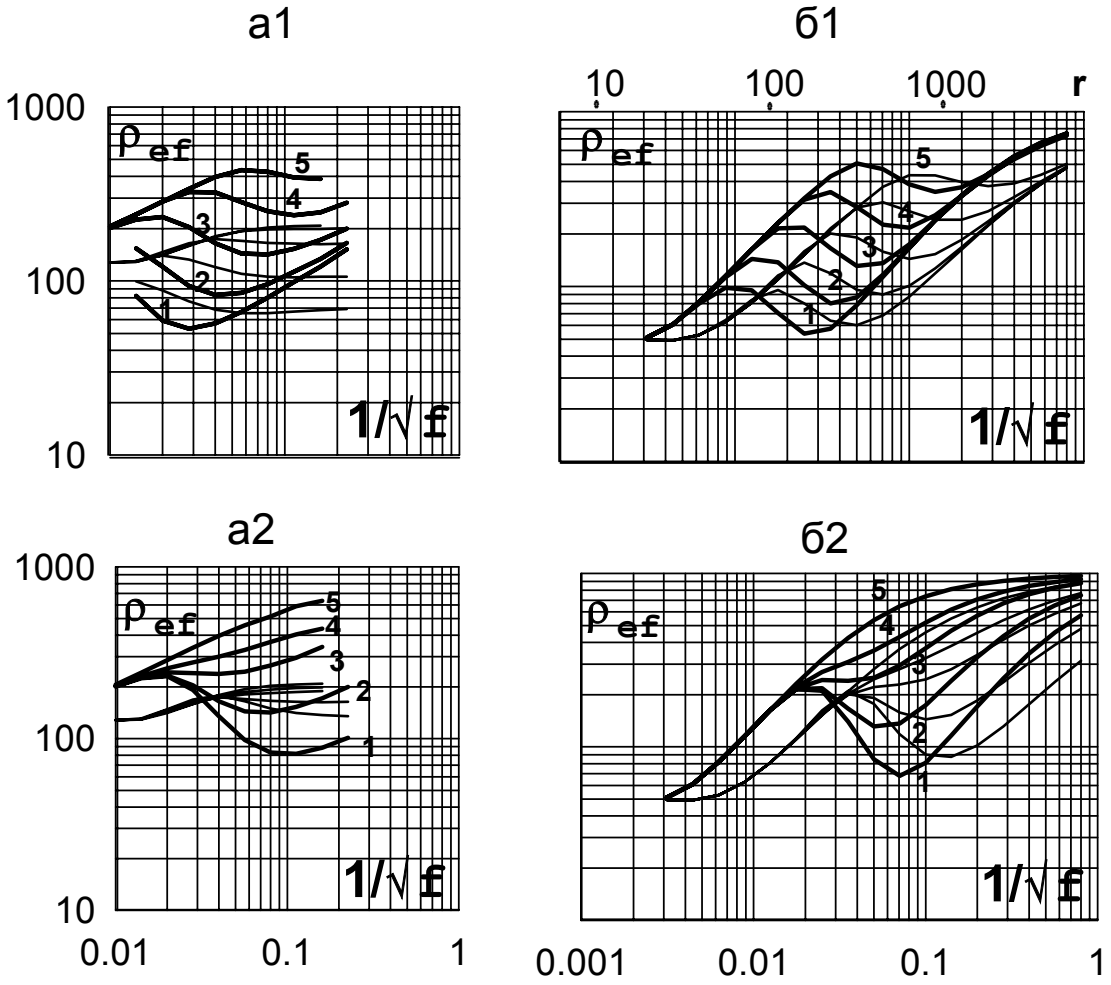


Рис.1. 4 -х слойная структура; а1, а2 - частотное зондирование, r = 200м.
б1, б2-изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f}$ r=8000
——— $\rho_{ef}(|G|)$, ——— $\rho_{ef}(|h_z/h_r|)$

а1,б1:

ρ	50	1000	20	1000
h	20	Var	50	∞

Var= h_2,м	1	2	3	4	5
	50	100	200	400	800

а2,б2:

ρ	50	1000	Var	1000
h	20	200	50	∞

Var= ρ_3,Ом.м	1	2	3	4	5
	10	20	50	100	1000

При выполнении *амплитудно-фазовых* измерений можно выполнить интерпретацию по модели эффективной 2-х слойной среды с определением её параметров ρ_1; h_1; ρ_2. При этом полагаем $\rho_{1k} = \rho_{ef}$, а ρ_{2k} и h_{1k} определяем, используя соотношения [3]:

$$ZZ = {}^{TH}_{CTH}\left[æ_1 h_1 + ar^{TH}_{CTH}\sqrt{\rho_2/\rho_1}\ \right] = |ær|_{ef} / |ær|_{одн} \cdot e^{i(\alpha-\pi/4)}$$

Пусть

$$T = æ_1 h_1 + ar^{TH}_{CTH}\sqrt{\rho_2/\rho_1} = ReT + iImT$$

Тогда

$$\rho_{2k} = \rho_{1k} \cdot \begin{cases} TH^{\,2}(\mathrm{Re}\,T - \mathrm{Im}\,T) & \text{при } \alpha \le \pi/4 \\ CTH^{2}\ (\mathrm{Re}\,T + \mathrm{Im}T) & \text{при } \alpha > \pi/4 \end{cases} \qquad (4)$$

$$h_{1k} = \delta\sqrt{2|\mathrm{Im}\,T|}, \quad \text{где} \quad \delta = r\sqrt{2}/|ær|_{ef}$$

Для подбора волнового параметра

$$(ær)_{ef} = Re(ær)_{ef} + iIm(ær)_{ef} = |ær|_{ef} e^{i\alpha}, \qquad (5)$$

такого, чтобы выполнялось соотношение (1), используем специально разработанную программу на основе метода итераций. Использование её показало, как и следовало ожидать, что для однородного полупространства имеем $\alpha=\pi/4$, для структуры с проводником в основании $\alpha<\pi/4$, а для структуры с высокоомным основанием имеем $\alpha>\pi/4$. На рис.2 представлены результаты расчётов по (4) для ранее рассмотренного 4-х слойного разреза, показана зависимость ρ_{ef} и ρ_{2k} от величины h_{1k}.. Видно, что положение максимумов и минимумов примерно соответствует глубине центров залегания соответственно высокоомного и низкоомного слоёв, что подтверждает логичность предложенного нами по (4) способа привязки интерпретационных значений удельного электросопротивления к глубине.

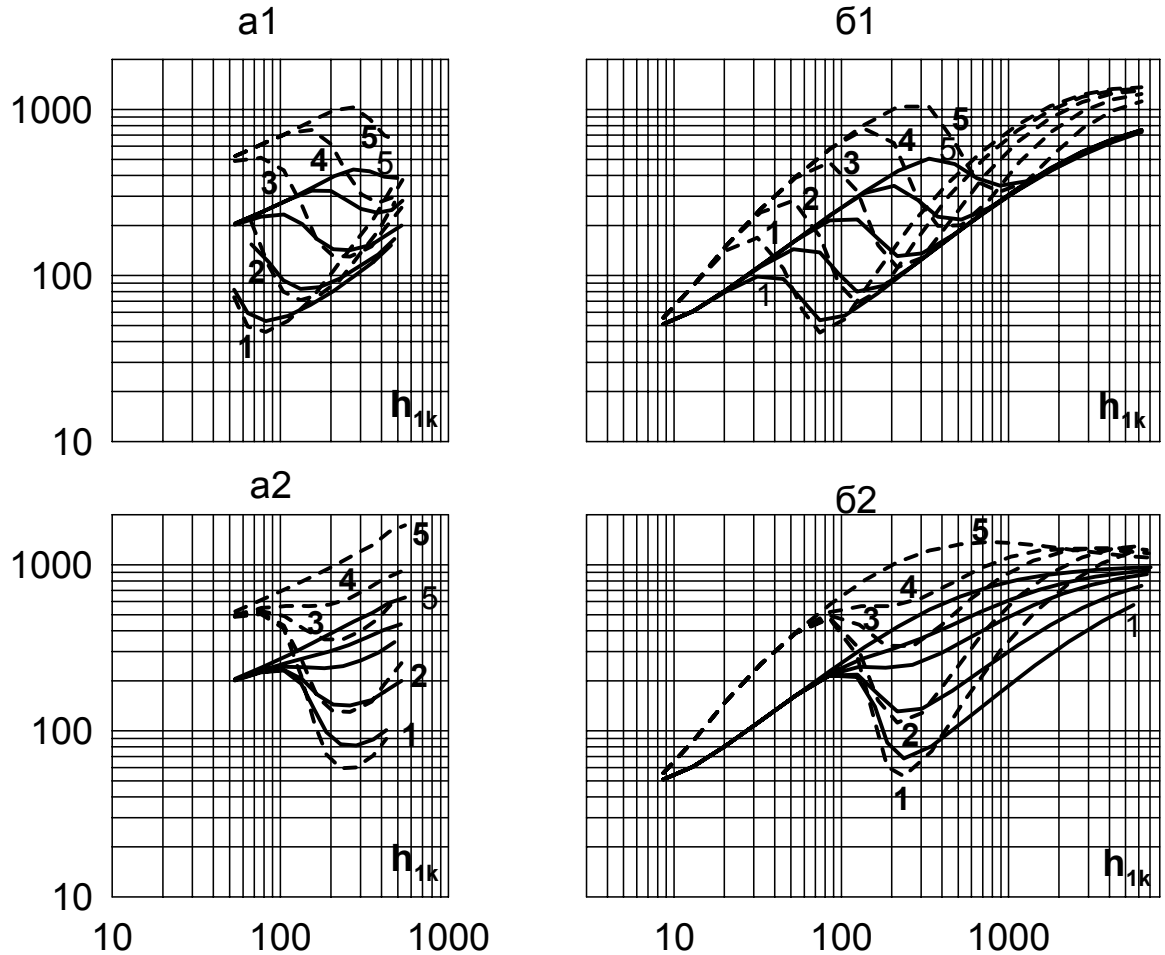


Рис.2. 4-х слойная структура; параметры структуры на а1, б1 и а2, б2 - как на рис. 2.
——— ρ_{ef}, - - - - - ρ_{2k}

а1, а2 -частотное зондирование, r =200м;

б1, б2 -изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f}$ r=8000.

Видно, что величина ρ_{2k} более контрастно по сравнению с ρ_{ef} выделяет наличие высокоомного или низкоомного горизонта, но при низких частотах (большие h_{1k}) она слабо осциллирует относительно ассимптоты, соответствующей сопротивлению основания структуры, тогда как ρ_{ef} выходит на асимптоту при тех же h_{1k}. Но существенным, на наш взгляд, является достаточно хорошее совпадение положения экстремума величины ρ_{2k} с

глубиной центра залегания контрастного по электросопротивлению 2-го слоя, а надёжная привязка выделяемых при зондированиях горизонтов к глубине является обычно слабым местом различных методов.

Выводы:

1. В новом варианте электромагнитных зондирований в гармоническом режиме предлагается использовать в качестве информационного параметра величину *G* (1), определяемую по результатам измерений в поле ВМД, ВМД+ГЭД, или ВМД+ГМД.
2. Использование информационного параметра *G* обеспечивает более высокую разрешающую способность, позволяет получить единую для различных установок картину изменения сопротивления с частотой или глубиной.
3. Использование информационного параметра *G* позволяет выявлять глубинные объекты при меньших разносах и более высоких частотах, когда измеряемый сигнал не слишком мал и превышает порог чувствительности аппаратуры.
4. Использование амплитудно-фазовых измерений позволяет достаточно надёжно определить глубину контрастных по электросопротивлению горизонтов.

Литература:

1. Журавлёва Р.Б. О повышении информативности величины эффективного сопротивления при зондированиях с контролируемым источником //Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН,2000, с.182-188.
2. Журавлёва Р.Б., Миронов Д.Г. Новый вариант зондирований с комплексированием измерений при магнитном и электрическом возбуждении поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Пермь: УрО РАН,2005, с. 86-88.
3. Журавлёва Р.Б. Новый способ электромагнитных зондирований и его информационные возможности // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Екатеринбург, 2006, с.114-117

КОРРЕЛЯЦИЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ С ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИЕЙ

Иголкина Г.В., Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Мезенина З.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Задачи литологического расчленения, выделение коллекторов и оценка эффективных толщин решаются по материалам ГИС практически без непосредственного привлечения керновых данных. Выделение пластов-коллекторов и оценка эффективных толщин объектов также обеспечивается по материалам ГИС. Петрофизические оценки граничных значений ФЕС представляют интерес при уточнении выделенных эффективных толщин в случаях неоднозначности прямых косвенных признаков коллекторов, это касается как участков разрезов представленных низкопоровыми коллекторами, так и интервалов слоистых пачек. Исследования акустической эмиссии в скважине показали, что она может быть вызвана акустическим воздействием, которое применяется для восстановления проницаемости прискважинной зоны пластов.

В связи с тем, что силовое акустическое воздействие влияет на проницаемость насыщенного порового пространства [1,2], стала очевидной необходимость установить связь между коэффициентом проницаемости и динамикой сигнала сейсмоакустической энергии. По результатам сопоставления данных эмиссионного каротажа с методами ГИС, можно получить оценку наличия углеводородов в поровом пространстве пласта коллектора, а также их фильтрационную способность. Эта способность оценивалась ранее по влиянию акустического воздействия на проницаемость коллектора гидродинамическими методами.

Характер насыщенности пористой среды и ее проницаемость являются дополняющими друг друга параметрами в отношении вызванной сейсмоакустической эмиссии. На основании многочисленных опытов при выполнении каротажа скважин на характер текущей насыщенности, совершенно очевидной стала зависимость энергии вызванной эмиссии от пористости и проницаемости околоскважинного пространства. Эта связь доказывается хотя бы тем, что вне коллекторов вызванной эмиссии нет. Подтвердить характер насыщенности испытываемого пласта не всегда представляется возможным по целому ряду технических проблем связанных с эксплуатацией скважины и ее техническому состоянию. Так, например, наличие заколонной циркуляции скважины является подавляющим фактором для проявления вызванной эмиссии пласта.

Корреляция сейсмоакустической эмиссии с коэффициентом проницаемости существует и становится больше после облучения насыщенного порового пространства силовым акустическим полем. Для начала отметим увеличение самого коэффициента проницаемости под действием акустического поля [1] на Пихтовском, Уньвинском и Ольховском месторождениях нефти терригенного типа Пермской области (таблица 1). Изменение вызванной эмиссии после акустического воздействия также является многократно подтвержденным явлением, а величина спектральной плотности энергии сигнала САЭ стала каротажным параметром, который интерпретируется сегодня совместно с данными ГИС при оценке насыщенности пласта коллектора.

Сопоставление количественного увеличения величины спектральной плотности энергии было сделано с проницаемостью по данным ГИС. В Таблице 1 приведены характерные примеры изменения этих параметров, полученных на ряде месторождений терригенного типа в Западной Сибири. Для скважин Кальчинского и Тевлино-Русскинского месторождений прирост величины спектральной плотности энергии сигнала САЭ составляет (30 - 100)% относительно фонового значения и уверенно интерпретируется с наличием нефти в пласте. Сопоставление проницаемости по ГИС с естественным эмиссионным фоном показывает практическое отсутствие связи между ними, в то время как после акустического воздействия корреляция резко возрастает и может составлять десятки и сотни процентов. При этом сам коэффициент корреляции не высок, поскольку приходится сравнивать непрерывную функцию спектральной плотности энергии от глубины скважины с линейно-кусочной функцией расчетного коэффициента проницаемости Кпр, полученного по данным

ГИС. На Рис. 1 приведен пример расчета коэффициента корреляции для скважины №329 месторождения Кальчинское.

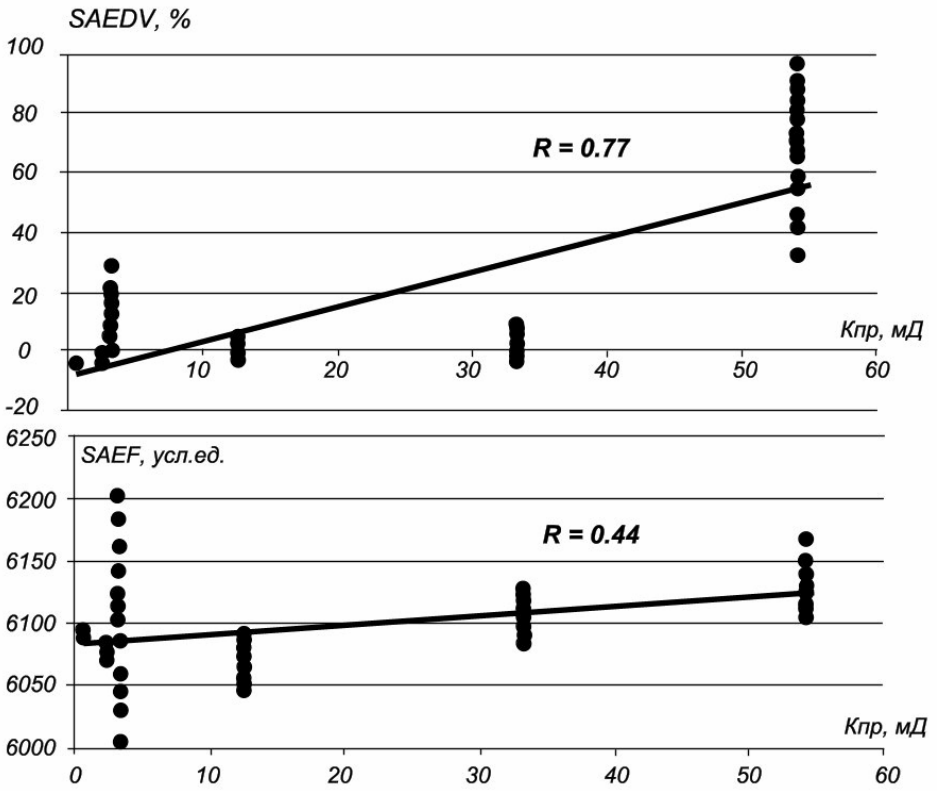


Рис. 1. Корреляционная зависимость вызванной сейсмоакустической эмиссии SAEDV от Кпр (верхний график) и естественной сейсмоакустической эмиссии SAEF от Кпр (нижний график) по результатам исследований на 329 скважине Кальчинского.

Таким образом, усиление связи сигнала вызванной САЭ с проницаемостью коллектора происходит за счет проявления энергии в новой высокочастотной области, которая совершенно отсутствовала в фоновом сигнале [2] и которая является характерной для этого типа коллектора и соответствующей насыщенности нефтью. Практическое отсутствие корреляции проницаемости с фоновым сигналом САЭ, объясняется тем, что при этом, основной вклад в энергию сигнала САЭ вносят низкочастотные составляющие, которые никак не связаны с доминирующими высокими частотами эмиссии не возбужденного пласта, а имеют более широкое пространственное происхождение.

Еще одна иллюстрация связи проницаемости коллекторов с вызванной эмиссией выражается в обнаружении пропущенных проницаемых интервалов при обработке материалов ГИС стандартными методами (Рис. 2.).

Доминирующие частоты главных компонент сингулярного разложения, (2–3) кГц и (9–11) кГц, показали, что в интервале пласта обозначенного как слабо проницаемый (0,3–1) мД по материалам ГИС окончательного каротажа, на самом деле обладают проницаемостью не меньшей чем интервалы близь лежащих пластов этого же коллектора, а именно (15-20)мД. Доминантные частоты вызванной сейсмоакустической эмиссии хорошо совпадают с результатами исследований, выполненными в СО РАН [3], и имеют близкие значения, несмотря на то, что были обнаружены в скважине при воздействии на нефтяное месторождение с поверхности при помощи сейсмического вибратора.

Таким образом, создана методика идентификации и сопоставления вызванной сейсмоакустической эмиссии, с геологическими параметрами нефтегазовых месторождений; которая позволяет оценивать их фильтрационно-емкостные свойства на поздней стадии разработки. Аппаратурное, программное и метрологическое обеспечение каротажа сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) основано на базе специализированного, аппаратно–программного комплекса ААВ-400, разработанного в «НПФ «Интенсоник».

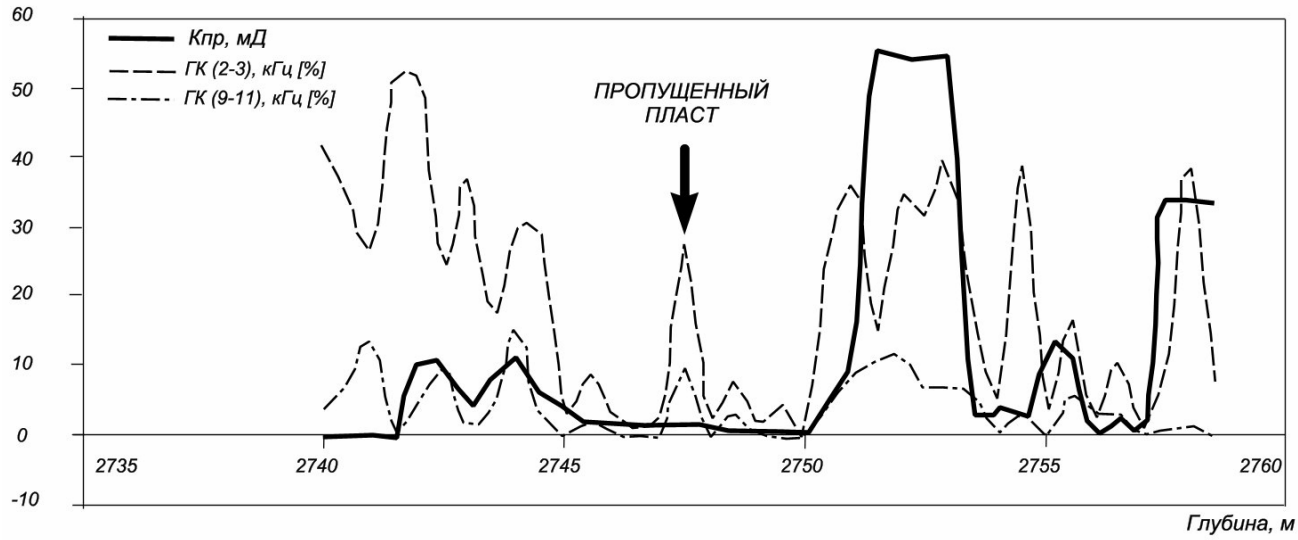


Рис.2. Корреляционная зависимость проницаемости пласта Ач1, Кальчинского месторождения с главными доминантными компонентами вызванного сигнала САЭ, выявление пропущенного интервала.

Таблица 1

Месторождение, скважина №	до АВ	после АВ	Изменение, [%]
Коэффициент проницаемости Кпр [мД]			
Пихтовское, №174	11	20	81,82
Ольховское, №266	3,2	4,2	31,25
Униьвинское, №255	10	21	110,00
Кальчинское, №329	11,7-59,0	-	-
Спектральная плотность энергии сигнала САЭ, $E_{макс}*10^3$			
Кальчинское, №329/1	6,25	10,6	68
Кальчинское, №329/2	6,12	8,5	32
Тевлино-Русскинское, №9847	5,2	10,2	97
Коэффициент корреляции САЭ и Кпр			
Кальчинское, №329/1	0,05	0,46	820,00
Кальчинское, №329/2	0,44	0,77	75,00
Тевлино-Русскинское, №9847	0,07	0,58	728,57

Литература:

1. 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.29-35.
2. Дрягин В.В., Иголкина Г.В., Стародубцев А.А. Решение геолого-промысловых задач при разработке месторождений методом каротажа вызванной сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) // Материалы Международной конференции: «Фундаментальные проблемы разработки нефтегазовых месторождений, добычи и транспортировки углеводородного сырья» ГЕОС. Москва. 24-26.11.2004. С.256.
3. Алексеев А.С., Цецохо В.А., Белоносова А.В., Белоносов А.С., Сказка В.В. Вынужденные колебания трещиновато-блочных флюидонасыщенных слоев при вибросейсмических воздействиях // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. Геомеханика, 2001, №6. С.3-13.

РАДИОВОЛНОВАЯ ИНТРОСКОПИЯ ЗЕМНЫХ ГРУНТОВ: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ, ПОДХОДЫ

Калмыков А.А., Панченко Б.А., Поршнев С.В.
Уральский государственный технический университет, Екатеринбург

Для обнаружения, определения положения и классификация объектов искусственного и естественного происхождений, находящихся в грунте (в многослойной диэлектрической среде), применяются радиолокационные системы подповерхностного зондирования. Для георадаров характерна универсальность, позволяющая использовать данные прибора в геологии, транспортном строительстве, промышленном и гражданском строительстве, экологии, археологии, оборонной промышленности и т.д.

Георадары истользуются:

– *в геологии* для построения геологических разрезов, определения положения уровня грунтовых вод, толщины льда, глубины и профиля дна рек и озёр, границ распространения полезных ископаемых в карьерах, положения карстовых воронок и пустот;

– *в транспортном строительстве* (автомобильные и железные дороги, аэродромы) – для определения толщины конструктивных слоёв дорожной одежды и качества уплотнения дорожно-строительных материалов, изыскания карьеров дорожно-строительных материалов, оценки оснований под транспортные сооружения, определения глубины промерзания в грунтовых массивах и дорожных конструкциях, содержания влаги в грунте земляного полотна и подстилающих грунтовых основаниях, эрозии грунтов на участках мостовых переходов;

– *в промышленном и гражданском строительстве* – георадары нашли применение для определения качества и состояния бетонных конструкций (мостов, зданий и т.д.), состояния дамб и плотин, выявления оползневых зон, месторасположения инженерных сетей (металлических и пластиковых труб, кабелей и других объектов коммунального хозяйства);

– *в решении вопросов охраны окружающей среды и рационального использования земель* – для оценки загрязнения почв, обнаружения утечек из нефте- и водопроводов, мест захоронения экологически опасных отходов;

– *в археологии* – для обнаружения мест нахождения археологических объектов и границы их распространения;

– *в оборонной промышленности* георадары используются для обнаружения мест заложения мин, расположения подземных тоннелей, коммуникаций, складов, техники (хорошие результаты по обезвреживанию мин различного вида даёт комплексирование георадарных технологий с индукционными, тепловизионными и другими методами, а также с нелинейными локаторами и ЯКР-обнаружителями);

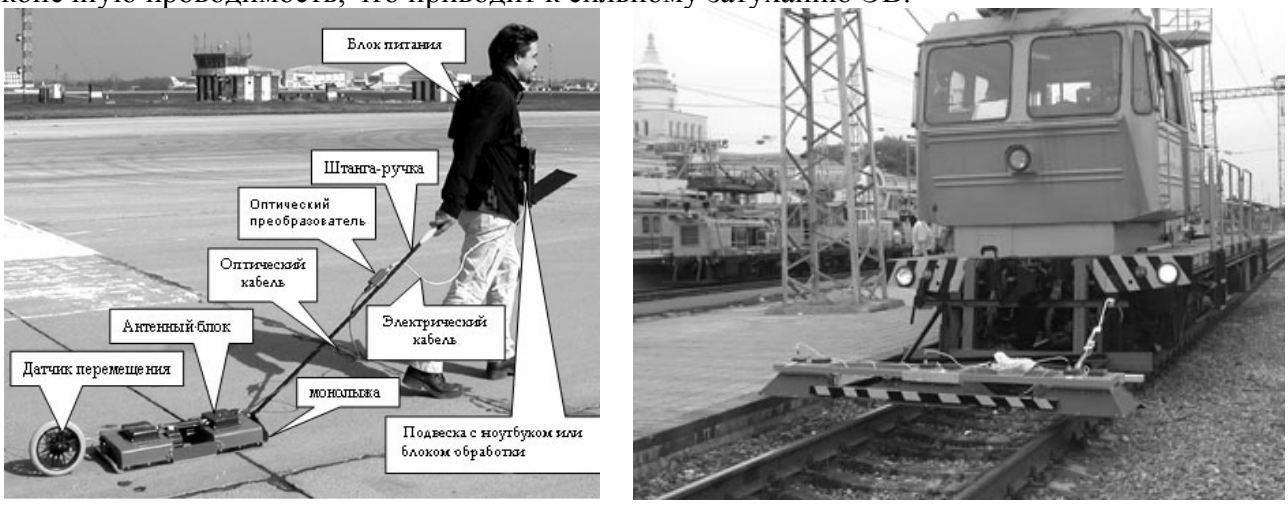
– *в таможенных органах* – для обнаружения контрабандных вложений в гомогенных однородных грузах;

– в экологии георадары – для исследования лесных покров, процессов замерзания и оттаивания почвогрунтов и ледовых покровов рек, а также процессов влагообмена почва – атмосфера.

Из других областей применения подповерхностной радиолокации следует упомянуть работы, связанные с обнаружением металлических и пластмассовых подземных трубопроводов, трещин в горных породах, пустот и неоднородностей под дорожным покрытием. Известны попытки определения радиолокационным методом степени загрязнения подземных вод и влажности песчанистых грунтов [1].

Принцип действия подповерхностных радиолокаторов аналогичен принципу действия обычных радиолокационных станций, в них используются два основных вида зондирующих сигналов – импульсные и непрерывные. В тоже время электромагнитные характеристики каналов распространения зондирующего излучения (диэлектрическая проницаемость ε и электрическая проводимость σ) оказываются существенно отличными от соответствующих характеристик каналов распространения электромагнитных волн (ЭВ) в свободном пространстве. Это проявляется, прежде всего, в том, что среда, через которую

происходит распространение ЭВ, имеет различную диэлектрическую проницаемость и конечную проводимость, что приводит к сильному затуханию ЭВ.



а) б)

Рис. 1 Аппаратурная реализация георадаров: а) – георадар ОКО [2]; б) трехканальный георадарный комплекс с рупорными антеннами [3]

Подробное рассмотрение различных аспектов подповерхностной локации проведено в монографиях [3,4]. Их анализ показывает, что большинство известных алгоритмов обработки радилокационных сигналов (РС) имеет два основных недостатка: 1) зондирующая ЭВ считается плоской; 2) электрофизические свойства зондируемых сред считаются априори известными (однако, на практике ситуация оказывается прямо противоположной). Отметим, что при использовании переносных геолокаторов (рис. 1), в которых излучающая и приемные антенны располагаются в непосредственной близости к земной поверхности и друг к другу, является несправедливым. Случай, представленный на рис. 1б, является еще более сложным, поскольку здесь при построении алгоритмов идентификации подстилающего пространства необходимо учитывать искажение поля электромагнитной волны, обусловленное дифракцией электромагнитной волны на рельсах. Без этого точность восстановления структуры, вообще говоря, вызывает сомнения, а сами результаты рассматривать скорее как качественные, нежели количественные. Отметим также, что ни один из многочисленных производителей аппаратуры для подповерхностного зондирования в технических характеристиках не указывает основного показателя любого измерительного прибора – погрешности измерений.

Указанные определяют необходимость проведения комплексных исследований, включая: 1) изучение особенностей полей ЭВ, используемых в задачах подповерхностной радиолокации; 2) построение соответствующих моделей РС и исследование их частотно-временных характеристик; 3) построение алгоритмов предварительной обработки РС, учитывающих их особенности; 4) разработку методов реконструкции структуры зондируемой среды.

Для достижения поставленных целей, как очевидно, необходимо исследовать решения прямой задачи – расчет напряженности электромагнитного поля, возбуждаемого антенной, расположенной вблизи слоистой диэлектрической среды с конечной проводимостью – и обратной задачи – определение структуры подстилающей диэлектрической среды по известному распределению напряженности поля электромагнитной волны в верхнем полупространстве. Прямая задача, являющаяся модификацией известной задачи Зоммерфельда о вычислении напряженности электромагнитного поля, создаваемого точечным диполем, расположенным вблизи земной поверхности (рис. 2) [5], для вертикального диполя записывается в виде:

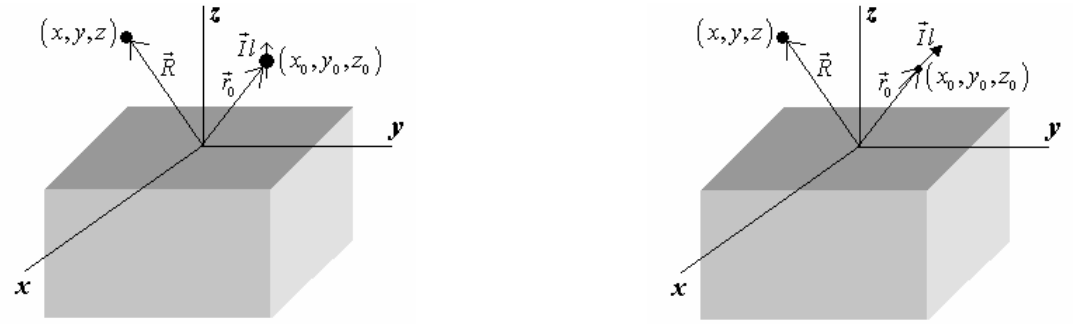


Рис. 2. К постановке задачи Зоммерфельда для вертикального и горизонтального электрического диполя

$$\Delta A_{z1} + k_1^2 A_{z1} = I\,l\delta(x-x_0)\delta(y-y_0)\delta(z-z_0),$$
$$\Delta A_{z2} + k_2^2 A_{z2} = 0, \ldots, \ \Delta A_{zn} + k_n^2 A_{zn} = 0,$$
$$A_{zn}\big|_{z=d_n} = A_{zn+1}\big|_{z=d_n}, \ \frac{1}{\varepsilon_n}\frac{\partial A_{zn}}{\partial x}\bigg|_{z=-d_n} = \frac{1}{\varepsilon_{n+1}}\frac{\partial A_{zn+1}}{\partial x}\bigg|_{z=-d_n}$$

где $A_i, i=\overline{1,n}$ – векторный потенциал в *i*-ом слое, *n* – число слоев, *I* – сила тока в антенне, *l* – размер диполя, $\delta(\ )$ – дельта-функция Дирака, $k_n = k_0\sqrt{\varepsilon_n\mu_n}$ – волновые числа в каждом слое, $k_0 = 2\pi/\lambda$, d_n – координата нижней границы *n*-го слоя.

Для горизонтального диполя:

$$\Delta A_{1x} + k_1^2 A_{1x} = I\,l\delta(x-x_0)\delta(y-y_0)\delta(z-z_0),$$
$$\Delta A_{2x} + k_2^2 A_{2x} = 0, \ldots, \ \Delta A_{xn} + k_n^2 A_{xn} = 0,$$
$$\frac{\partial A_{xn}}{\partial z}\bigg|_{z=-d_n} = \frac{\partial A_{xn}}{\partial z}\bigg|_{z=-d_n}, \ \frac{A_{xn}}{\varepsilon_n}\bigg|_{z=d_n} = \frac{A_{xn+1}}{\varepsilon_{n+1}}\bigg|_{z=d_n}.$$

Решить, приведенные выше задачи можно решить либо прямым интегрированием дифференциальных уравнений и нахождением неизвестных постоянных из граничных условий, либо используя аппарат функций Грина [6].

Приведем выражения для векторного потенциала электромагнитного поля, создаваемого вертикальным диполем Герца, расположенным вблизи границы раздела двух сред, а также в трехслойной диэлектрической среде в верхнем полупространстве:

$$A_{1z} = \frac{iIl}{4\pi}\int_0^\infty \left[e^{i\kappa_1|z-z_0|} + \frac{\varepsilon_2\kappa_1 - \varepsilon_1\kappa_2}{\varepsilon_2\kappa_1 + \varepsilon_1\kappa_2} e^{i\kappa_1(z+z_0)} \right] \frac{k_\perp J_0(k_\perp\rho)}{\kappa_1} dk_\perp \qquad (1)$$

$$A_{1z} = \frac{iIl}{4\pi}\int_0^\infty e^{i\kappa_1|z-z_0|}\frac{k_\perp J_0(k_\perp\rho)}{\kappa_1}dk_\perp +$$
$$\int_0^\infty \frac{(\kappa_1\varepsilon_2+\kappa_2\varepsilon_1)(\kappa_2\varepsilon_3-\kappa_3\varepsilon_2)e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1\varepsilon_2-\kappa_2\varepsilon_1)(\kappa_2\varepsilon_3+\kappa_3\varepsilon_2)}{(\kappa_1\varepsilon_2-\kappa_2\varepsilon_1)(\kappa_2\varepsilon_3-\kappa_3\varepsilon_2)e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1\varepsilon_2+\kappa_2\varepsilon_1)(\kappa_2\varepsilon_3+\kappa_3\varepsilon_2)} e^{i\kappa_1(z+z_0)}\frac{k_\perp J_0(k_\perp\rho)}{\kappa_1}dk_\perp, \qquad (2)$$

Первый интеграл в (1), (2), вычисляющийся точно [7]

$$\frac{iIl}{4\pi}\int_0^\infty e^{i\kappa_1|z-z_0|}\frac{k_\perp J_0(k_\perp\rho)}{\kappa_1}dk_\perp = \frac{iIl}{4\pi}\frac{e^{ik_1 r_-}}{r_-},$$

представляет векторный потенциал прямой электромагнитной волны, излучаемой диполем. Второй член в решении задачи Зоммерфельда (1) трактуется, как векторный потенциал электромагнитной волны, отраженной от границы раздела двух сред. Сравнивая вторые слагаемые в выражениях (1), (2), приходим к выводу о том, что выражения для напряженностей электромагнитного поля отличаются заменой выражения

$$\frac{\varepsilon_2\kappa_1-\varepsilon_1\kappa_2}{\varepsilon_2\kappa_1+\varepsilon_1\kappa_2}$$

выражением

$$\frac{\left(\kappa_1\varepsilon_2+\kappa_2\varepsilon_1\right)\left(\kappa_2\varepsilon_3-\kappa_3\varepsilon_2\right)e^{2i\kappa_2 d_2}+\left(\kappa_1\varepsilon_2-\kappa_2\varepsilon_1\right)\left(\kappa_2\varepsilon_3+\kappa_3\varepsilon_2\right)}{\left(\kappa_1\varepsilon_2-\kappa_2\varepsilon_1\right)\left(\kappa_2\varepsilon_3-\kappa_3\varepsilon_2\right)e^{2i\kappa_2 d_2}+\left(\kappa_1\varepsilon_2+\kappa_2\varepsilon_1\right)\left(\kappa_2\varepsilon_3+\kappa_3\varepsilon_2\right)}. \quad (3)$$

Аналогичные выражения получаются для векторного потенциала электромагнитного поля, создаваемого горизонтальным диполем Герца, расположенным вблизи границы раздела двух сред, а также в трехслойной диэлектрической среде в верхнем полупространстве:

$$A_{x1}=\frac{iIl}{4\pi}\int_0^\infty\left[e^{i\kappa_1|z-z_0|}+\frac{\varepsilon_1\kappa_1-\varepsilon_2\kappa_2}{\varepsilon_1\kappa_1+\varepsilon_2\kappa_2}e^{i\kappa_1(z+z_0)}\right]\frac{k_\perp J_0\left(k_\perp\rho\right)}{\kappa_1}dk_\perp,$$

$$A_{1z}=\frac{iIl}{4\pi}\int_0^\infty e^{i\kappa_1|z-z_0|}{}_\perp\frac{k_\perp J_0\left(k_\perp\rho\right)}{\kappa_1}dk_\perp+$$

$$\int_0^\infty\frac{\left(\kappa_1\varepsilon_1+\kappa_2\varepsilon_2\right)\left(\kappa_2\varepsilon_2-\kappa_3\varepsilon_3\right)e^{2i\kappa_2 d_2}+\left(\kappa_1\varepsilon_1+\kappa_2\varepsilon_2\right)\left(\kappa_2\varepsilon_2+\kappa_3\varepsilon_3\right)}{\left(\kappa_1\varepsilon_1-\kappa_2\varepsilon_2\right)\left(\kappa_2\varepsilon_3-\kappa_3\varepsilon_2\right)e^{2i\kappa_2 d_2}+\left(\kappa_1\varepsilon_1+\kappa_2\varepsilon_2\right)\left(\kappa_2\varepsilon_2+\kappa_3\varepsilon_3\right)}e^{i\kappa_1(z+z_0)}\frac{k_\perp J_0\left(k_\perp\rho\right)}{\kappa_1}dk_\perp, \quad (4)$$

Анализ (3), (4) показывает, что векторный потенциал вторичной волны зависит от электромагнитных характеристик каждой из составляющих рассматриваемой структуры. При этом трактовать данный коэффициент, как результат отражения от границы раздела первой и второй среды, аналогично предыдущему случаю, не удается. В связи с тем, что электромагнитное поле вблизи диполя заведомо не является плоской волной, нельзя рассматривать полученные выражения, как результат суперпозиции плоских волн отраженных от границ раздела слоев, как это сделано в [3,4] при вычислении коэффициента отражения плоской волны от границы слоистой структуры. С нашей точки зрения, в данном случае второе слагаемое в выражении (2), (4) следует трактовать, как отклик многослойной (в рассматриваемом случае трехслойной среды), возбуждаемой диполем Герца. Отметим, что предлагаемая модель электромагнитного поля, в известной мере, аналогична модели электромагнитного поля, применяемой в геофизике при электроразведке [8]. Напомним, что здесь возбуждение исследуемого пространства осуществляется сверхнизкочастотными электромагнитными колебаниями (~100 Гц).

Таким образом, в отличие от ее традиционной постановки (см., например [9]), используемой в подповерхностной радиолокации, рассматриваемая задача оказывается эквивалентной обратной задаче разведочной геофизики (определение электродинамических параметров среды по измеренным характеристикам электромагнитного отклика исследуемого пространства при его возбуждении электрическим или магнитным диполями) и для ее решения целесообразно использовать методы решения обратных геофизических задач [9], или эвристический метод, основанный на сравнении результатов измерения напряженности поля электромагнитной волны, возбуждаемой в верхнем полупространстве, с численными решениями прямой задачи, полученными для различных структур и электрофизических параметров подстилающих сред. Особо отметим, что возможности современных компьютеров позволяют реализовать эвристический метод в реальном масштабе времени.

Литература:

1. V. E. Romanovsky, T. E. Osterkamp, Thawing of the active layer on the costal plain of the Alaskan Arctic, Permafrost and Periglac. Proc., 8(1), 1–22, 1997.
2. http://www.geotech.ru/apparatus/oko/
3. http://www.geotech.ru/apparatus/komplex-zhd/
4. Финкелыптейн М.И., Кутев В. А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1986.
5. Подповерхностная локация/ М.И. Финкельштейн, В.И. Карпухин, В.А. Кутев, В.Н. Метелкин. М.: Радио и связь, 1994.
6. Зоммерфельд О.А. Дифференциальные уравнения в частных производных физики. М.: ИЛ, 1950.
7. Панченко Б.А., Нефедов Е.И. Микрополосковые антенны. М.: Радио и связь, 1986.
8. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. М.: Наука, 1999.
9. Матвеев Б. К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1982.
10. Гринев А.Ю., Зайкин А.Е., Чебаков И.А. Определение электрофизических и геометрических параметров сред методом вычислительной диагностики// Радиотехника, 2001. № 3. С. 21–27.
11. Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. Екатеринбург: УрО РАН, 1996.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНОВ.

Колтышева Е.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

novembr@e1.ru

Одним из важных геодинамических показателей эволюции земной коры является степень унаследованности развития тектонических зон. Коэффициент унаследованности ($К_у$) вертикальных тектонических движений по Уральскому региону и восточной части Восточно-Европейской платформы был рассчитан по Палеотектоническим картам СССР масштаба 1: 5000000 под ред. Т.Н. Спижарского [1]. Исследования проводились вдоль широтных профилей с 45 по 70 градус с. ш. и с 42 по 66 градус в. д. Количественная характеристика степени тектонической унаследованности вертикальных движений получена по методике В.Б. Неймана [2]. Данные об амплитудах нисходящих и восходящих движений были взяты попрофильно с каждой палеотектонической карты. Затем между смежными точками каждого профиля был рассчитан $К_у$ в процентах. Полученные значения были разбиты на следующие градации: 1-33, 33-67, 67-100%; затем построена карта изолиний $К_у$ с валдайского-юдомского времени по верхний триас. Наиболее информативными являются области с пониженными (<33%) значениями $К_у$, т.к. они отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий.

С севера на юг исследуемой территории выделяются секторы, прошедшие различное геотектоническое развитие. Это область Печорской и Мезенской синеклизы, Тиманской гряды, Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы [3].

Выделяется меридиональная зона пониженных значений $К_у$ на Уральской части исследуемой территории, в основном пространственно совпадающая с трогом поверхности Мохоровичича. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки, низкая суммарная намагниченность магнитоактивного слоя. Возникновение этой зоны очевидно связано с процессом коллизии палеозойских литосферных плит [4]. Отмечается изменение характера изолиний $К_у$ пространственно соответствующее границам Уфимского выступа Русской платформы. По геофизическим данным здесь происходит довольно резкая ундуляция трога поверхности Мохо на восток с максимумом на 56 гр. с.ш. [5]. В геополях эта зона ундуляции отличается пониженной основностью, минимальными неоген-четвертичными движениями, минимальной высотой современного рельефа и максимальной сейсмичностью.

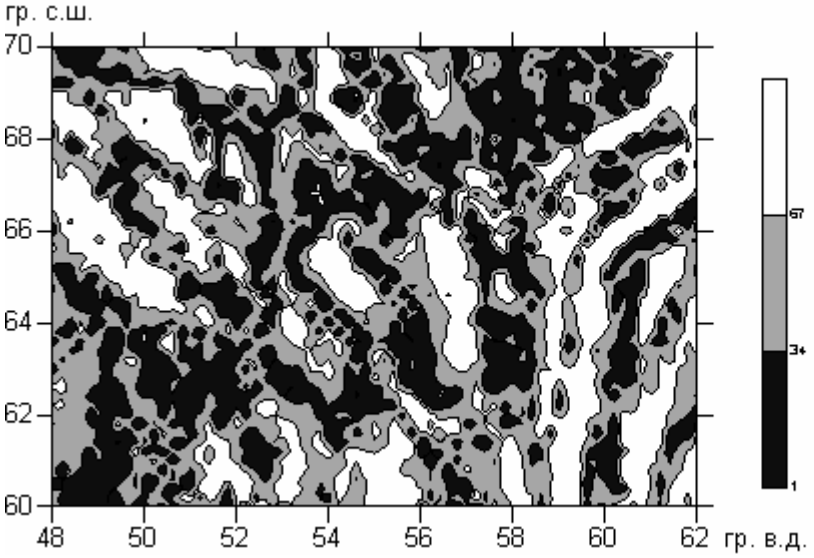


Рис. 1. Схема тектонической унаследованности Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (в %).

При сопоставлении схем степени унаследованности Тимано-Печорской (Рис.1) и Волго-Уральской (Рис.2) нефтегазоносносных провинций видны следующие

закономерности. Наблюдается несколько зон как повышенной, так и пониженной степени тектонической унаследованности. Предуральский краевой прогиб в основном также выделяется понижением степени унаследованности. Сложно отражены границы ряда структур Печорской синеклизы и Тиманской гряды: зонами пониженных значений $К_у$ выделяются Хорейверская впадина, Денисовский прогиб, Малоземельско-Колгуевская и Нерицкая моноклиналь и другие более мелкие структуры. Для этих зон характерно субмеридиональное и северо-западное простирание, соответствующее направлениям ведущей группы разломов, которые определили контуры большинства структур 1-го и 2-го порядков [6].

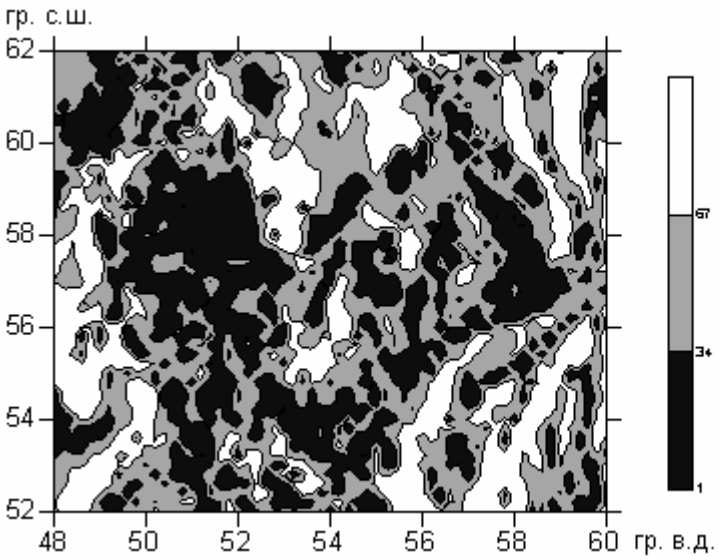


Рис. 2. Схема тектонической унаследованности Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (в %).

Значительные области пониженных значений $К_у$ характерны для Волго-Уральской антеклизы. Эти области совпадают, в основном, со структурами Татарского и Оренбургского сводов, а также Башкирского свода и Юрюзаньской впадины.

При сопоставлении карт перспектив нефтегазоносности Тимано-Печорской [6] и Волго-Уральской [7] провинций со схемами степени унаследованности можно увидеть, что, в основном, пониженные участки коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений соответствуют областям с наибольшей плотностью извлекаемых перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа.

Литература:

1. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т.Н. Спижарский. Л.: 1974. 1977 .1982.
2. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80с.
3. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003.
4. Колтышева Е.С. Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала. В кн. Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Том 1. Мат. XXXIV Тектонического совещания – М.: ГЕОС, 2001. 400с.
5. Рыжий Б.П. Комплексные геофизические исследования земной коры Урала и его двумерная геолого-геофизическая модель. В сб. Геофизика 21 века. Екатеринбург, 2001.
6. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое // Екатеринбург: УрО РАН, 1998.
7. Перродон А. История крупных открытий нефти и газа: Пер. с англ. – М.: Мир, 1994. 255 с., ил.

ОСОБЕННОСТЬ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ В РУДНЫХ РАЙОНАХ

Копылов М.И.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Дальгеофизика», Хабаровск

kopylov@dalgeoph.ru

Задачи локального прогноза

Локальное прогнозирование является завершающей стадией прогноза месторождения. Следует выделить два вида прогноза ─ оперативный и долгосрочный. Оперативный прогноз осуществляется по ходу заверки рудных зон и тел геологическими маршрутами, канавами, скважинами. Долгосрочный прогноз проводится после многолетних поисково-оценочных и разведочных работ в рудных районах, узлах и базируется на обобщении и анализе имеющихся данных. Локальное прогнозирование проводится, когда уже объект (оловорудные поля, зоны) установлен, определены его пространственные границы. Особое внимание уделяется рудоконтролирующим факторам, в число которых входят особенности геологического строения, обусловливающие локализацию оруденения в пределах рудных полей. Обычно рассматриваются различного рода экранирующие поверхности, геодинамические, геохимические, петрофизические и механические барьеры, тектонические нарушения, структурные ловушки. Наличие барьеров и ловушек является одной из гарантий условий образования месторождений. Большое внимание уделяется изучению рудовмещающих факторов, включающих детальную характеристику вмещающих пород, распределение в них рудной минерализации. С этой целью анализируют пористость и трещиноватость вмещающих пород, играющих существенную роль в рудном процессе.

Площадные и околорудные метасоматиты

С явлением кислотного выщелачивания связана метасоматическая зональность вмещающих пород и рудных зон. К главным характеристикам зональности оруденения следует отнести: направление, структуру, контрастность, градиент и ряды зональности. Зональность часто изменяется как по простиранию (горизонтальная зональность), так и по вертикали (вертикальная зональность). Структура зональности определяется чередованием зон различного состава. Контрастность зональности определяется резким или постепенным переходом метасоматических пород и руд. Градиент зональности определяет расстояние, на котором распространяется оруденение или минерализация одного типа. Ряд зональности включает последовательную концентрацию элементов, минералов, руд и пород. Зоны метасоматически измененных пород и сопровождающие их геохимические и геофизические поля могут служить индикаторами происходящих рудных процессов, а также критериями оценки уровня эрозионного среза оловорудных, золоторудных, и др. полей и зон.

Оловянное оруденение образует промышленные концентрации в хлоритовых, турмалиновых, грейзеновых и пропилитовых метасоматитах [2]. В меньших количествах касситерит, либо касситерит и станин, устанавливаются в аргиллизитах, альбититах, актинолитах и микроклинитах. При этом следует подчеркнуть преимущественно комплексный характер оловянного оруденения при резко подчиненной роли минералов олова. Относительно мономинеральное оруденение фиксируется только в альбититах и микроклинитах.

Развитие в пределах района процессы биотизации, хлоритизации, серицитизации пород в физических полях не всегда находят четкое отображение, так как в большинстве случаев они сопровождаются вкрапленной сульфидной минерализацией. В отсутствии ее в поле p_k породы, затронутые этими процессами, отмечаются некоторым повышением значений электрического поля за 3000-5000 Омм, гамма активности (20-40 γ) и U, Th, K. В магнитном поле метасоматические породы картируются понижением значений ΔТ до нулевых, также уменьшением величины параметров æ, σ. В поле η_k, ΔUЕП существенных изменений не наблюдается, чаще метасоматические породы фиксируется повышением значений этих параметров.. Сульфидная минерализация, как вкрапленная так и прожилковая, резко увеличивает диапазон значений всех геофизических параметров. Величина

сопротивлений уменьшается до первых десятков омм, величина η_k напротив увеличивается до 10-30%, ΔUЕП до100-500 мв, в зависимости от количества сульфидной минерализации, интенсивности трещиноватости, пористости и обводненности. Намагниченность метасоматических пород определяется количественным содержанием пирротиновой, магнетитовой минерализацией, которая в пределах их имеет крайне неравномерное распределение. Вкрапленная наложенная магнетитовая минерализация, как правило, фиксируется отрицательным магнетитовым полем от -50 до –250 нТл.

Одной из основных помех для геофизических исследований является наличие углифицированных образований в осадочных породах холдоминской свиты (Комсомольский оловорудный район), они вызывают интенсивные отрицательные аномалии ΔUЕП –100- –8мв; η_k (20-40%), электрические сопротивления понижается до 500-20 Омм. Другой помехой для геофизических исследований, служит наличие на некоторых участках Комсомольского, Кавалеровского оловорудных и Кировского, Верхнеамурского золоторудных районов графитизированных пород в юрской толще, которые также как и углифизированные вызывают повышение поля вызванной поляризации (-15-30%), естественного поля (-200 – -500 mв), понижение электрических сопротивлений (до 50-500 Омм).

На основе указанных закономерностей изменение физических параметров от степени метасоматической проработки пород и наличия углифицированных и графитизированных пород был составлен определить метасоматических типов пород в табличной форме, который позволял по совокупности параметров их весу, определить ориентировочно тип метасоматитов. В свою очередь типы метасоматитов были разбиты условно на четыре группы, по степени их благоприятности для локализации рудных тел: I – весьма благоприятная, II – благоприятная, III – неопределенная, IV – не благоприятная.

Геофизические, петрофизические, геохимические критерии по выявлению рудных зон

В Комсомольском, Хинганском, Баджальском, Кавалеровском оловорудных районах накоплен значительный опыт по исследованию состава метасоматитов, по оценке эрозионного среза и перспективности рудных тел [1,2,3,4]. В последнее время широко использовалась в оловорудных и золоторудных районах методика по изучению изменений электрофизических свойств (электронная дырочная проводимость) арсенопирита, пирита и галенита, указывающих о непрерывном изменении состава рудоносных растворов. Для локального прогнозирования широко привлекаются и геохимические признаки по вторичным и первичным ореолам рассеяния. В качестве признаков используются средние, средневзвешенные содержания олова, золота, титана, меди и их спутников, линейные продуктивности, коэффициенты концентраций, коэффициенты горизонтальной и вертикальной контрастности и другие параметры. Особое место занимает изучение зональности рудных элементов, определяются ряды вертикальной, горизонтальной и концентрической зональностей, коэффициенты парных элементов (Sn/Pb; Sn/Cu; Sn/Ag; Sn/Bi, Au/Ag, Au/Cu, Au/Hg, Au/Bi и др.), мультипликативные и аддитивные. Другая группа элементов: калий, железо, уран и торий перераспределяются под воздействием рудоносных растворов, осаждаются одновременно с оловом, золотом, вольфрамом, медью и другими главными элементами.

Геофизические параметры на стадии локального прогнозирования наиболее многочисленны [3], основными из них являются поляризуемость ($\eta_к$), электрическое сопротивление ($\rho_к$), естественный потенциал (ΔU ЕП), нестационарное магнитное поле, естественная радиоактивность (γ) и гамма-спектрометрические параметры (U, Th, K). К наиболее информативным из геофизических параметров относится $\eta_к$ метода ВП, используемый в различных модификациях и целях. При поисках рудных тел в большей мере применяется ВП в модификации срединного градиента, комбинированного профилирования, ранней стадии ВП (РС ВП). Для их оценки на глубину и изучении морфологии рудных тел используется вертикальное зондирование (ВЭЗ ВП, МКП ВП, ТЗ ВП), временные характеристики вызванной поляризации (ВХ ВП) в скважинном варианте вертикальный профиль и трехэлектродное профилирование. Для прослеживания рудных тел на поверхности и на глубине (по разным горизонтам), изучения морфологии и падения часто

используется метод заряженного тела. Для увязки рудных тел между скважинами, скважинами и поверхностью применяется метод электрической корреляции (МЭК). Все перечисленные электроразведочные методы при поисках и оценке оловорудных тел касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной, золоторудных тел золото-кварцевой, золото-сульфидной, титанорудных тел ильменит-магнетитовой, титаномагнетитовой, апатит-титаномагнетитовой и других формаций базируются на тесной пространственной связи оловянной, золоторудной, титанорудной и сульфидной минерализации, а также характерной зональности в их распределении.

В целом по району большинство рудных зон в геофизических полях проявляются однотипно интенсивными отрицательными аномальными значениями ΔUЕП и положительными высокими значениями η_k. В поле p_k они фиксируются не всегда однозначно, но в большинстве случаев пониженными значениями электрических сопротивлений, в зависимости от вмещающей среды. В магнитном поле часть зон и их отдельные интервалы проявляются довольно контрастно (Лучистая, Длинная, Дальний интервал, Северная, Геофизическая, Силинская) аномальными значениями ΔТ, остальные зоны не нашли отображения.

По концентрации радиоактивности элементов, в геофизических параметрах U, Th, К и общей γ активности рудные зоны фиксируются выносом этих элементов из ядра рудных тел в их зальбандовые части. По данным Ю.Л. Шахновича [4], высокое значение коэффициента корреляции между ураном и торием надежно свидетельствует о безрудности зон минерализации, а низкое, с высокими концентрациями калия, говорит об интенсивном гидротермальном процессе. Золоторудные поля характеризуются повышенными полями U и Th в центральной части, выносом калия и привносом его в периферическую часть

По величине магнитной восприимчивости (æ) и плотности (σ) рудные тела фиксируются различной величиной значений в зависимости от их внешнего чехла и вмещающей среды. Пропилитовый чехол зон четко фиксируется понижением значений æ и σ; кварц – серицит – хлоритовый в амутской эффузивно-осадочных породах отображается также понижением значений æ и σ, а в юрских некоторым их повышением. Ядро рудных тел представленных в большинстве случаев кварц-турмалиновым составом с сульфидной минерализацией, как правило, выделяется высокими значениями σ не зависимо от вмещающей среды, по величине значений æ ядро зон фиксируется высокими значениями в случае присутствия пирротиновый или магнетитовый минерализации. Исходя из приведенной характеристики геофизических параметров над рудными зонами были составлены обобщение геолого-геофизические модели для рудных зон линейного и штокверного типов для Комсомольского района. На приведенных обобщенных моделях показана и геохимическая зональность элементов, так как их пространственное положение и характеризует интенсивность геофизических полей. Обобщенные модели составлены с учетом эрозионного среза рудных тел. В амутских в эффузивно-осадочных образованиях, где отмечается наличие слепых рудных тел, последние в геофизических полях отмечается не всегда четко, аномалии в большинстве случаев носят «расплывчатый» характер. Рудные тела, залегающие в осадочных образованиях, напротив, как правило, фиксируются интенсивными контрастными геофизическими аномалиями.

Обсуждение результатов

Одним из главных вопросов при прогнозировании является выбор факторов, признаков, на основе которых производится локальное прогнозирование. Насколько выбранные факторы играют определяющую роль в процессе рудоотложения, настолько будет точен прогноз в отношении выделенных рудных тел. Как показывает опыт прогнозирования в Комсомольском, Кавалеровском, Хинганском оловорудных, Березитовом, Кировском, Верхнее Амурском золоторудных районов, увеличение числа факторов не увеличивает достоверность прогноза, а в большинстве случаев создает дополнительные трудности в методике прогнозирования, в появлении “шумов” и неопределенности в признаковом пространстве. Кроме того, сама методика локального прогноза на сегодняшний день не имеет фундаментального системного подхода и принципиальных разработанных

основ. В связи с этим в каждом рудном районе исследователи используют свои идеи и методику локального прогнозирования, выбирая различные факторы, критерии. Достоверность локального прогноза в целом невелика и зависит от знаний и интуиции исследователя, особенностей локализации руд в изучаемом районе.

Литература:

1. Бакулин Ю.И., Гагаев В.Н. Критерии и методика комплексной оценки рудных районов. М. Наука,1978.С.31-66.
2. Крюков В.Г, Копылов М.И. Метасоматиты оловорудных районов Приамурья // Геология и геофизика Приамурья. Хабаровск. 1997. С.144-150.
3. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район. Владивосток. ДВО РАН. 2004. С.40-228.
4. Шахнович Ю.Л. Радиоактивные элементы в зонах оловянной и золотой минерализации // Методы рудной геофизики. Ленинград, 1989. С.79-86.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Копылов М.И.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Дальгеофизика», Хабаровск

kopylov@dalgeoph.ru

Общая характеристика глубинного строения оловорудных районов

Мощность земной коры в пределах оловорудных районов Приамурья по данным ГСЗ и расчетам гравитационного поля составляет 34─44 км. Наибольшая мощность неметаморфизованных осадочных отложений установлена для Кавалеровского и Комсомольского рудных районов. В Хинганском районе они отсутствуют, здесь на породах кристаллического фундамента залегают вулканические образования мощностью до 2,5 км. Для верхней части гранитно-метаморфического слоя в оловорудных рудных районах, характерна скорость 5,6─6,0 км/с, для нижней части– 6,1─6,5 км/с, для гранулит-базитового – 6,6─7,5 км/с, для поверхности Мохо 7,8─8,2 км/с. По результатам лабораторных определений в Комсомольском, Кавалеровском, Хинганском, Баджальском оловорудных районах скорость продольных волн на образцах составила: для верхней части гранитно-метаморфического слоя 5,5─6,0 км/с, нижней 6,1─6,6 км/с, гранулит-базитового 6,4─7,0 км/с. В вулканогенно-осадочном слое отмечаются более значительные пределы колебаний скорости: она изменяется от 4,0─4,5 км/с до 6,7─7,4 км/с. По данным ГСЗ, вулканогенно-осадочный слой характеризуется скоростями от 4,5 км/с в Хинганском до 5,5 км/с в Комсомольском, Кавалеровском районах.

К наиболее типичным и изученным оловорудным районам юга Дальнего Востока относятся Комсомольский и Хинганский районы, особенности их глубинного строения по геофизическим данным приводятся ниже.

Комсомольский оловорудный район. По морфологии гравитационного поля Комсомольский рудный район отображается как единая кольцевая морфоструктура с радиусом 42 км, усложненная наложенными по ее периферии современными депрессиями. Аналогичная картина наблюдается и по материалам морфологического анализа рельефа, построенного с разными радиусами осреднения. Фрагментарно, внутри кольцевой морфоструктуры, выделяется еще два концентра с радиусами 26 и 16 км. В эпицентр этой морфоструктуры входит Силинский интрузивный массив и Амутская мульда, в целом он смещен в северо-восточном направлении от принятого по геологическим данным эпицентра – Центрального свода. Наличие в пределах морфоструктуры интрузивных массив (Силинского, Чалбинского, Пурильского, Лево-Хурмулинского и др.) вулканических построек позволяет ее отнести к структурам очагового типа (ОС).

Разрывные структуры района, по-видимому, формировались в условиях сжатия с северо-запада и юго-востока. Складкообразование, начавшееся в результате этого сжатия, в верхней юре привело к формированию серии взбросов и надвигов северо-западного простирания на северо-западе района и поперечных (субширотных) разломов по отношению к складкам в центральной части.

Глубина заложения очаговой структуры Комсомольской ОС оценивается 80-100 км, т.е. связана с мантийным источником. Наиболее интенсивное изменение поля Δg и его полного горизонтального градиента отмечается в центральной части ОС, где они вытянуты полосой в меридиональном направлении. На этой оси располагаются ОС второго порядка: Силинская, Лево-Хурмулинская, Курмиджинская, Элиберданская, что однозначно указывает на наличие здесь глубинного разлома. Выделяемый разлом глубинного заложения (названный автором Комсомольским), трассируется далее на север и юг в поле Δg, ΔT и морфометрии рельефа на протяжении более 200км. Учитывая, что на оси этого разлома, располагаются все очаговые структуры, он мог служить проницаемым своеобразным каналом сообщения мантии с поверхностью. Вероятно, на его пересечении с разломом субширотного простирания и происходило внедрение магматизма, формирование ОС и центрального сводового поднятия, которое развиваясь, изменило облик кольцевой

морфоструктуры, превратив ее в овальный свод северо-восточного простирания. В период же рудообразования, вероятно, происходило незначительное перераспределение главных осей напряжений, от первоначальной их ориентировки северо-западного направления. В такой обстановке, в основном, формировались и активизировались разрывы субмеридионального направления. Наиболее активно образование разрывных нарушений происходило в пределах центральной части ОС, насыщенной магматическими и метасоматическими образованиями, гетерогенный их состав способствовал более интенсивному возникновению различных деформаций (из-за хрупких свойств среды, по сравнению с пластичной, песчано-сланцевой толщей вмещающих пород).

По данным выполненного моделирования полей напряжений (Брянский,1992) на основе использования гравитационных и сейсмических материалов, главные напряжения сосредоточены в приконтактных зонах разуплотненного блока. В западной части блока происходит чередование зон сжатия и растяжения, а в восточной только сжатия. Максимальные напряжения составляют 10 МПа, что близко к прочности горных пород.

Опорными для разреза являются две региональные границы: поверхность кристаллического фундамента (К) и поверхность Мохо (М), в пределах Горинского синклинория в осадочном чехле еще выделяются палеозойский и мезозойский структурные этажи. На глубинах 10-15 км картируется промежуточный слой, характеризующийся повышенной расслоенностью. В этом слое выделяются интенсивные границы по МОВЗ и ГСЗ, по данным последних, скорость продольных волн уменьшается с 6,5 до 6,2 км/с. Результаты зондирования верхов мантии подтвердили наличие в структуре мантии и низкоскоростного слоя на глубинах 75-150 км.

Мощность первого низкоомного слоя по данным МТЗ составляет 6-9 км, второго высокоомного 40-60 км. Подстилающий и высокопроводящий горизонт приподнят до 60-70 км, по сравнению с другими районами Дальнего Востока, где он залегает на глубине 100-200 км. Второй горизонт с низким сопротивлением 10-25 Омм вероятно связан с зоной частичного расплава вещества в верхней мантии.

На глубине 10-25 км инверсионными скоростными границами отмечаются очаговые структуры, причем от границы Мохо к поверхности происходит факелообразное расширение их фронта. Возможно, так отображаются в динамике объемных волн P_5 проницаемая зона мантийного палеоочага и внутрикоровых очаговых структур, в пределах которых и формируются рудно-магматические системы.

По приведенному в монографии (Брянский,1992) геотерметрическому расчетному разрезу, на котором повышенными значениями теплового потока 80-90 мВт/м^2 на глубине 16-25 км выделяется интервал под Комсомольским рудным районом, в его пределах может происходить частичное плавление. Эти данные позволяют более утвердительно определять наличие здесь высоко проницаемой зоны, по которой происходит движение подкорового вещества.

По данным Э.Н. Лишневского (1980) здесь выделяется гипотетический плутон, палеоочаг которого предположительно зарождался на глубине 70 км. Причина глубинного разуплотнения блока в пределах Комсомольского рудного района, вероятно, может быть объяснена геодинамическими условиями формирования ОС. В верхней части (до глубины 15 км) консолидированной коры, разуплотнение традиционно объясняется гранитизацией, но, по мнению автора, в пределах Комсомольского рудного района, особенно в его верхней части разреза, разуплотнение обусловлено не за счет внедрения батолита, а за счет метаморфизма, метасоматоза пород и насыщение их интрузиями по проницаемой зоне глубинного Комсомольского разлома. Так для Комсомольского района, в режиме растяжения земной коры, который происходил при образовании рифтовой зоны, мантийные расплавы проникали до земной поверхности, предпочтительно по стволовым каналам Комсомольского глубинного разлома. С этим связано и образование надразломных вулканических депрессий - Западной, Восточной грабен-синклиналей и Амутской мульды. В режиме сжатия земной коры фронт мантийных расплавов отступал вниз на гип- и мезоабиссальную глубину, где формировались серия интрузий – Силинская, Лево-Хурмулинская, Курминджинская,

Пурильская. В этих условиях потоки газов инфильтровали через нарушения и складчатые этажи, обусловили преобразования пород, метасоматоз и рудообразование. Условия метаморфизма и рудообразования на разных уровнях вертикальной колонны, вероятно, были различны, так как изменяются не только РТ среды, но и степень окисленности флюида.

Рассмотрим особенности глубинного Амутской мульды по данным ДОЗ (АВ=20 км), впервые выполненные в Комсомольском районе по центральному профилю. Кривые ДОЗ имеют весьма сложный характер в связи с вертикальной складчатостью юрских образований, наличием в разрезе интрузивных и субвулканических тел, метасоматической проработки вмещающих пород. С целью проведения количественной интерпретации кривые ДОЗ были пересчитаны в кривые ВЭЗ с помощью линейных фильтров на ЭВМ. По данным количественной и качественной интерпретации кривых p_k, построен геолого-геофизический разрез, где довольно четко выделяется верхняя андезитовая пачка амутской свиты, в пределах которой повышенными локальными аномалиями сопротивлений и ΔТ фиксируются экструзивные тела андезитов. Туфогенная пачка нижней части амутской свиты выделяется некоторым понижением сопротивлений. Маркирующий горизонт туфовых порфиров не нашел отображения на кривых ДОЗ, вероятно из-за его малой мощности. Холдоминская свита, залегающая в большей степени на метасоматически измененных породах песчано-алевролитовой толщи юры, отмечается заметным понижением сопротивлений (до 1500-1800 Омм), по отношению к юрским образованиям, имеющим значение p_k 2100-3000 Омм. В пределах юрских образований, высокими сопротивлениями (3000-8000 Ом м) выделяются тела столбообразной формы, вероятно, отвечающие штокообразным, дайкообразным, сложным по морфологии интрузивным телам диорит-гранодиоритового состава (рис.11). Довольно однозначно выделяются понижением сопротивлений до 1000-1500 Ом м кровля палеозойских пород – триаса, представленной сланцевой толщей. Границы кровли триасовых пород погружается с севера на юг своеобразными ступенями, под Амутскую мульду, образуя воронкообразную форму. Тектонические нарушения довольно четко картируются в поле временных разрезов МОВ проведенных по трем профилям, особенно в верхней, слоистости части разреза, по потере корреляции их границ. Из выделяемых тектонических нарушений, особенный интерес, заслуживает Ленинградское, имеющее пологое северное падение, отвечающее зоне надвига. Угол падения надвига не постоянен, по сейсмическим данным намечается с юга на север его выполаживание.

Хинганский оловорудный район. Наибольший интерес представляет морфология РС Хинганского рудного района по данным глубинных исследований МОВЗ и МТЗ. По конфигурации изолиний ρ (МТЗ) и инверсных границ выделенная зона на глубине 30─50 км выполаживается и от нее обособляются две коромантийные диапировые структуры. Первая (восточная) имеет высокие сопротивления, а вторая (западная), непосредственно находящаяся под восточной окраиной Хингано-Олонойской вулкано-тектонической структуры (ВТС), отмечается низкими значениями сопротивлений. В первом случае это «отмирающий» канал, а втором действующий, по которому вероятно и происходило движение рудно-магматических растворов. По своей морфологии и набору структурно-формационных элементов первая может представлять собой зону субдукции. На геологической карте [Мартынюк, 1986] здесь выделяются: внешняя дуга, представленная андезитами, междуговой Бирский прогиб, внутренняя вулканическая дуга (андезиты), слабовыраженный тыловой прогиб и краевой Хингано-Баджальский вулканический пояс. Охарактеризованная зона является, вероятно, выположенной зоной Заварицкого–Беньофа, по ее каналам происходило формирование Хингано-Олонойской, возможно, и Баджальской, а также ВТС Комсомольского рудного района.

Вытянутость в субмеридиональном направлении по данным МОВЗ слоев с пониженными скоростями, указывает на то, что формирование Хингано-Олонойской очаговой структуры происходило в условиях растяжения в субширотном направлении, а сжатия – в субмеридиональном. Учитывая большую вытянутость нормальных скоростных границ по сравнению с инверсионными границами скоростей, следует признать преобладание деформаций сжатия, происходящих при развитии очаговой структуры. В этом

плане особый интерес представляет поверхность границы Мохо, построенная по профилям МОВЗ, которая имеет здесь овальную форму, вытянутую в субширотном направлении. При средней мощности земной коры 32 километра, а в районе Карадубской группы месторождений до 36 км, граница поверхности Мохо, редуцированная на дневную поверхность, практически близка к границе депрессионной структуры, особенно на севере и юге. В первом случае она совпадает с выделяемым мантийным Салокачинским разломом, во втором - с Кимканским разломом, мантийного заложения. Мощность тектонически ослабленных зон этих разломов указывает на то, что в процессе эволюции очаговых структур они также неоднократно на разных стадиях геодинамического режима испытывали перемещения. Стволы этих разломов служили, вероятно, своеобразной дренажной системой подъема из нижних очагов частично расплавленных масс коры и верхней мантии к периферическим очагам и далее к дневной поверхности. Перемещение мантийного вещества вверх обусловило погружение границы Мохо на глубину до 36 км, при средней глубине ее 32 км. Приуроченность к этим структурам очагов концентрации сейсмической энергии, очевидно, указывает на импульсный характер их роста за счет периодической разгрузки напряжений, длительно накапливающихся в этих очагах.

Обсуждение результатов

По данным геофизических исследований мощность верхней части гранитно-метаморфического слоя под оловорудными районами изменяется от 15 до 21 км, нижней от 12 до 18 км, и гранулит-базитового от 23 до 35 км. Интересным представляется отношение мощностей гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоёв в пределах оловорудных районов и областей, которое изменяется в диапазоне от 0 до 0,8, в неоловоносных его величина больше 1,0.. Выявленную закономерность соотношения между этими слоями можно использовать как критерий для определения возможной оловоносности исследуемых территорий юга Дальнего Востока

Литература:

1. Брянский Л.И. Бормотов ВА. Гравитационная модель глубинного строения Комсомольского рудного района. Тихоокеанская геология, №1, 1986. С.119-122.
2. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район. Владивосток-Хабаровск. ДВО РАН. 2004. С.11-252.
3. Лишневский Э.Н. Глубинное строение Комсомольского рудного района по геофизическим данным // Геология рудных месторождений №6, 1980. С.87-96.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ ПО ГОДОГРАФАМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН, ПОЛУЧЕННЫМ НА ОДНОЙ ИЗ ПЛОЩАДЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Кочнев В.А., Звягин П.А., Поляков В.С.

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск

kochnev@icm.krasn,ru

Приводится результат уточнения модели среды и статических поправок по профилю протяженностью 8 км с использованием адаптивного метода решения систем алгебраических уравнений. Отмечается повышение качества результирующего временного разреза.

Краткое и емкое название направления «Кинематическая интерпретация годографов» — одно из любимых в первых работах С.В. Гольдина. Один из пакетов, созданных под его руководством, носил название КИНГ. Пакет использовался для моделирования и оценки параметров среды по отраженным, преломленным и другим волнам [1].

В данном докладе будет представлено направление кинематической интерпретации, связанное с оценкой параметров модели среды и статических поправок по годографам отраженных волн.

В период появления первых компьютеров, имевших малую память и быстродействие, годограф — массив (или вектор) времен прихода прямых, преломленных и отраженных волн — составлял основу сейсмических данных, вводимых в компьютер для решения обратных задач. Одной из наиболее популярных задач была оценка эффективных скоростей по годографам отраженных волн. На разных машинах в разных организациях было создано несколько программ для решения этой задачи. Для исключения влияния неоднородностей верхней части разреза (ВЧР) использовались разностные годографы.

С появлением цифровой записи сейсмических трасс, с увеличением памяти и быстродействия ЭВМ, с появлением многократных систем наблюдения на первый план вышла задача оценки не только скоростных параметров модели среды, но и неоднородностей ВЧР. Учет их позволяет получать четкое изображение разреза. Но четкий временной разрез не всегда дает правильную картину структурного плана отражающих горизонтов. Наиболее сильные искажения возникают при больших в плане и глубине неоднородностях ВЧР. В связи с этим создавались различные специальные программы для исключения влияния длиннопериодных неоднородностей (например, SATLW в системе SOS фирмы CGG). Проблема эта остается актуальной до сих пор, особенно при обработке 3D-наблюдений.

Наиболее радикальным способом решения этой проблемы является оценка параметров всей модели (верхней и глубинной) через решение систем алгебраических уравнений. Для преодоления многих математических трудностей понадобился особый — адаптивный — подход к решению систем алгебраических уравнений. Постановка задачи, метод решения и результаты этого подхода приведены в работах [2, 3]. Технология, созданная с участием Г.А. Устюжанина для БЭСМ-6 использовалась в производственном режиме для обработки наиболее сложных площадей с неоднородной верхней частью разреза. В настоящий момент технология создается для персональных ЭВМ. Результаты исследования новой версии адаптивного алгоритма представлены в работе [4].

В данном докладе приводятся первые результаты, полученные по профилю 2D по одной из площадей Западной Сибири.

Для решения обратной кинематической задачи был выбран профиль протяженностью 8 км. С помощью алгоритма автоматического прослеживания годографов по горизонту Б было получено 157 годографов. Общее число всех точек годографов, а, следовательно, и уравнений, составило 14767. Число неизвестных — 958 (из них поправок на пунктах взрыва и приема соответственно 157 и 161, нулевых времен и скоростей на 320 общих симметричных точках — 640). Начальные приближения параметров заданы константами и видны на последующих графиках.

Данная система уравнений решалась на ПЭВМ с использованием адаптивного метода. На первых 4 итерациях уточнение параметров велось только по ближним точкам годографов (удаление ПВ—ПП не более 250 м). На последующих 10 итерациях в процесс уточнения включались точки со средними удалениями (до 2000 м). Наконец, на последних 10 итерациях уточнение параметров проводилось по всем точкам.

На выполнение всех 24 итераций уточнения потребовалось около 5 с машинного времени. В результате средняя квадратическая невязка уменьшилась с 7,18 мс до 2,64 мс.

На рис. 1а и 1б приведены временные разрезы, просуммированные соответственно с априорными статическими поправками и с поправками, полученными при решении обратной задачи. Как утверждают специалисты, разрез на рис. 1б обладает лучшей прослеживаемостью.

На рис. 2а и 2б показаны априорные (ровные линии) и уточненные значения статических поправок соответственно за ПП и ПВ. Полная статическая поправка за пункт взрыва состоит из суммы двух компонент, одна из которых вычисляется с помощью линейной интерполяции на основе поправок за ПП (рис. 2а), а вторая уточняется независимо в процессе решения обратной задачи (рис. 2б).

На рис. 2в видим априорные (ровная линия) и уточненные значения нулевых времен. Амплитуда изменения значений составляет около 6 мс. Ниже (рис. 2г) видим априорный и уточненный графики эффективной скорости. Предел изменения уточненных значений составляет около 10 м/с. Наконец, на рис. 2д показаны результирующие графики глубины отражающей границы. Амплитуда изменения уточненных значений не превышает 15 м.

Используя адаптивный метод решения систем уравнений, удалось уточнить априорные значения статических поправок, что позволило получить более качественный, лучше разрешенный временной разрез. Также удалось уточнить глубинные параметры модели среды, которые в данном случае изменяются незначительно. В докладе будут приведены результаты, полученные по другим профилям.

Литература:

1. Гольдин С.В., Черняк В.С., Судварг Л.П. Система КИНГ (Пакет программ кинематической интерпретации отраженных сейсмических волн). Новосибирск. 1980.
2. Кочнев В.А. Адаптивное прослеживание сейсмических волн и оценка их параметров. // Геология и геофизика, 1983, №2. С. 95–104.
3. Кочнев В.А. Адаптивные методы интерпретации сейсмических данных. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. 1988.
4. Кочнев В.А., Звягин П.А. Исследование решения обратной кинематической задачи МОВ с использованием адаптивного метода. // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН, 2007. С. 50–52.

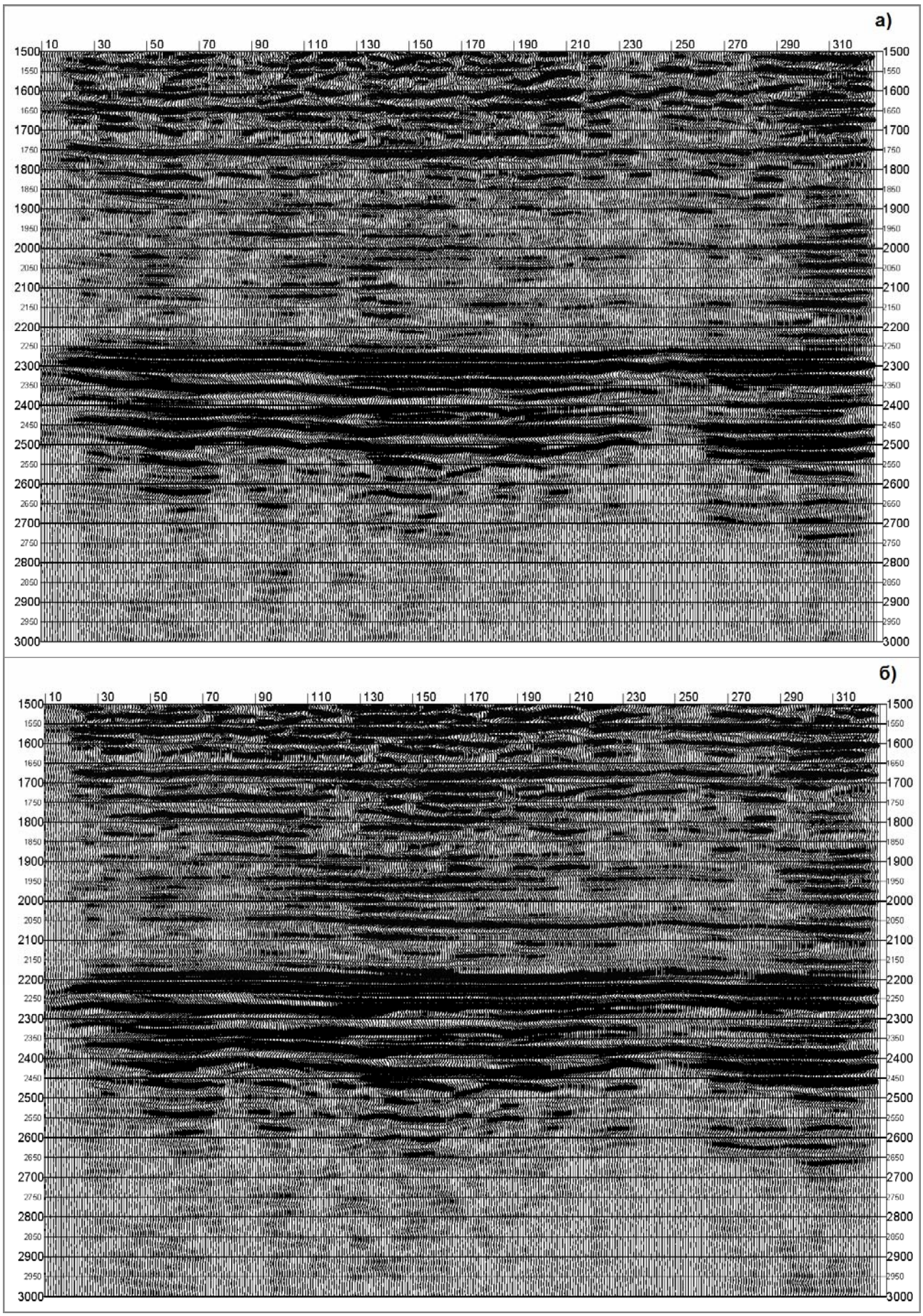


Рис. 1. Временные разрезы с априорной (а) и уточненной (б) статикой.

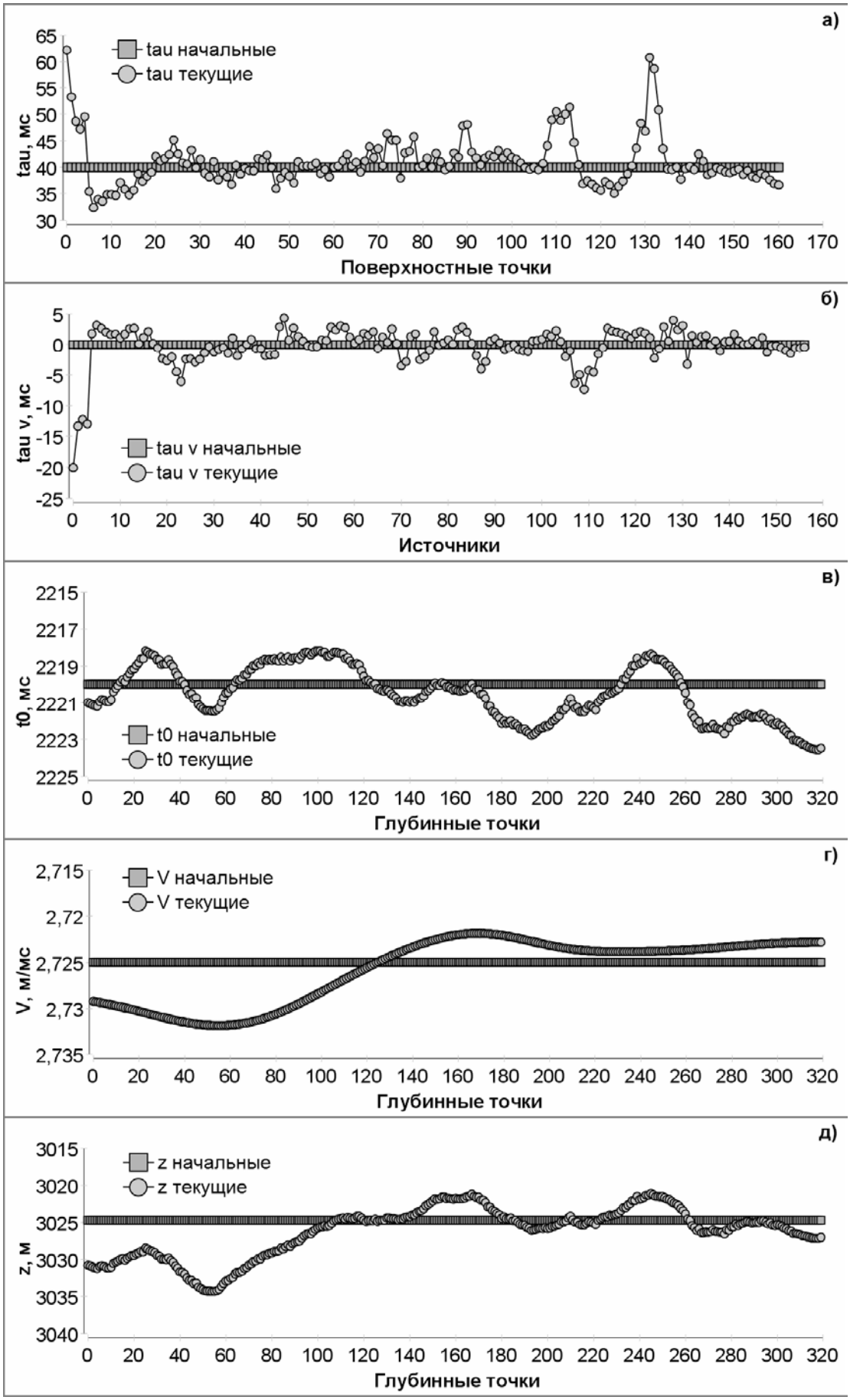


Рис. 2. Результаты уточнения статических поправок за ПП (а) и ПВ (б), нулевых времен (в), эффективных скоростей (г) и результирующий график глубин (д).

ЭКСПЕРИМЕНТ ПО УТОЧНЕНИЮ ОДНОРОДНО НАМАГНИЧЕННОГО 6-СЛОЙНОГО ШАРА ПО МАГНИТНОМУ ПОЛЮ ЗЕМЛИ

Кочнев В.А., Гоз И.В.

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск

kochnev@icm.krasn,ru

Условия эксперимента

Модель шара включает 6 слоев. Первые три слоя моделируют северное полушарие, остальные – южное. Радиусы границ слоев – 6400, 6000 и 3200 км. Каждый слой аппроксимируется прямоугольными призмами с горизонтальными размерами 400x400 км. Высота призмы определяется вертикальной толщиной слоя в центре призмы. Таким образом, центральные призмы слоев имеют высоту 400, 2800 и 3200 м. За пределами сферы их мощности приняты равными 0.01 км. Принята декартова система координат с началом в центре шара (рис.1а). Положительные направления по оси Z-к северному полюсу, ось X пересекает поверхность шара в точке 90º восточной долготы, ось Y – в точке 180º. Сама модель в плане имеет размерность 31x31, с учетом боковых блоков – 35x35x6 блоков. Намагниченность всех блоков принята равной 7440 нТл. Точки расчета магнитного поля находятся на центральной оси блоков на заданной высоте от поверхности шара. Всего поверхностей расчета поля принято 2. Одна над северным полушарием, другая – над южным.

На рис.1б видим модельное поле, рассчитанное от однородного шара. Как видно, минимальные значения имеем в диагональной части модели, а максимальные – на полюсах. Пределы изменения от 10000 до 60000 нТл. Естественно, абсолютные значения магнитных полей в северном и южном полушарии одинаковы.

Магнитное поле, рассчитанное в этих же точках по модели WMM-2005 (эпоха 2000 г) [3], видим на рис. 1в и 1г. На рисунке нанесены примерные положения городов мира: Лондон (LON), Екатеринбург (EKT), Красноярск (KRS), Токио (TOK), Оттава (OTW), Канберра (CNB), Пуэнто-Аренас (PAR). Как видно, оба поля являются асимметричными и меняются в пределах от 8000 до 61000 нТл. В поле северного полушария выделяются два максимума. Условно назовем их «якутский» (на рисунке – справа) и «канадский» (слева). Поле южного полушария имеет сильный максимум («австралийский») и четко выраженный минимум («южноамериканский»).

Обратная задача

Обратную задачу будем решать с использованием пакета ADM-3D [1] при следующих условиях. Начальная намагниченность во всех блоках вертикальная и равна 7440 нТл. Погрешность начального приближения примем равными 100 для 1 и 6 слоев, 200 для 2 и 5 и 300 для слоев ядра. Погрешность исходных данных примем равными 1000 нТл. Время счета составило 12 мин. Ниже приведены невязки после каждой итерации.

	1 итерация	2 итерация
Северный	4514	1532
Южный	7343	2276

Как видно, процесс уточнения сходится. Наибольшие разности между исходным и модельным полем имеем в области экваторов, но они занимают узкое пространство. В основном же они колеблются в пределах –1000; +1000 нТл.

В результате получена трехмерная модель намагниченности шара. Это дает возможность рассмотреть модель в большом количестве сечений. Рассмотрим распределение намагниченности в верхнем слое (рис.1д,е). В северном полушарии отчетливо выделяется аномалия пониженной намагниченности, проходящая через полюс и вытянутая вдоль

нулевого меридиана. В западной и восточной части ближе к экватору выделяются максимумы, достигающие 10000 нТл. Распределение намагниченности в слое 1 симметрично относительно нулевого меридиана. Минимум намагниченности близок к 6000 и максимум к 13000 нТл.

Распределение намагниченности в слое 6 (поверхность южного полушария) является асимметричным. Четко выделяется положительная и отрицательная аномалия. Изменение свойств идет в положительном направлении. Напряженности изменяются от -137 до 14000 нТл.

На разрезах модели, проходящих по поперечному и диагональному сечениям видим симметричную модель в северном полушарии и асимметричную в южном, что и подтверждается графиками магнитного поля (рис.2в,г). Исходные и подобранные кривые практически точно совпадают и отличаются только в краевых частях, что видно по графикам разности этих полей. На рис.2д,е видим трехмерные модели намагниченности шара. В докладе приводятся результаты, полученные по более детальной модели.

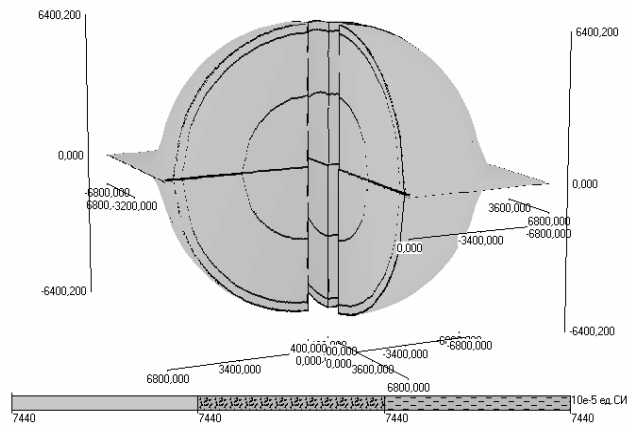
Выводы

1. Получена 6-слойная модель намагниченности шара, дающая магнитное поле, близкое к модели нормального поля Земли. Намагниченности меняются от -100 до 13700 нТл, то есть в пределах реально известных по измерениям свойств горных пород.

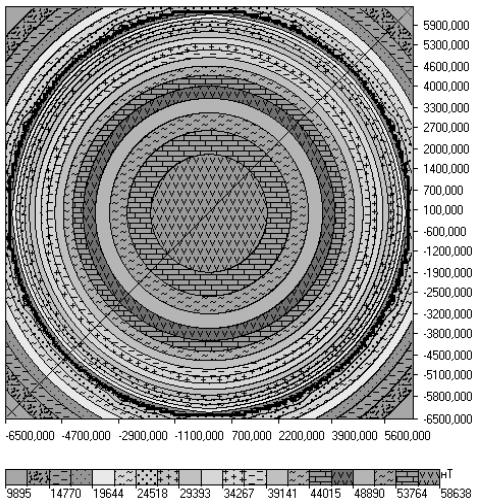
2. Аномалии намагниченности верхнего слоя смещены в сторону экватора. Это вызвано, в частности, тем, что в полюсных частях слой близок к пласту, в котором аномалии стремятся к нулю или слабо выражены. В экваториальных областях они близки к вертикальным объектам и, соответственно, дают большие аномалии. Изменение намагниченности в этих участках модели приведет к сильному изменению магнитного поля всего шара, в том числе и на полюсах.

Литература:

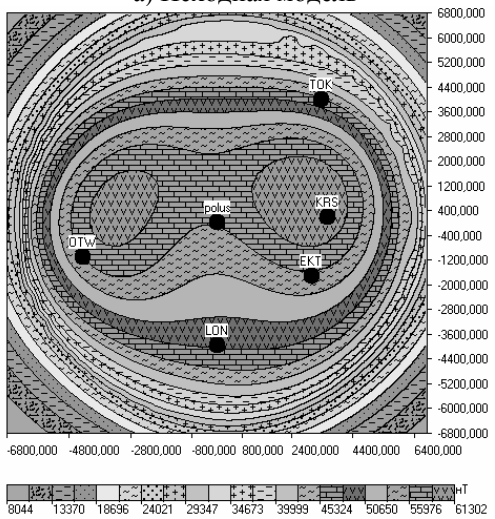
1. Кочнев В.А., Гоз И.В., 2006. Нераскрытые возможности магнитометрии. Геофизика, №6. С.51-55
2. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Изд. Ленинградского университета. 1978. 526 с.
3. The World Magnetic Model, 2005. http://www.ngdc.noaa.gov/seg/WMM/DoDWMM.shtml



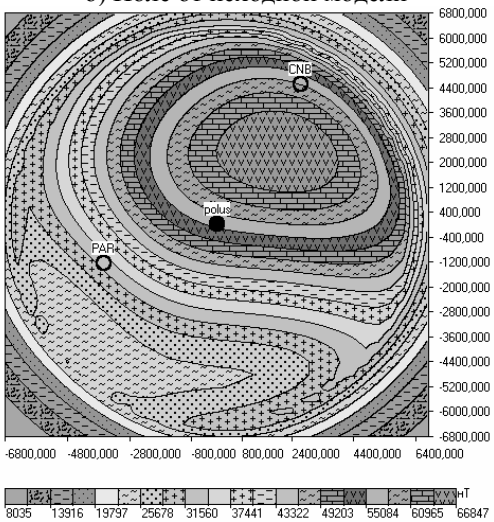
а) Исходная модель



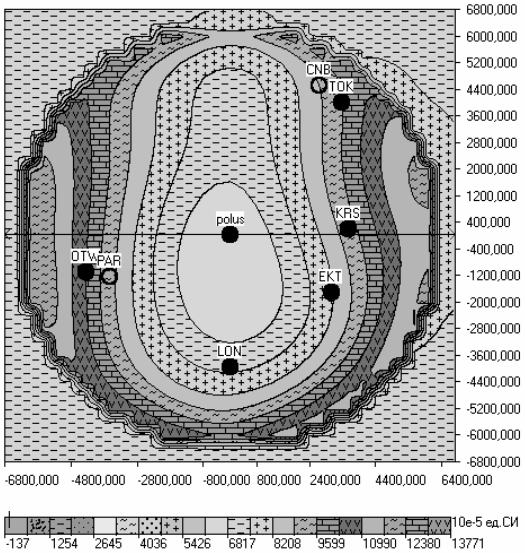
б) Поле от исходной модели



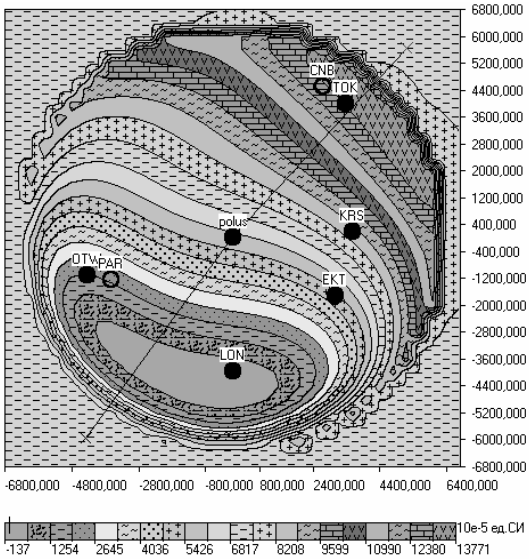
в) Интенсивность магнитного поля в северном полушарии (модель WMM, эпоха 2000 г)



г) Интенсивность магнитного поля в южном полушарии (модель WMM, эпоха 2000 г)

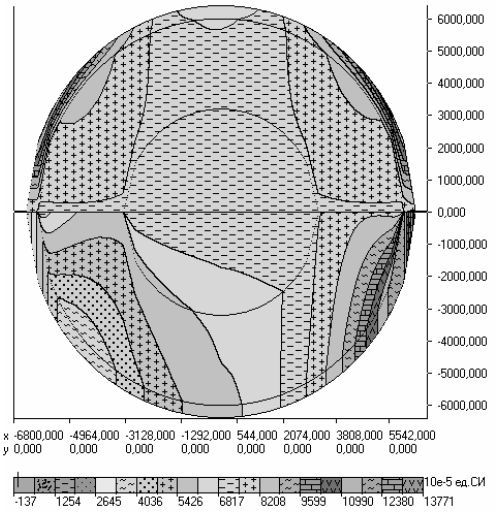


д) Намагниченность верхнего слоя северного полушария

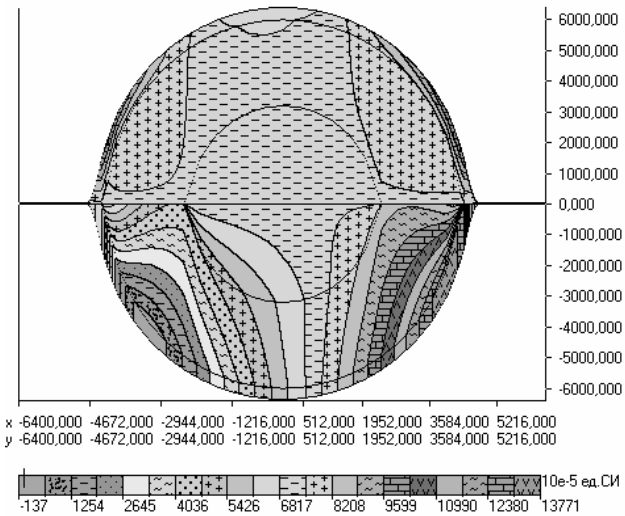


е) Намагниченность верхнего слоя южного полушария

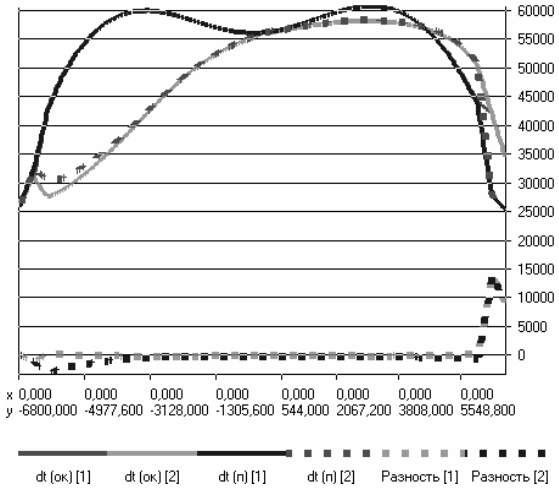
Рис.1



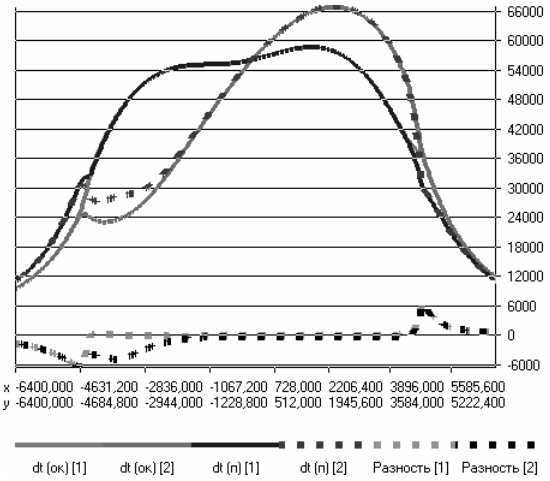
а) Разрез по поперечному сечению



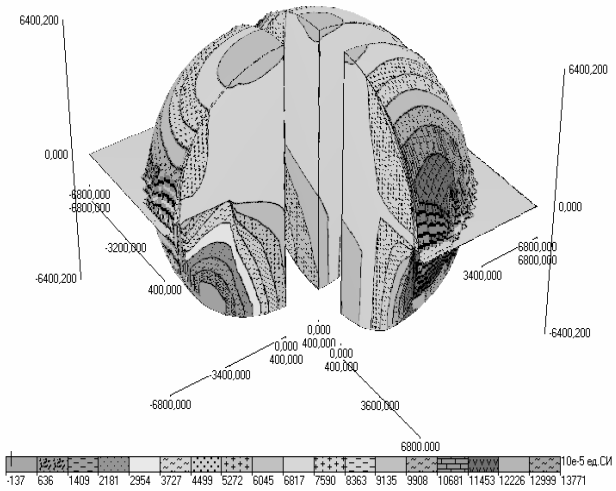
б) Разрез по диагональному сечению



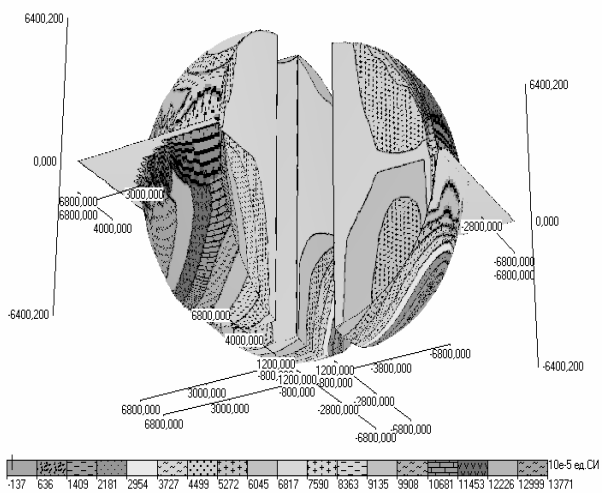
в) Графики исходные, модельные и их разность по поперечному сечению



г) Графики по исходные, модельные и их разность диагональному сечению



д) Трехмерная модель намагниченности, вид на северный полюс



е) Трехмерная модель, вид на южный полюс

Рис.2

РЕЛИКТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА ПРОТОУРАЛИД-ТИМАНИД И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ

Кузнецов Н.Б.

Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва

kouznikbor@mail.ru

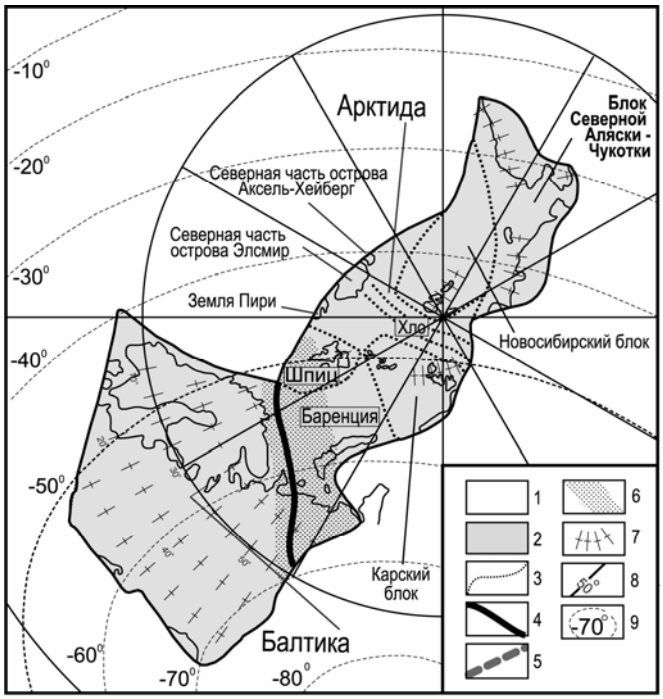


Рис. 1. Палеотектоническая реконструкция для начала кембрия, по [5,6,8], с незначительными изменениями и добавлениями.

1 – океаны; 2 – континенты; 3 – границы блоков континентальной коры; 4 – Припечорско-Илыч-Чикшинская сутура; 5 – палеозойские структуры, ограничивающие реликты орогена Протоуралид-Тиманид (на СЗ – фронт покровов скандинавских каледонид, на ЮВ – Уральская сутура); 6 – кембрийский коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид; 7 – пересечение современных широт и долгот; 8 – современная координатная сеть; 9 – древняя координатная сеть.

Шпиц – Шпицбергенская (?перекрытая каледонскими покровами) часть Баренции; Хло – блок хребта Ломоносова.

Целенаправленный сбор и анализ геолого-геофизических материалов по строению СВ периферии Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Западного сектора Арктики позволили разработать обновленный вариант сценария позднедокембрийско-раннепалеозойской эволюции Западного Урала и Тимано-Печорского – Баренцевоморского региона [5,6,8]. Ключевым моментом этого сценария, принципиально отличающим его от других моделей геодинамической эволюции региона, является кембрийская коллизия Тиманской пассивной окраины Балтики (докембрийский остов ВЕП) и активной Большеземельской окраины континента Арктида с формированием коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид (Рис.1).

Допозднекембрийские комплексы западного Урала и Тимано-Печорского–Баренцевоморского региона – реликты орогена Протоуралид-Тиманид

Ороген Протоуралид-Тиманид представлял собой ассиметричное дивергентное покровно-складчатое сооружение. Его ЮЗ крыло было сложено преимущественно позднедокембрийскими комплексами Тиманской пассивной окраины Балтики, реликты которых обнажены на современном Тимане и слагают Тиманский мегаблок фундамента Печорской плиты (ПП), а также их продолжения на западном Урале и в структурах СВ обрамления Балтийского щита (**протоуралиды-тиманиды ЮЗ типа**).

В строении СВ крыла орогена представлены преимущественно образования разных тектонических зон Большеземельской активной окраины Арктиды. Их реликты слагают структуры фундамента Большеземельского блока ПП и его продолжения на западном Урале и на шельфе Баренцева моря, включая ЮЗ Шпицберген (**протоуралиды-тиманиды СВ типа**).

При формировании орогена протоуралиды-тиманиды ЮЗ типа были надвинуты на периферические части Балтики, а протоуралиды-тиманиды СВ типа – испытали шарьирование в пределы Арктиды. В последующем покровная структура орогена была тектонически и эрозионно расчленена с образованием сопряженных синформ и антиформ.

Выражение реликтов орогена в потенциальных полях

1. Наиболее четко в геопотенциальных полях проявлена сутурная зона. В пределах ПП, где ороген Протоуралид-Тиманид в значительно меньшей степени по сравнению с другими частями обрамления ВЕП, был подвергнут постколлизионной сдвиговой тектонической переработке, сутура

до сих пор уверенно трассируется по хорошо выраженным линейным морфоструктурам в гравитационном и магнитном полях. В магнитном поле (Рис. 2А) ей соответствует высокоградиентная зона (ступень), служащая ЮЗ ограничением Припечорской и Денисовской магнитных аномалий, а в гравитационном (Рис. 2Б) – цепочка положительных аномалий. Наиболее высокие значения магнитного и гравитационного полей сутурной зоны обусловлены, очевидно, тем, что в осевых частях сутурной зоны сохранились фрагменты меланократовых комплексов литосферы Тимано-Печорского палеоокеана, разделявшего Балтику и Арктиду. В пределах ПП общий характер поведения геопотенциальных полей вкрест сутуры характеризуется классическим профилем субдукционных и коллизионных зон: с пониженными значениями над пододвигаемой плитой (Балтика) и повышенными значениями над верхней плитой (Арктида). Ранее аномальная зона в геопотенциальных полях, геометрически совпадающая с Припечорско-Илыч-Чикшинской зоной разломов в фундаменте ПП, трактовалась как граница между Тиманским и Большеземельским мегаблоками ПП.

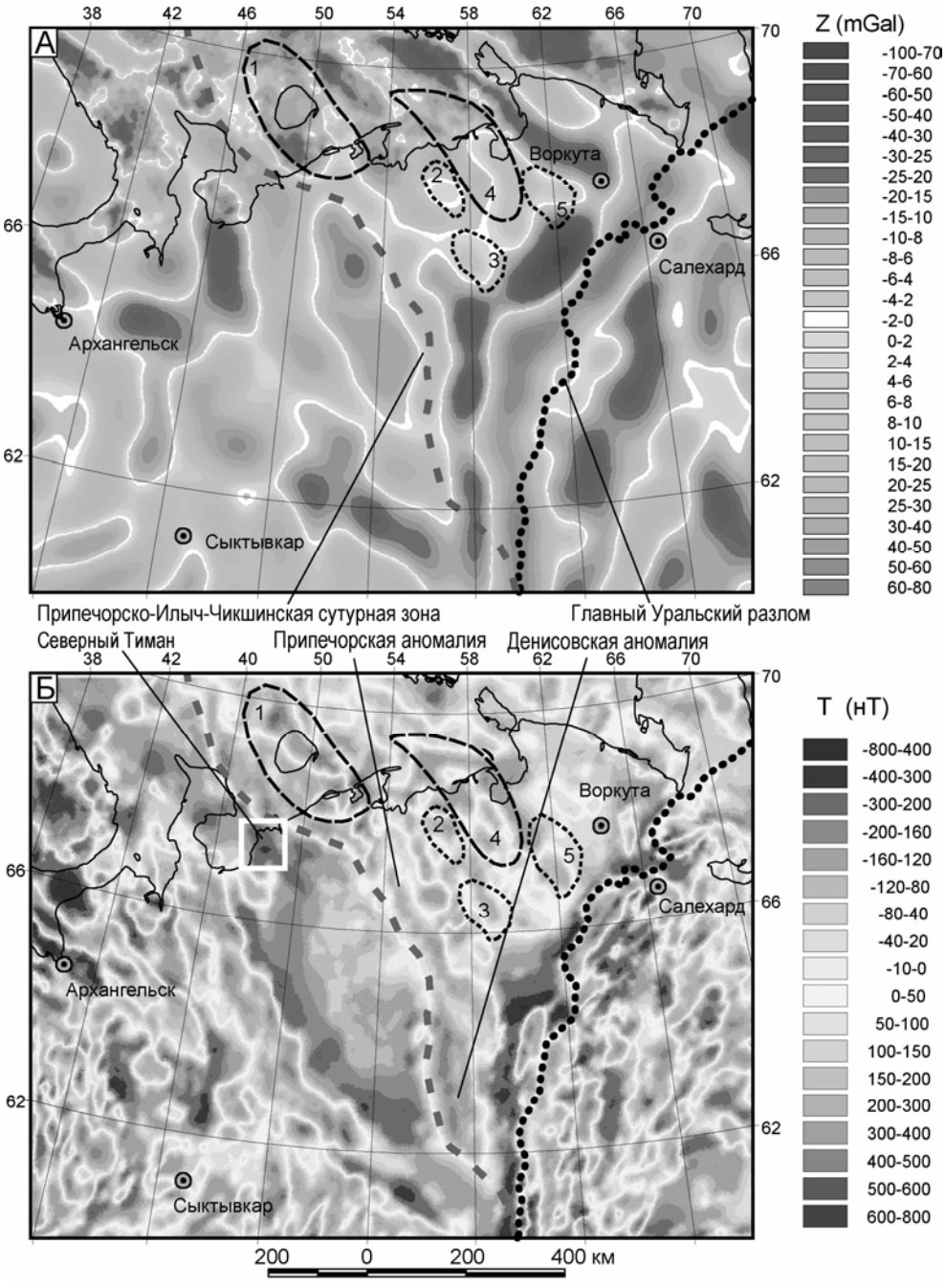


Рис. 2. Фрагменты (А) гравитационной (аномалии Буге) и (Б) магнитной карт для Тимано-Печорского – Баренцевоморского региона и сопряженных областей, из [8]. Пунктирные контуры – Колгуевская (1) и Харейверская (4) антиформы в структуре фундамента ПП. Точеные контуры – Харьягинская (2), Шарьинско-Макарьевская (3) и Верхнеадзьвинская синформы в структуре фундамента ПП. Использованы данные: для (А) – сайт ftp://topex.ucsd.edu/pub/ /global_grav_1min/; для (Б) – компиляция С.Ю.Соколова (ГИН РАН) по [9]

Тиману и Тиманскому мегаблоку фундамента ПП соответствуют ровные отрицательные значения магнитного и пониженные значения гравитационного поля. Это согласуется с представлениями о

том, что здесь распространены слабомагнитные комплексы позднедокембрийской Тиманской пассивной окраины Балтики. Большеземельскому мегаблоку фундамента ПП на картах потенциальных полей соответствует интенсивно расчлененный знакопеременный характер поля. Это может быть связано с тем, что структура этого блока существенно гетерогенна и в его строении участвуют магматические образования.

2. С меньшей степенью достоверности особенности геопотенциальных полей ПП (совместно с сейсмическими материалами и данными бурения) могут быть использованы как аргументы в пользу «синформно-антиформного» стиля строения Большеземельского блока фундамента ПП.

Уже в самых ранних интерпретациях [2] повышенные значения магнитного поля и региональные вытянутые аномалии с характерными размерами (20-60)*(60-120) км Большеземельской части ПП связывались с физическими свойствами комплексов, участвующих в строении фундамента, а не с чехлом. Последующие работы подтвердили, что локальные магнитные аномалии связаны с вещественными неоднородностями в фундаменте, а региональные – со складчатой структурой сильно намагниченных пород фундамента [4]. Хотя в мощном (до 7 км) комплексе чехла ПП достаточно широко представлены девонские базальтоиды, как вскрытые скважинами, так и выступающие на дневную поверхность, по данным лабораторных исследований образцов [3] они слабомагнитны и не могут давать заметного вклада ни в региональные, ни в локальные аномалии.

Подтверждением слабой намагниченности магматических пород чехла ПП служит полное отсутствие пространственной корреляции между аномалиями магнитного поля и областями распространения этих образований. Например, распространенный в окрестностях г.Ухта девонский вулканогеный комплекс, образующий крупное (около 40*60 км, при мощности до 0,5 км) тело СЗ простирания, ЮЗ фланг которого выходит на дневную поверхность, а СВ – залегает на глубинах более 1 км [7], никак не проявлен в магнитном поле. Кроме того, в качестве ничтожного эффекта в создание регионального магнитного поля девонскими базальтоидами Тимано-Печорского региона служит район Северного Тимана (положение района показано белым квадратом на Рис. 2Б), где на дневной поверхности широко распространены девонские порфириты, однако региональное магнитное поле в этой части региона характеризируется спокойным характером и отрицательными значениями.

Подтверждением слабого в целом магнитного эффекта комплексов чехла ПП служит и полное отсутствие корреляции магнитного поля со структурными особенностями чехла. Главным образом это касается магнитных аномалий, примерно совпадающих с контурами одной из наиболее ярких структур чехла ПП – так называемым Печоро-Колвинским прогибом (ПКП). Прогиб представляет собой крупную негативную структуру фундамента ПП [7], характеризующуюся отчетливо выраженными сбросовыми ограничениями с высотой уступа до 1,8 км. В целом суммарная мощность чехла здесь может превышать 7 км. Нижний (верхнеордовикско-среднедевонский) комплекс чехла сложен в основном слабомагнитными терригенно-карбонатными образованиями. Максимальные значения суммарной мощности этой части разреза достигаются на участках, приближенных к бортовым зонам прогиба. Тогда как центральная часть прогиба относительно приподнята. Здесь на многих участках мощность нижнего комплекса существенно сокращена, а в отдельных местах он полностью отсутствуют, что можно отчетливо видеть на интерпретации монтажа сейсмических записей [1]. К девонскому уровню разреза чехла приурочены не существенные по объёмам проявления базальтового вулканизма. Разрез более высоких стратиграфических уровней чехла начинается с франа и с перерывами продолжается до кайнозоя. В сложении верхнего комплекса участвуют исключительно осадочные немагнитные образования. То есть, в строении ПКП потенциально магнитные образования лишь в ограниченном количестве участвуют в сложении нижнего комплекса чехла, который при этом еще и не везде распространен. Весь же остальной многокилометровый комплекс выполнения прогиба сложен исключительно не магнитными породами. Это означает, что, судя по внутреннему строению и составу выполнения ПКП, повышенные значения аномального магнитного поля могут быть связаны только с проявлениями девонского базальтового магматизма. Однако, судя по тому, что совокупный объём продуктов этой магматической активности незначителен, вряд ли оправданно связывать с ними самую высокоамплитудную магнитную аномалию в регионе. Таким образом, хотя без сомнения

какой-то вклад в аномальное магнитное поле девонские вулканические образования и вносят, однако основные неоднородности поля генерируются не ими.

Что касается гравитационного эффекта комплексов протоуралид-тиманид и их вклада в региональное гравитационное поле, то можно отметить следующее. Ранее была опубликована схематическая карта гравитационных остаточных аномалий в геологической редукции, составленная для центральной части ПП [3]. Эта карта была построена вычитанием гравитационного эффекта осадочного чехла из аномалий Буге и специальной фильтрацией, гасящей влияние источников поля, расположенных глубже 10 км. В получившемся таким образом трансформированном поле, прежде всего, отражены рельеф поверхности фундамента и неоднородности вещественного состава верхнего «слоя» консолидированной коры. Гравитационный эффект комплексов фундамента Большеземельского мегаблока ПП характеризуется повышенными по сравнению с Ижемской зоной Тиманского мегаблока значениями поля, сильной расчлененностью поля и сходным с характером магнитного поля рисунком аномалий. Положительным аномалиям могут соответствовать разноразмерные блоки, сложенные позднедокембрийскими офиолитами(?), дифференцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, которые в структурном смысле являются скорее всего разноразмерными синформными складками, в ядрах которых на поверхность допозднекембрийского покровно-складчатого фундамента ПП выступают аллохтонные комплексы, сформированные во фронтальных частях позднедокембрийской активной Большеземельской окраины Арктиды и шарьированные вглубь континента при кембрийской коллизии Балтики и Арктиды. Отрицательным аномалиям могут соответствовать антиформные структуры, сопряженные с синформами. В ядрах антиформ на поверхность допозднекембрийского покровно-складчатого фундамента ПП выходят близкоодновозрастные аллохтонным комплексам образования позднедокембрийского окраинного моря (задугового бассейна), которые в свою очередь перекрывают древнее кристаллическое основание палеоконтинента Арктида. Местами, в ядрах антиформных структур, наиболее эродированных ко времени накопления чехла ПП, на поверхность фундамента могут выступать и более древние комплексы кристаллического основания Арктиды.

Работа выполнена в рамках программы (№14) ОНЗ РАН "История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики".

Литература

1. Беляков С.Л. Структурные комплексы осадочного чехла Тимано-Печорского региона // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд «Наука России». Гео-инвэкс. 1994. С.134-144.
2. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Труды ГИН АНСССР. Вып.85. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
3. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. Спб.: Наука, 1994. 112 с.
4. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассена по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд «Наука России». Гео-инвэкс. 1994. С.121-133.
5. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Формирование доордовикских гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций Североуральско – Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука. 2005. Т.2. С.158-200.
6. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция Протоуралид-Тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.
7. Тимонин Н.И.. Печорская плита. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 240 с.
8. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton. Gondwana Research 12 (2007) P.305-323.
9. Jorgensen G. (Ed.). Magnetic anomalies and tectonic elements of the NE Euro-Asia. 1:10 000 000. 1995.

О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ ОБСЕРВАТОРСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА УРАЛЕ

Кусонский О.А.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
zavlab@arudaemon.gsras.ru

Обсерватории, как стационарные долговременные пункты наблюдения геофизических полей возникли в начале XIX века. На Урале обсерватория была открыта в 1836 году. Первыми объектами наблюдений были магнитное поле Земли и метеорологические параметры атмосферы. В работе обсерваторий был период, когда считалось, что они исчерпали себя и их можно закрывать. Предполагалось, что они могут быть заменены автономными станциями и спутниковыми видами геофизических наблюдений. Однако, дальнейшее развитие геофизической науки показывает, что их роль как стационарных долговременных пунктов комплексных и непрерывных наблюдений и исследований не только не снижается, а, наоборот, многократно возрастает в связи с развитием цифровой современной техники.

Геофизическая обсерватория «Арти» по своему географическому и геологическому местоположению является уникальной. Она расположена в пределах Предуральского краевого прогиба вблизи геологической границы Европы и Азии.

Комплекс наблюдений. Обсерватория «Арти» работает с 1969 года. К настоящему времени на территории около 1 км^2 сформирован большой комплекс наблюдений, направленных на решение фундаментальных задач геофизики. Он включает в себя непрерывные наблюдения геомагнитного поля и полей упругих колебаний, инфразвуковых колебаний, наклонометрические измерения, ускорение свободного падения, электромагнитное зондирование ионосферы и мониторинг полного её электронного содержания в зените над обсерваторией, непрерывные высокоточные измерения координат геодезического пункта при геодинамических исследованиях, метеопараметры атмосферы и температура горных пород по разрезу скважины. Кроме того, на территории обсерватории действует геофизический полигон. Вблизи обсерватории на региональной магнитной аномалии разбиты площадные участки и пункты наблюдения геомагнитного поля. Создана и расширяется Уральская сеть долговременных пунктов наблюдения вековых вариаций геомагнитного поля, охватывающую территорию от южных границ Оренбургской обл. (д. Хмелевка) до п. Полуночное Свердловской. Обсерватория организует также вспомогательные работы, например, действует специальный немагнитный павильон оснащенный стационарной инклинометрическим установкой, предназначенной для придания в пространстве скважинным приборам магнитометров и инклинометров точных положений.

Аппаратура и оборудование обсерватории. Для производства наблюдений используется современная аппаратура и оборудование.

1. Магнитометрический комплекс включает аналоговые вариометры системы Боброва, цифровые вариометры на основе датчиков Боброва (Кварц -3, Кварц – 4), протонный магнитометр POS-1, квантовый магнитометр-вариометр *Scintrex SM*-5 *NAVMAG* (Канада), феррозондовые приборы в комплексе с немагнитным теодолитом для наблюдения абсолютных величин поля, цифровой феррозондовый магнитометр-вариметр EDA (Великобритания). Наблюдения поля выполняются с частотой 0 - 1 Гц, чувствительностью до 0.05 нТл, погрешностью измерения абсолютной величины поля 1 - 2 нТл.

2. Сейсмический комплекс включает станцию *IRIS/IDA* (США) с комплектами широкополосных датчиков скорости *STS-1* и *GT-13*, датчики ускорения *FBA*, микробарограф 6016*B* для регистрации инфразвуковых колебаний. Конструкция датчиков позволяет получать наклонометрические данные и величину ускорения свободного падения. Частотный диапазон регистрации скорости грунта от 0.0028 до 16 Гц, ускорения 0 – 1 Гц, при сейсмическом событии более 5 баллов - 0 – 25 Гц, наклон сейсмометра – 0 - 0.025 Гц. Регистрация проводится непрерывно. Наблюдения проводятся по программам ГС РАН.

3. Станция вертикального зондирования ионосферы включает цифровой ионозонд «Парус» и специальную антенну. Данные о полном электронном содержании ионосферы получаются также при наблюдениях с геодезической станцией глобального позицирования *GPS*. Зондирование проводится через 30-минутные интервалы времени и сгущаются при необходимости до 5 минут.

4. Метеопараметры, такие как температура, влажность воздуха, атмосферное давление наблюдаются в комплексе с данными *GPS*. Они также используются при палеотемпературных исследованиях, выполняемых в виде непрерывных наблюдений температурных условий в скважине до глубины 60 м. Период наблюдений 5 минут.

Станция *GPS* оснащена приемником *Ashtech Z-12* и антенной *Thales Navigation* (США), позволяет проводить измерения положение геодезического репера станции с погрешностью 2 – 3 мм. Наблюдения проводятся с периодом 1 сек. Эксплуатируется в составе международной сети в качестве опорной станции при исследованиях глобальных геодинамических процессов по программам ГС РАН.

5. Геофизический полигон имеет площадь 3 га. Здесь проводится площадной мониторинг геомагнитного поля с использованием протонных и квантовых магнитометров, и мониторинг электромагнитных свойств геологического разреза до глубин 100 м в зависимости от изменяющихся гидрогеологических условий. На 5-х участках расположенных в зоне региональной магнитной аномалии выполняются наблюдения вековых вариаций геомагнитного поля и ее аномальной компоненты. На территории Урала в 2007 г. разбита сеть из 13 пунктов наблюдений поля, где проведены съемки участков, профильные измерения и организованы специальные пункты для повторных наблюдений. Пункты сети расположены в Оренбургской, Челябинской и Свердловской областях.

6. Инклинометрическая установка УКИ-2 позволяет воспроизводить в пространстве азимутальные и зенитные углы с максимальной абсолютной погрешностью соответственно ± 15′ и ± 6′. В условиях известного нормального геомагнитного поля она дает хорошие результаты по калибровке магнитометров и инклинометров.

Направления и некоторые результаты геофизических исследований. Основным направлениям в работе обсерватории является обеспечение геофизических наблюдений, отвечающих международным требованиям. Комплекс наблюдений позволяет проводить исследования по различным геофизическим направлениям.

Наблюдения геомагнитного поля применяются для исследования его вековых, годовых, суточных вариаций, магнитных бурь и возмущений. Они проводятся на Урале с 1837 г. По наблюдениям геомагнитного поля и ионосферы установлено, что в 2007 году геомагнитная активность, напрямую связанная с солнечной активностью сохранялась примерно на уровне 2006 г. (в 2006 г. по сравнению с 2005 г. наблюдалось значительное снижение активности). Величина магнитного поля на Урале продолжает возрастать. Однако вековой ход, начиная с 2004 г., уменьшается. Так за 2001 г. он имел величину 49 нТл/год, в 2002 – 52 нТл/год, в 2003 – 53 нТл/год. В 2004 г. началось резкое уменьшение, и он составил уже 40 нТл, в 2005 – 36 нТл/год, в 2006 – 32 нТл/год.

По данным наблюдений поля на Урале с 1887 года впервые выявлено, что после многих сильные магнитных бурь определенного типа происходит скачкообразное приращение среднесуточных значений компонент главного магнитного поля Земли. Так, в 2004 г. положительное приращение поля после серии магнитных бурь, наблюдавшихся с 20 июля по 30 августа и с 7 по 12 ноября, составили в сумме 45 нТл. Построенные карты приращения компонент поля для земного шара эпохи июль – август 2004 г. и моделирование эффекта с помощью сферического гармонического анализа свидетельствует, что магнитные бури, обусловленные солнечными вспышками, влияют на источники главного поля Земли, приводя к значительному изменению их магнитного момента. В периоды указанных бурь в 2004 г. магнитный момент возрос на 0.1%, т. е. наблюдалось подмагничивание источников. Это скачкообразное возрастание поля произошло на фоне постоянного его уменьшения, наблюдаемого за последние 400 лет. Проанализировано поведение поля по данным уральских обсерваторий с 1900 г. Эффект скачкообразного приращения поля присутствует в

среднесуточных данных почти за каждый год наблюдений. Наиболее интересные данные о поведении поля отмечены в 1967, 1970, 1980 и др. годах. В 1980 г. выявлен эффект отрицательного приращения поля, т. е. наблюдается уже скачкообразное уменьшение дипольного магнитного момента Земли.

Выявленный эффект свидетельствует, что магнитный момент источников главного магнитного поля Земли в значительной степени подвержен влиянию солнечных процессов. Имеющиеся данные наблюдений в дальнейшем позволят провести суммарную оценку влияния солнечных процессов на источники главного магнитного поля Земли за этот период с 1887 г. по настоящее время. Данные позволяют по-новому подойти к существующим взглядам о связи солнечной активности и геомагнитного поля.

В обсерватории за год регистрируются и обрабатываются сейсмограммы тысяч телесейсмических событий и несколько сотен химических взрывов производимых горнодобывающими предприятиями в Уральском регионе. Выявлены природные тектонические сейсмические события магнитудой до 4, свидетельствующие, что Урал - это сейсмически активный регион. Создана база сейсмических данных около 400 ядерных взрывов зарегистрированных в обсерватории «Арти» за период с 1971 по 1990 год.

Интересные данные получены по комплексным синхронным наблюдениям микросейсмических колебаний и вариаций геомагнитного поля. Сейсмические двухчасовые колебания модулированы по частоте и амплитуде полусуточным ритмом. Происходит нелинейное воздействие полусуточного ритма на формирование двухчасового сигнала, текущая частота которого меняется со временем суток. Аналогичная картина были получена и при анализе вариаций геомагнитного поля. Двухчасовые колебания магнитного поля могут возникнуть из-за воздействия упругих колебаний на массивный намагниченный объект, расположенный в земной коре. Таким объектом может быть крупная неоднородность земной коры, которая образует на дневной поверхности интенсивную магнитную аномалию $\Delta(T_a)$ = 1200 нТл, ее линейные размеры по нулевой изолинии около 100 км. Аномалия называется Манчажской. Обсерватория “Арти” расположена в пределах этой аномалии. Наблюдаемый одинаковый эффект модуляции может свидетельствовать, что область, где проводились наблюдения, обладает высокой тензочувствительностью, свойственной областям среды литосферы, находящимся в нестабильном состоянии вблизи порога разрушения. В начале 2003 г. было сделано предположение, что в районе расположения обсерватории «Арти» возможны слабые землетрясения, что подтвердилось. Сейсмическое событие, которое названо Сабарским, произошло 20 июля 2003 года (время в очаге 20 час. 33 мин. 23.5 сек) в 26 километрах от сейсмостанции «Арти» на глубилне 24 км. Можно рекомендовать проведение такого подхода к совместному анализу магнитных и сейсмических данных для сейсмически активных регионов.

Построена математическая модель Манчажской магнитной аномалии. Предположено, что её источник залегает на глубине 4–6 км и имеет мощность 25 км, линейные размеры 80 на 100 км. Отдельные блоки горных пород, слагающих источник имеют неоднородную намагниченность от 1.12 до 4.5 А/м. Намагниченность является остаточной, имеет направление близкое к направлению геомагнитного поля в этом районе (наклонение около 73 градусов). Источник аномального поля расположен в кристаллическом фундаменте. Сверху он перекрыт толщей слабомагнитных осадочных пород. По наблюдениям геомагнитного поля отслеживается динамика аномальной составляющей, принадлежащая Манчажской аномалии. Величина аномалии изменяется с течением времени. Причинами такого изменения могут быть геодинамические процессы, на исследование которых направлены геодезические наблюдения на станции *GPS Artu.*

Получены и другие интересные в важные результаты.

НАБЛЮДЕНИЕ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В ОБСЕРВАТОРИИ «АРТИ»

Кусонский О.А.
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург
zavlab@arudaemon.gsras.ru

Особое место в работе обсерватории “Арти” занимает ее возможность с помощью сейсмической аппаратуры регистрировать ядерные взрывы, производимые не только СССР, но и другими странами, такими как Великобритания, Франция, Китай, Индия, Иран. Ранее сейсмические записи взрывов, которые легко можно было выделить по их характерным волновым формам, на сейсмостанции «Арти» не обрабатывались. В станционные журналы факт их регистрации не фиксировался, и никаких пометок на сейсмограммах не производилось. Эти сейсмические события оставались «немыми» вплоть до последних лет, хотя такие сейсмограммы хранились в общих папках наряду с рядовыми записями. Лишь в начале 2000 годов представилась возможность провести идентификацию этих сейсмических событий и их обработку. В это время в печати и в Интернете стало появляться множество открытых публикаций по теме ядерных испытаний, с подробными каталогами и описаниями условий проведения взрывов [1, 2].

Ядерные взрывы в зависимости от мощности заряда по силе идентичны землетрясениям, имеющим магниту до 6.2, что позволяет регистрировать их сейсмические волны на значительном удалении.

За период наблюдений с 1971 по 1990 год сейсмостанцией «Арти» зарегистрировано более 300 сейсмограмм ядерных взрывов, выполненных на территории СССР и большое количество сейсмограмм взрывов, проведенных другими странами. Отметим, что в СССР за все годы испытаний с 1949 по 1990 год выполнено 715 ядерных взрывов (*Сведения о ядерных взрывах приводятся по данным Аналитического Центра по проблемам нераспространения http://npc.sarov.ru*). Из них 559 взрывов с целью совершенствования ядерного оружия (в военных целях) и в интересах народного хозяйства (в мирных целях) 156 взрывов.

Первый ядерный взрыв в СССР (наземный взрыв мощностью 22 кт с целью испытания ядерного оружия) был проведен 29 августа 1949 года на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП). Последний - 24 октября 1990 года (групповой взрыв одновременно в восьми штольнях мощностью зарядов от менее 0.001 до 150 кт) на Северном испытательном полигоне Новая Земля (СИПНЗ). Вне ядерных полигонов было проведено в РСФСР 91 взрыв (в Европейской части 59 и в Азиатской 32), Украинской ССР - 2, Казахской ССР – 33, Узбекской ССР - 2, Туркменской ССР - 1. Подавляющее большинство взрывов были зарегистрированы сейсмостанциями "Свердловск" и "Арти", а сейсмические записи архивированы.

Первые ядерные взрывы, которые зарегистрировала сейсмостанция "Арти" были произведены на СИП 29 января 1971 года в 05:03 UT, заряд 0.001 – 20 кт и в Пермской области 23 марта 1971 года в 06:59 UT, примерно в 400 км от станции (Рис. 1.). Он включал три заряда по 15 кт, заложенных в три скважины и предназначался для выброса грунта [1,2].

Были зарегистрированы взрывы, производимые в мирных целях вне ядерных полигонов на близлежащих к обсерватории территориях Пермской области (5 взрывов), Башкирии (4 взрыва), Оренбургской области (4 взрыва), Коми АССР (4 взрыва), Тюменской области (6 взрывов), а также в более удаленных областях, таких как Мурманской, Астраханской, Архангельской, Ивановской, Иркутской, Кемеровской, Калмыкии, Казахстане, Якутии, Красноярском крае. Мощность зарядов колебалась от 0.2 до 80 кт. По условию проведения взрывов в подавляющем большинстве заряды располагались в скважинах, и отдельные - в штольнях. По предназначению взрывы были направлены для производства выброса грунта, созданию полостей в каменной соли, для интенсификации добычи нефти, создания емкостей для хранения газа, сейсмозондирования Земли, отработки технологии дробления руды, захоронения нефтепромышленных стоков.

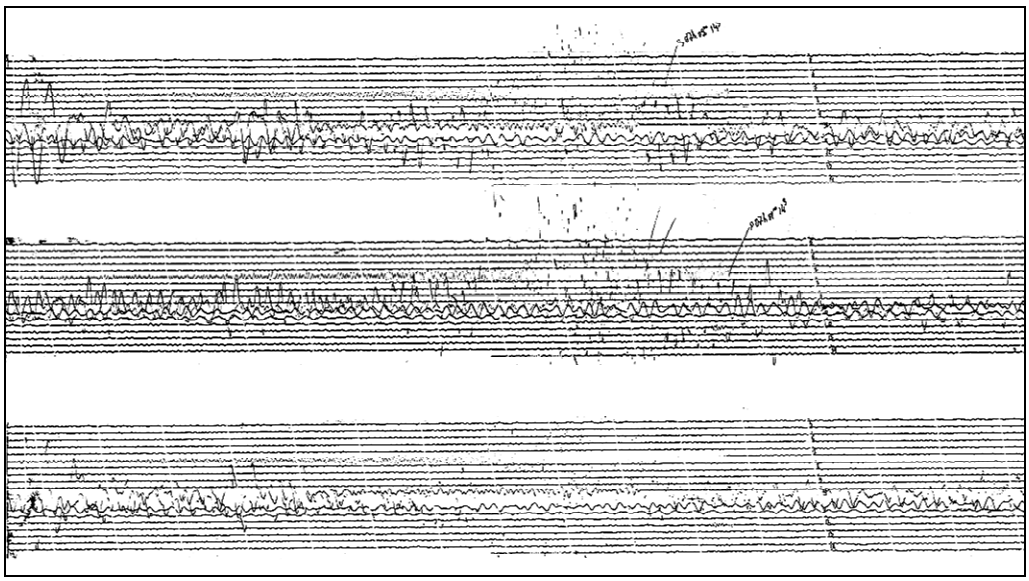


Рис. 1. Фрагмент сейсмограмм сейсмостанции «Арти» ядерного взрыва проведенного 23 марта 1971 года в Пермской области; верхняя сейсмограмма – NS-составляющая, средняя – Z, нижняя – EW

В обсерватории создана база данных, охватывающая все зарегистрированные станцией ядерные взрывы, проведенные в СССР с 1971 по 1990 год, объединенные с данными Центра по проблемам нераспространения. База включает сведения о дате, времени, месте взрыва, его назначении, расстояние до эпицентра от сейсмостанции, параметры волн (время вступления волн, период и амплитуда, магнитуда и другие). База содержит сведения более чем о 400 взрывах и их сейсмических параметрах.

Наименьшее расстояние от сейсмостанции до места взрыва определенное по сейсмограмме составляет всего 44 километра. В Башкирии в 1973 году 26 октября в 06:00 UT был взорван заряд мощностью 10 кт. Он имеет магнитуду 2.6. Это был первый взрыв, предназначенный для захоронения нефтехимических промышленных стоков и следующий взрыв для этих целей был произведен там же 8 июля 1974 года в 06:00 по Гринвичу, мощностью 10 кт, магнитуда 2.1. Хотя опубликованные координаты взрывов показывают значительно большее расстояние (координаты места взрыва 53°,65 С. Ш., 55°,40 В. Д., сейсмостанции - 56°,43 С. Ш., 58°,56 В. Д.)

Наибольшее расстояние до эпицентра взрыва, который записала сейсмостанция составляет 2800 километров (Иркутская область, 31 июля 1982 года в 21:00 UT, мощность 8.5 кт). Расстояние до места взрывов производимых на СИП меняется от 1380 до 1530 километров. До места взрывов на СИПНЗ расстояние составляет от 1550 до 1910 километров.

Сейсмограммы ядерных взрывов сильно отличаются от сейсмограмм землетрясений (рис. 2). Наибольшими амплитудами скорости и ускорения характеризуются первые вступления продольных сейсмических волн у взрывов. Для землетрясений амплитуды поперечных и поверхностных волн превышают амплитуды продольных. Частота волн от взрывов значительно выше, чем от землетрясений. На сейсмограммах взрывов поверхностные волны практически отсутствуют. В то время как для землетрясений они наиболее выражены. На этих особенностях волновых форм основывается использование сейсмических записей для контроля ядерных взрывов в Международной системе мониторинга [3].

Сейсмическая станция «Арти» также участвует в Международной системе мониторинга, по программе выполняемой Геофизической службой РАН, в качестве одного из пунктов вспомогательной сети, включающей 13 станций по России.

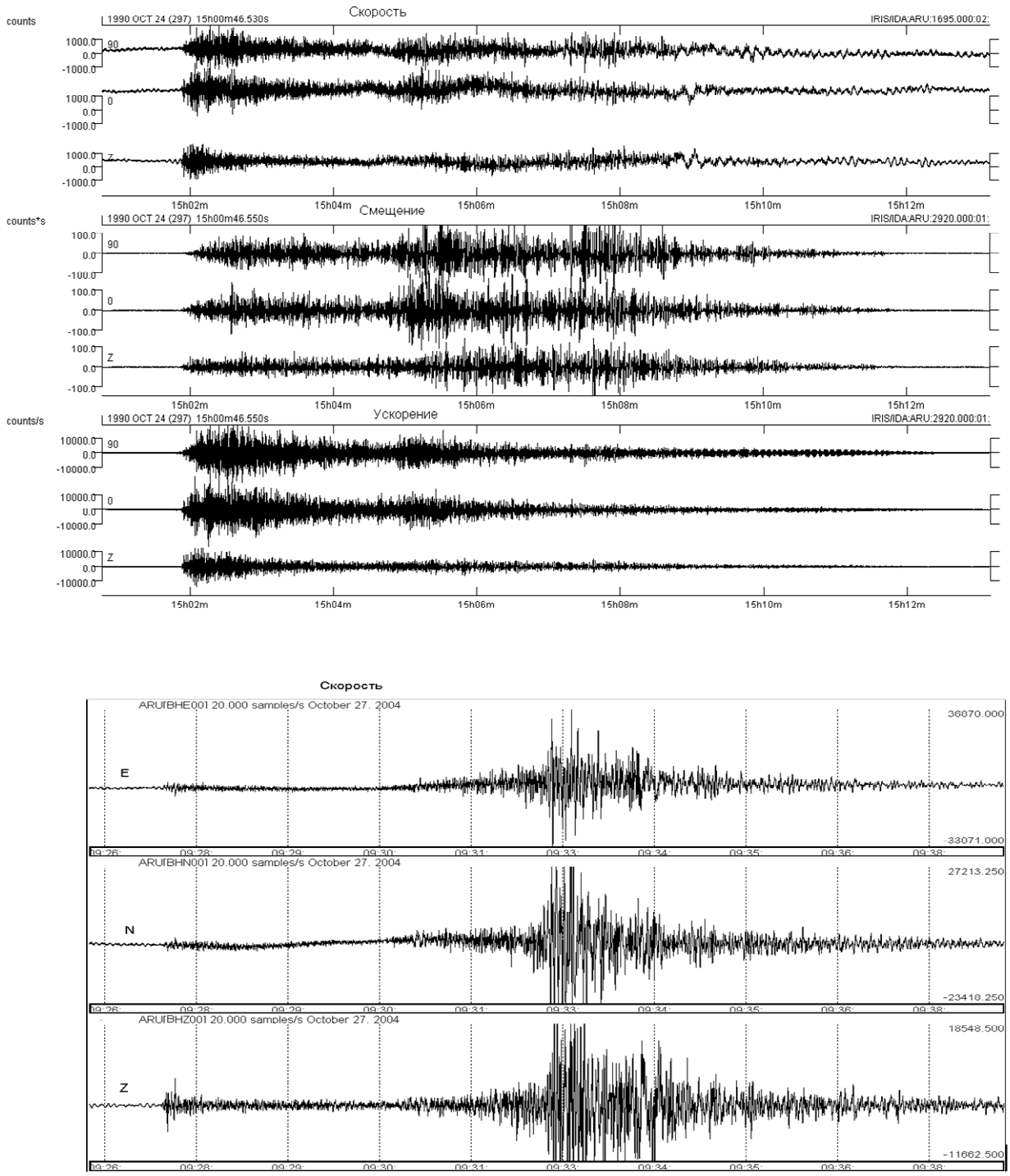


Рис. 2. Сейсмограммы сейсмостанции ARU последнего ядерного взрыва (верхний рисунок), произведенного СССР в 1990 году (СИПНЗ, цель испытания СЯО, ИАР, 8 зарядов мощностью 0.001 – 150 кт, расстояние от сейсмостанции 1830 км, магнитуда 4.8); сейсмограмма тектонического землетрясения (нижний рисунок) 27 октября 2004 г (Казахстан, магнитуда 5.6)

Интересно сделать сопоставление мощности заряда произведенного ядерного взрыва и полученную при этом величину магнитуды по первым вступлениям волн на сейсмограмме. Взрывы, проведенные вне полигонов, имели заряд от 0.35 (Азгир, Казахстан) до 103 кт (Азгир, Казахстан). Здесь логично предположить, что должна существовать прямая

зависимость магнитуды от величины заряда. Однако результаты наблюдений это не подтверждают. Так, например, взрывы проведенные в Оренбургской области показали следующие магнитуды: взрыв 22.10.71 г., заряд 15 кт, магнитуда 4.7; взрыв 21.09.1972, 2.3 кт, магнитуда 4.6; взрыв 30.09.1973, 10 кт, магнитуда 4.5. В Красноярском крае: взрыв 22.10.1981 г., заряд 8.5 кт, магнитуда 3.9; взрыв 25.09.1981, заряд 8.5 кт, магнитуда 4.1; взрыв 04.09.1081, заряд 16 кт, магнитуда 3.8

Видно, что при разнице по мощности зарядов в несколько раз в Оренбургской области, получены близкие величины магнитуд 4.5 - 4.7. В Красноярском крае наибольший заряд 16 кт, показал наименьшую магнитуду 3.8.

Еще более сложная картина получается при сопоставлении величины заряда взрывов и магнитуды для полигонов СИП и СИПНЗ. Взрыв (одиночный) самого мощного подземного испытания на СИП произведенный 02.11.1972 года (165 кт) имеет магнитуду 5.2. Точно такую же магнитуду имеет взрыв на СИП 10.12.1972 года (заряд 140 кт).

Максимальная магнитуда взрывов, которая была зафиксирована на обсерватории, составила 6.2. Это групповой взрыв, состоящий из 4-х взрывов с мощностью зарядов от 150 до 1500 кт каждый, проведен на СИПНЗ 27 сентября 1971 года. Такую же магнитуду 6.2 показал одиночный взрыв, зарегистрированный 27 октября 1973 года (СИПНЗ) с мощностью заряда от 1500 до 10000 кт. Это испытание характеризуется как самое мощное подземное испытание в скважине.

Необходимо отметить, что взрывы на СИП и СИПНЗ часто производились групповым образом одновременно в нескольких штольнях или скважинах и имели заряды не фиксированные, а варьирующие в некоторых пределах. Например, взрыв на СИП 04.11.1973 года имел мощность заряда 0.001 - 20 кт. Магнитуду его не удалось вообще установить. Начиная с 1975 года, стали производиться, как правило, групповые взрывы, включающие от 2-х до 8-ми различных зарядов. Так, взрыв на СИПНЗ 21.10.1975 года имел 5 зарядов. Один от 20 до 150 кт и от 150 до 1500 кт - остальные четыре заряда. Его магнитуда равна 5.8.

Отсутствие зависимости магнитуды взрыва от величины заряда, по-видимому, можно объяснить различными условиями размещения заряда (разные размеры штолен, разная глубина заложения заряда и др.). Возможно, присутствует и погрешность определения магнитуды по первому вступлению волн.

В заключение отметим, что в процессе обработки сейсмограмм и составления базы данных были выявлены некоторые ошибки, допущенные авторами каталога Центра по проблемам нераспространения. Укажем некоторые из них. Так три взрыва проведенные 10.07.1983 года в Казахстане (установлено по сейсмограммам) обозначены в каталоге датой от 20.07.1983 года, а взрыв на СИНПЗ 19.09.1983 года (установлено так же по сейсмограмме) указан в каталоге от 18.08.1983 года. Кроме того, два взрыва от 02.07.1987 года (с магнитудой 4.8 и 4.9) зарегистрированные с расстоянием до эпицентра 1560 и 1830 километров (видимо, они были произведены на СИПНЗ), в каталоге вовсе не указаны.

Литература:

1. Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях СССР. 1949–1990 гг. Под редакцией специалистов Мин-ва по атомной энергии и Мин-ва обороны РФ, руков. В. Н. Михайлов. Снежинск: РФЯЦ-ВНИИЭФ,1996, 64 с.
2. Ядерные испытания СССР. Т. 4. Испытания ядерных взрывов для решения народно-хозяйственных задач, научных и фундаментальных исследований. Под редакцией специалистов Мин-ва по атомной энергии РФ, руков. В. Н. Михайлов. Снежинск: РФЯЦ-ВНИИЭФ, 2001.
3. Autumn technical training programme. II. Seismology monitoring. First part, 29 October – 1 November 2001, Vienna, Austria. International monitoring system division, TTR.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕРХ-ЛОЗЬВИНСКОГО МАГНЕТИТОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Кусонский О.А., Бахвалов А.Н., Хрущева В.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

zavlab@arudaemon.gsras.ru

Верх-Лозьвинское магнетитовое рудопровление расположено на Северном Урале в зоне строительства железной дороги Ивдель – Лабытнанги и представляет интерес для дальнейших исследований с целью возможного открытия здесь месторождения железных руд. Рудопроявление расположено в северной части Гороблагодатско-Покровской железорудной зоны. В районе силами производственных экспедиций выполнен большой комплекс геолого-геофизических работ. Это наземная магнитная съемка вертикальной компоненты ΔZ, гравиметровая съемка. Уральской геофизической экспедицией (УГЭ) выполнена аэромагнитная съемка на высотах 50, 300, 700 м. [1]. На участке проведено картировочное бурение скважин глубиной до 35 м. На рудопроявлении пройдены шурфы, три глубокие поисковые скважины. По скважинам 134 и 149 выполнена магниторазведка и комплекс каротажа.

Рудопроявление приурочено к экзоконтактной части Петропавловской интрузии плагиогранитов и гранодиоритов с вулканогенно-осадочной толщей силурийского возраста, представленной базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиритами и их туфами, подвергнутых метасоматозу. Они имеют субмеридиональное простирание и восточное падение. Породы фундамента перекрыты рыхлыми отложениями мощностью от 8 до 32 м. Рудопроявление образует на дневной поверхности аномалию магнитного поля и сопровождается гравиметровой аномалией. Шурфами вскрыты обломки мартитов и полумартитов, а по скважине 2, пройденной в максимуме магнитной аномалии встречена обильная магнетитовая вкрапленность и 0.3 м массивной магнетитовой руды до забоя 103 м. Поисковой скважиной 134 на глубинах 470 - 534 также вскрыты интервалы пород, выделенные по каротажу магнитной восприимчивости, содержащие повышенное количество магнетита. По этой скважине с глубины 150 м до забоя зарегистрирована боковая аномалия Z_a интенсивностью 2000 нТл.

На дневной поверхности Верх-Лозьвинская магнитная аномалия в вертикальной компоненте имеет два эпицентра - северный и южный (рис. 1). Значения ΔZ достигают 11970 и 6900 нТл. Изолинии имеют извилистый характер, что может свидетельствовать о высокой неоднородности намагниченности разреза. По линии 1420, проходящей через северный эпицентр с запада на восток УГЭ выполнено математическое моделирование магнитного поля на поверхности в классе призматических тел по методике И. Н. Кочергина. Прогнозируется расположение рудного тела на глубине около 300 м с запасами 36 млн. т. [1]

Для повышения достоверности интерпретации аномального поля, авторами также выполнено компьютерное математическое (имитационное) моделирование северного эпицентра аномалии по собственной методике. Материалы для моделирования предоставлены УГЭ. Применяемая методика была разработана с целью моделирования железорудных месторождений, находящихся на различных стадиях геологоразведочных работ (от общих поисков до детальной и эксплуатационной разведки) и максимально приближена к практическому использованию. Её основу составляет программа расчета магнитного поля от трехмерных тел произвольной формы с однородной или неоднородной намагниченностью [2, 3, 4]. Методика широко применялись авторами при поисках и разведке магнетитовых месторождений на Урале, в Северном Казахстане в 1970 – 1980 годы, когда интенсивно велось геологическое изучение месторождений в этих районах. Ее применение позволила значительно повысить достоверность поисков и оконтуривания рудных тел [4]. Методика имеет принципиальные особенности, которые выгодно отличают её от других. Например, она максимально учитывает геологические способы и приемы оконтуривания рудных тел в разрезах многоугольными сечениями и интерполяцию их

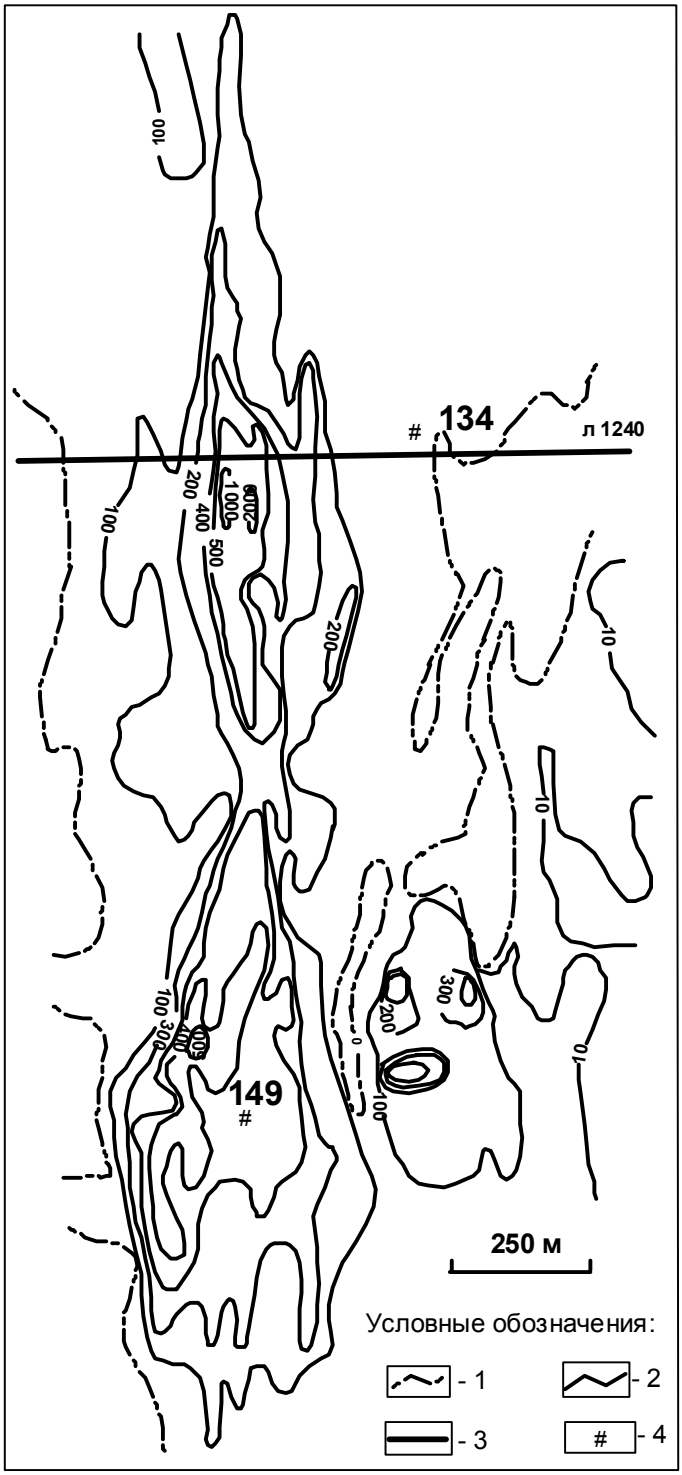


Рис. 1. Карта ΔZ Верх-Лозьвинского магнетитового рудопроявления.
Усл. обозначения: 1 – изолиния нулевых значений поля, 2 – изолиния положительных значений поля, 3 – линия геолого-геофизического профиля 1240, 4 – местоположение скважины и её номер. Значения изолиний даны в (n · 10) нТл.

между разрезами. Программа позволяет проводить расчет 3-х компонент аномального магнитного поля на поверхности, в скважинах для сравнения его с реально измеренными величинами при проведении векторной скважинной магниторазведки. Моделирование проводится одновременно как по внешнему, так и внутреннему полю источников. Внутреннее поле измеряется по скважине в том случае, если она пересекает источник

(рудное тело, сильномагнитные породы). В качестве критерия правильности определения намагниченности источника, используется сравнение расчетного и измеренного его внутреннего магнитного поля. Намагниченность источника поля будет определена правильно, если получено совпадение теоретического и измененного поля внутри источника. А форма – при совпадении поля во внешнем и внутреннем пространстве одновременно [5]. Такой подход позволяет повысить достоверность оконтуривания тел, что проверено на практике бурением [6]. Возможность использования при построении модели одновременно внутреннего и внешнего полей никогда не реализовывалась другими авторами [7]. Разработанная методика моделирования применялась при оценке запасов руд на ряде магнетитовых месторождений в Соколовско-Сарбайском и Качарско-Давыдовском рудных районах Северного Казахстана и утверждении их в Государственной комиссии по запасам при Совете Министров СССР.

Для северного эпицентра магнитной аномалии получены контуры трехмерных источников, определена их намагниченность, которые позволяют уверенно объяснить измеренное поле на поверхности и в скважине 134. Модель состоит из четырех источников поля, представляющих собой пластообразные зоны (тела) вкрапленных или прожилково-вкрапленных бедных магнетитовых руд, залегающих друг под другом (поэтажно) до глубины превышающей 600 м. (рис. 2). Зоны имеют восточное падение под углом около 50°.

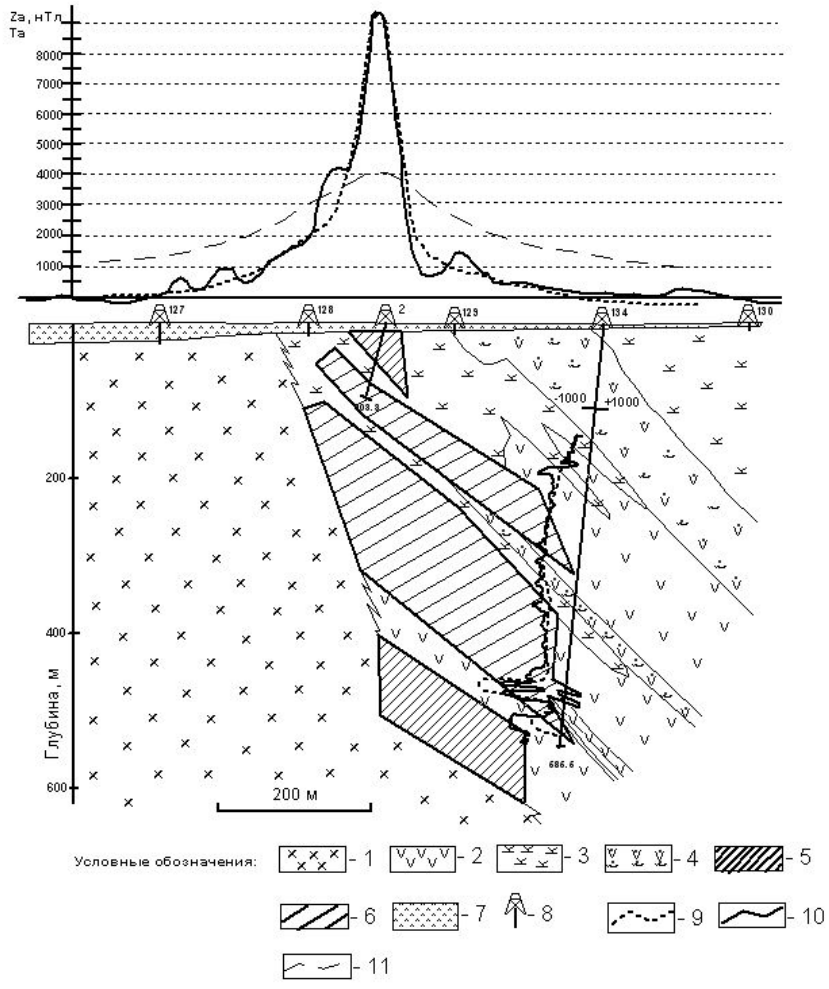


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по линии 1420 Верх-Лозьвинского магнетитового рудопроявления

Усл. обозначения: 1- диориты, 2 – порфириты базальтовые основного состава, 3 – порфириты андезито-базальтовые, 4 – туфы андезитовых порфиритов, 5 – магнетитовые руды бедные I = 20 А/м, 6 – магнетитовые руды бедные $I_x = 0$, $I_y = 6.3$, $I_z = 14$ А/м, 7 – покровные рыхлые отложения, 8 – скважина и её номер, 9 – теоретическая кривая Z_a от модели, 10 - наблюденная кривая ΔZ, 11 - теоретическая кривая $(\Delta T)_a$ по линии профиля на высоте 50 м от земной поверхности

Верхняя зона, пересеченная скважиной 2 залегает от поверхности коренных пород с глубины около 10 м до 100 м. Её горизонтальные размеры в разрезе составляют около 70 м. Она имеет вертикальную намагниченность близкую к 20 А/м. Такая величина намагниченности соответствует бедным рудам, с содержанием железа общего 25 – 30%.

Вторая зона, вскрытая скважиной 2 в интервале 80 – 103.3 м, залегает под первой зоной на глубинах от 20 до 320 м. Её горизонтальные размеры в разрезе около 300 м. Она имеет наклонную к востоку под углом 75° от вертикали намагниченность. Величина

северной компоненты равна I_x = 0 А/м, восточной - I_y = 6.3 А/м, вертикальной - I_z = 14 А/м. Намагниченная зона может содержать 20 – 25% железа общего.

Третья самая крупная по размерам зона залегает под второй зоной в интервале глубин от 100 до 540 м. В горизонтальной плоскости по линии разреза ее размеры составляют около 320 м. Её намагниченность близка к намагниченности второй зоны. По содержанию железа общего около 20 – 25%. Этой зоне принадлежат оруденелые породы, вскрытые скважиной 134 на глубинах 470 – 534 м.

Прогнозируется четвертая зона, которая может залегать на глубинах 400 - более 600 м под третьей зоной. Нижняя граница развития зоны точно не определена. Её горизонтальные размеры в плоскости разреза около 200 м. Она имеет намагниченность близкую к величине намагниченности первой зоны и соответственно близкое содержание железа общего. В направлении с севера на юг размеры оруденелой зоны в целом составляют около 700 м. Намагниченность вмещающих слабоизмененных пород составляет величину до 3 А/м.

В совокупности магнитные зоны образуют по скважине 134 боковую аномалию Z_a = 2000 нТл и аномалию пересечения около 3500 нТл на глубинах 470 – 534 м. Рассчитанная кривая Z_a по скважине и поверхности удовлетворительно по величине и морфологии совпадает с измеренной. Расчет Z_a в интервале пересечения скважиной намагниченной зоны, показал теоретическую величину на 25% больше измеренной. Это можно объяснить неоднородной намагниченностью зоны в реальных геологических условиях за счет более высокого содержания магнетита в центральных частях зоны по сравнению с периферией. Центральная часть будет иметь более высокую намагниченность. В расчетах для упрощения модели принята однородная намагниченность по всему объему.

Другие варианты модели, например, предусматривающие наличие богатых или средних по содержанию железа руд и поэтому более компактных по объему не могут объяснить поле одновременно по поверхности и скважине, и отпадают как мало вероятные.

Таким образом, Верх-Лозьвинская магнитная аномалия может быть объяснена наличием бедных магнетитовых руд, залегающих от поверхности фундамента до глубин более чем 600 м образовавшихся по экзоконтакту диоритов и вулканогенно-осадочных пород. Вероятнее всего разработка такого месторождения будет не рентабельной. Однако следует обратить внимание, что геологические условия рудопроявления здесь являются перспективными для поиска в верхах разреза сопутствующих элементов, например, самородного серебра, образующегося в ряде случаев при скарново-магнетитовых процессах, имеющих глубинные корни. Так самородное серебро в промышленных количествах сопутствует магнетитовому оруденению в Соколовско-Сарбайском рудном районе. Можно предложить проведение дополнительных исследований ствола поисковых скважин и в особенности всего керна рентген-радиометрическим методом с целью выделения интервалов с повышенным содержанием серебра. Спектральный анализ проб керна в данном случае малоэффективен. Такие исследования успешно проводились авторами на магнетитовых месторождениях Северного Казахстана и дали хорошие результаты.

Литература:

1. Чурсин А.В., Гаврилова Н.А., Гриневич С.В. Методика поисков скарново-магнетитовых месторождений Урала методом разновысотной аэромагнитной съемки // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа -ЮГРЫ. Материалы Десятой научно-практической конференции. Под ред. Карасева В. И., Шпильмана А. В., Волкова В. А. Т. 2. Ханты-Мансийск, 2007. С. 260-271.
2. Бахвалов А.Н. Математическое моделирование магнитного поля трехмерных тел при однородной и неоднородной намагниченности // Прикладная геофизика, 1981. № 101. С. 164–173.
3. Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Прямая и обратная задачи моделирования магнитного поля трехмерных тел на ЭВМ на примере железорудных месторождений Северного

Казахстана // Петрофизические исследования. Сб. научных трудов Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. С. 85–93.
4. Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Моделирование магнитного поля железорудных месторождений // Разведка и охрана недр, 1987. № 6. С. 43–48.
5. Бахвалов А.Н., Иголкина Г.В. Определение намагниченности неоднородных сред по измерениям внутреннего магнитного поля в скважинах на примере траппов Сибирской платформы. Рукопись деп. в ВИНИТИ 07.06.87. № 3779-84.
6. Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Опыт применения математического моделирования трехмерных тел на примере Качарского месторождения магнетитовых руд // Экспресс-информация ВИЭМС. Разведочная геофизика. Отечественный производственный опыт, 1984. Вып. 7. М.: ВИЭМС, 1984. С. 15-24.
7. Константинов Г.Н., Константинова Л.С. Методические рекомендации по математическому моделированию железорудных месторождений по магнитным полям на ранних стадиях геологоразведочных работ. Новосибирск: СНИИГиМС, 1988. 128 с.

ОРГАНИЗАЦИЯ НА УРАЛЕ СЕТИ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЯ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Кусонский О.А., Бебнев А.С., Бородин П.Б., Мигачев А.Е., Хрущева В.В.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
zavlab@arudaemon.gsras.ru

В 2007 г. Институт геофизики приступил к созданию в Уральском и Западно-Сибирском регионах сети наблюдательных пунктов, так называемых пунктов векового хода (ПВХ). Сеть ПВХ предназначена для долговременных исследований вековых вариаций и пространственно-временной структуры геомагнитного поля. Вековые вариации представляют собой изменения средних годовых значений элементов земного магнитного поля во времени, а изменение величины компонент поля в течение года называется его вековым ходом. Точные величины этих параметров можно получить только в обсерваториях. Однако, измерения на обсерваториях ведутся немногим более 100 лет в связи с чем эти данные могут быть использованы пока для изучения вековых вариаций с периодом не более 100 лет. В России только в Екатеринбургской обсерватории такие наблюдения охватывают значительно больший период. Он составляет 171 год. Сеть работающих обсерваторий редкая, особенно в Урало-Сибирском регионе. Поэтому для этих исследований используются измерения на ПВХ, где наблюдения проводятся периодически один раз в год или реже.

Екатеринбургская обсерватория, созданная в 1836 г., проводила большую работу по исследованию вековых изменений земного магнетизма путем наблюдений на опорных (повторных) пунктах вначале в окрестностях г. Екатеринбурга, а в период с 1887 по 1939 год на специальной сети пунктов, которая формировалась по мере проведения исследований (*Из неопубликованных рукописных работ Р. Г. Абельса, хранящихся в обсерватории «Арти»: «Работа Свердловской магнитной обсерватории по магнитной съемке и исследованию вековых вариаций за время с 1887 по 1939 год» и «Вековой ход геомагнитных элементов в Свердловской (Екатеринбургской) обсерватории до 1887 года»*). Сеть пунктов охватывала территорию Урала, Западной Сибири и части Казахстана. Первые такие пункты располагались в Салехарде, Тобольске, Тюмени, Камышлове, Филькино, Нарыме, Петропавловске, Барнауле, Павлодаре, Семипалатинске, Тополевмых (близ озера Зайсан) и других местах. В 1928-1939 годах сеть была расширена. Добавились Чердынь, Трухинята (близ Перми), Троицк, Эмба, Актюбинск, Александровское (на Оби), Томск, Балхаш, Джезказган и некоторые другие. В большинстве указанных пунктов в последующие годы наблюдения повторялись от одного до четырех раз. Исследования проводились до 1910 г. по собственной инициативе обсерватории, а в последующие три десятилетия до 1940 г. - в рамках осуществления магнитной съемки территории Российской Империи и СССР [1].

Важнейшим результатом этих исследований явилось составление для территории СССР первых карт изопор всех магнитных элементов для периода 1930–1935 г.г. [2]. Затем созданный в 1940 г. ИЗМИРАН взял на себя магнитную съемку и дальнейшие исследования по обновлению карт векового хода территории СССР. В это же время были также начаты исследования морфологии вековых вариаций геомагнитного поля [3]. Впервые были определены виды источников, ответственных за структурные особенности поля и его вековых вариаций [4]. Институт геофизики в 1960–1980 годах также проводил наблюдения на ПВХ.

Начиная с 1990 года, исследования на ПВХ были полностью прекращены. В основном это связано с проблемами финансирования. Кроме того, с развитием спутниковых измерений считалось, что производство наблюдений на ПВХ становится не актуальным, т. к. данные о вековых вариациях, получаемые спутниками способны их заменить. Однако, сравнения спутниковых и наземных данных показывают, что спутниковые измерения в достаточной степени не обеспечивают достоверность пространственно-временной структуры вековых вариаций [5]. В других странах работы на ПВХ вновь были возобновлены, и в последние годы ускоренно развиваются. На XXIII Генеральной Ассамблее IUGG (Саппоро, июль 2003) была принята специальная Резолюция IAGA № 4 о необходимости дальнейшего развития

работ в этом направлении. В странах Европы, США, Канаде, Австралии регулярно проводятся измерения элементов геомагнитного поля на ПВХ. Полученные данные используются для построения карт. Карты широко востребованы организациями IAGA и крайне необходимы для фундаментальных и прикладных геофизических исследований. Такие данные важны для геофизических исследований обширной территории России, особенно Сибири и Урала, где проводится геологическое изучение районов и масштабные работы по поиску и добыче углеводородов, других полезных ископаемых, и где обсерватории находятся друг от друга на расстоянии тысяч километров.

В последние годы возобновляются наблюдения на ПВХ в Сибири с использованием новой цифровой техники [6]. Приступил к созданию Уральской сети ПВХ на новом методическом и аппаратурной уровне и Институт геофизики. На территории Оренбургской, Челябинской и Свердловской областей от д. Хмелевки на юге до п. Полуночное на севере в первый же год были организованы 13 таких пунктов (табл.). Расстояние между южным и северным пунктами составляет более 1000 км. Предусматривается решение следующих задач: совершенствование методики наблюдений на ПВХ применительно к современным условиям исследований и обширным территориям; проведение наблюдений в реальных геолого-геофизических условиях изучаемых территорий; выявление особенностей и аномалий векового хода геомагнитного поля; построение карт элементов геомагнитного поля для различных эпох; совместный анализ данных с результатами наблюдений со спутников; построение моделей источников региональных аномалий векового хода.

Выбор места расположения пунктов осуществлялся исходя из следующих требований. Для исключения влияния техногенных помех район ПВХ должен быть достаточно удален от крупных промышленных объектов, транспортных магистралей, трубопроводов, высоковольтных линий. Во-вторых, на участке где выбирается пункт не должно быть магнитного «мусора». Магнитное поле на территории ПВХ (её площадь выбирается не менее 100-150 м²) должно быть по возможности однородным, вертикальные и горизонтальные градиенты минимальны.

Методика организации отдельного пункта на местности включала проведение высокоточной магнитной съемки выбранного участка масштаба 1:100. Съемкой обследовался участок с минимальными размерами 10 на 10 м и максимальными 200 на 200 м в зависимости от условий местности (рис. 1). Затем осуществляется выбор места заложения долговременного репера (знака), оборудование репера и проведение непрерывных наблюдений модуля полного вектора поля над этим репером в течение суток и более [7]. Репер представляет собой вкопанную в землю асбоцементную трубу диаметром 100 мм и длиной около 1 м. Внутрь трубы заливался цементный раствор. Труба возвышается над уровнем земли на 10 – 15 см. Координаты положения репера определяются с помощью спутниковой навигационной системы GPS с погрешностью 2-3 м.

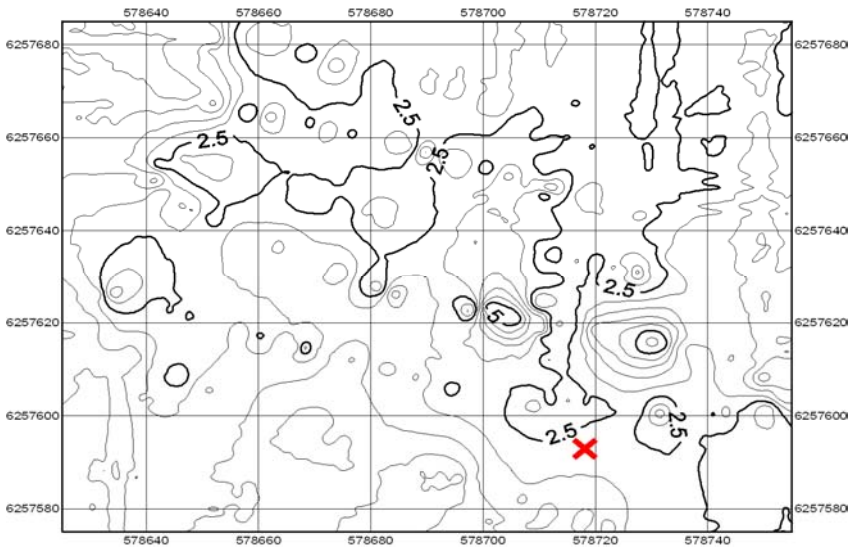


Рис. 1. Карта градиента модуля геомагнитного поля (по результатам площадной съемки на высоте 2м и 3м на ПВХ Головино, крестиком обозначено место установки прибора при наблюдении вариаций).

Для съемки и наблюдений поля использовалась современная магнитометрическая аппаратура. Это квантовый магнитометр (градиентометр)-вариометр *Scintrex SM-5 NAVMAG* (Канада). Наблюдения поля выполнялись с частотой 1 Гц, чувствительностью 0.01 нТл и погрешностью измерения абсолютной величины поля (1–2) нТл. Наблюдения велись двумя датчиками синхронно, размещенными по вертикальной линии на высоте 2-х и 3-х метров (рис. 2).

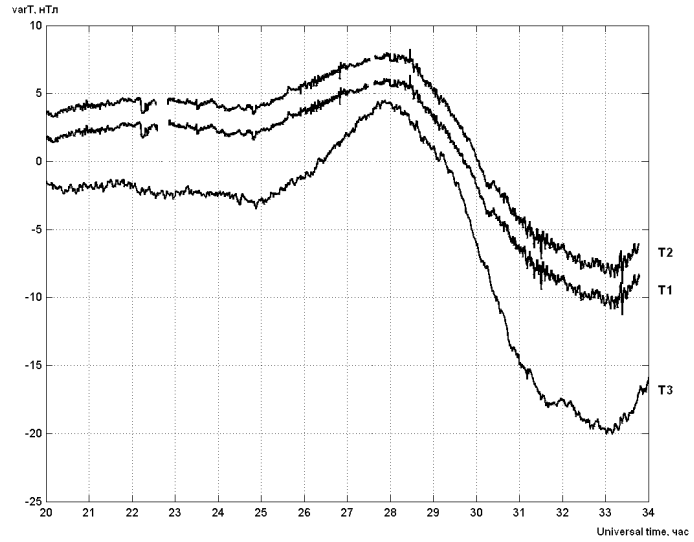


Рис. 2. Вариации модуля полного вектора геомагнитного поля, зарегистрированные на пункте Полуночное (T1,T2 – вариации на высоте 2м и 3м соответственно, T3-вариации, зарегистрированные на обсерватории «Арти»).

Для каждого пункта определены величины модуля ***T*** на момент наблюдения и прогнозные среднегодовые значения (табл.). В столбцах с данными указаны значения поля на высоте 2 м (в верхней строке) и 3 м (в нижней строке).

Результаты наблюдения модуля полного вектора ***T*** на Уральской сети ПВХ в 2007 г.

Пункт наблюдений	Географические координаты			Дата наблюдений	Величина модуля ***T*** на дату наблюдения, нТл	Прогнозные среднегодовые значения модуля ***T***, нТл
	Широта, град	Долгота, град	Высота, м			
Полуночное	60.870	60.435	202	9.10.2007	56303.9	56294
					56290.8	56281
Киселевка	59.643	60.407	154	8.10.2007	56055.6	56046
					56052.2	56042
Косьвинский Камень	59.544	59.092	734	11.10.2007	57293.3	57283
					-	-
Головино	56.456	58.277	335	13.07.2007	56392.6	56393
					56390.7	56391
Токари	56.387	58.124	335	10.07.2007	56555.6	56556
					56554.8	56555
Бараба	56.292	58.381	304	12.07.2007	56211.5	56212
					56210.1	56211
Сенная	56.262	58.616	324	11.07.2007	55716.5	55717
					-	-
Верхнее Бобино	56.049	58.452	359	11.08.2007	55431	55426
					-	-
Кугузли	55.642	58.494	274	12.08.2007	55189	55184
					-	-
Катав-Ивановск	54.678	58.318	836	14.08.2007	54929	54924
					-	-
Оренбург-1	51.736	55.032	79	25.08.2007	53580	53575
					-	-
Хмелевка	51.617	57.915	221	28.08.2007	54791	54786
					-	-
Оренбург-2	51.206	54.774	114	26.08.2007	53671	53666
					-	-

Прогнозные среднегодовые значения на 2007 г. получены путем сравнения среднемесячных величин со среднегодовыми для 2005 и 2006 г.г. по данным обсерватории «Арти». Вычислялись средние значения разностей среднемесячных и среднегодовых значений для 2005 и 2006 г.г, которые добавлялись к среднему значению модуля геомагнитного поля на данном ПВХ на дату наблюдения.

По результатам наблюдения на ПВХ, расположенных в пределах Манчажской аномалии, определена современная величина аномальной составляющей модуля ***T***, с использованием глобальной модели *IGRF* нормального поля, полученного по спутниковым данным для эпохи 2007 г. (рис. 3) [7].

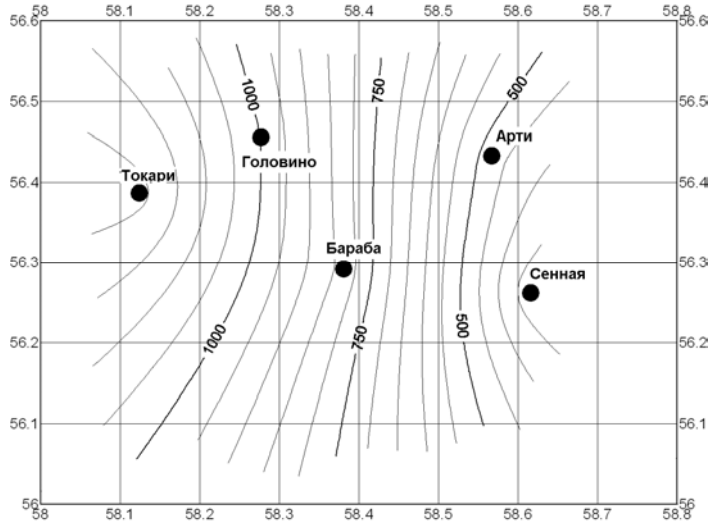


Рис. 3. Карта аномальной части модуля геомагнитного поля по результатам наблюдения на ПВХ на территории Манчажской аномалии в 2007 году. Нормальное поле рассчитано на эпоху 2007 года при использовании коэффициентов IGRF. Изолинии проведены через 250 нТл.

С 1995 г. наблюдается уменьшение аномальной величины модуля примерно на 2 нТл/год.

Планируется продолжить наблюдения на ПВХ в следующем году, расширить сеть, применить компонентные измерения и получить первые данные о вековом ходе.

Литература:

1. Абельс Р.Г. О точности результатов магнитных наблюдений на повторных пунктах // Информационный сборник по земному магнетизму и электричеству, 1937. №4. С. 37-40.
2. Малинина Н.Е., Орлов В.П. Тр. ГГО. 1937. Т. 17. С. 92–108.
3. Головков В.П., Коломийцева Г.И., Ротанова Н.М. Динамика главного магнитного поля Земли // Электромагнитные и плазменные процессы от Солнца до ядра Земли. М.: Наука, 1989. С. 212–232
4. Калинин Ю.Д. Вековые геомагнитные вариации. Новосибирск: Наука, 1984. 159 с.
5. Ладынин А.В., Попов А.А., Семаков Н.Н. Вековые вариации геомагнитного поля: сравнение спутниковых и наземных данных // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 2. С. 278–291.
6. Ладынин А.В., Павлов А.Ф., Попов А.А., Семаков Н.Н., Хомутов С.Ю. Методика изучения вековых вариаций геомагнитного поля по измерениям на обсерваториях и пунктах векового хода с использованием феррозондовых теодолитов // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 6. С. 800–811.
7. Пушков А.Н. К возможности определения вековых вариаций компонент геомагнитного поля по распределению вариаций модуля полного вектора // Геомагнетизм и аэрономия. 1972, т. 12, № 3. С. 519–523.
8. Бебнев А.С. Влияние Манчажской магнитной аномалии на вековой ход компонент геомагнитного поля на обсерватории «Арти» в период 1972-2004 гг. // VIII уральская молодежная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2007. С. 25-29.
9. Бебнев А.С. Динамика интенсивности Манчажской магнитной аномалии в районе обсерватории «Арти» в период 1985-2005 г.г. // Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2007. С. 156-158.

ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ НАЗЕМНЫХ И АЭРОВОЗДУШНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ РЕКОГНОСЦИРОВОЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Левашов С.П.[1], Якимчук Н.А.[1], Корчагин И.Н.[2], Жулдаспаев М.Д.[3], Якубовский В.И.[4]

1 – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина

2 – Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

3 – Карагандинский завод асбестоцементных изделий, пос. Актау, Республика Казахстан

4 – Кустанайская поисково-съемочная экспедиция, Костанай, Республика Казахстан

korchagin@karbon.com.ua

Инновационная экспресс-технология прямых поисков и разведки скоплений углеводородов (УВ) геоэлектрическими методами становления короткоимпульсного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1-5] (технология СКИП-ВЭРЗ) в 2001-2005 г.г. прошла широкую апробацию на известных месторождениях УВ и перспективных на нефть и газ площадях в Украине, Республике Казахстан, Болгарии и России [3]. За это время она использовалась на 40 месторождениях УВ. Аномалии типа «залежь» зафиксированы съемкой СКИП на всех (!) месторождениях. В разрезах всех месторождений зондированием ВЭРЗ выделены аномально поляризованные пласты (АПП) типа «нефтегазовый пласт». Геоэлектрические аномалии типа «залежь» закартированы также методом СКИП в пределах 50 из 62 перспективных на УВ структур и отдельных площадей.

В 2006-2007 г.г. технология СКИП-ВЭРЗ активно применялась при рекогносцировочных исследованиях на нефть и газ в пределах Костанайского лицензионного блока (Костанайская область, Республика Казахстан) общей площадью 8045 км^2. На территории блока проводились следующие геолого-геофизические исследования.

А) В сентябре 2005 г. закончена переинтерпретация имеющихся геолого-геофизических материалов с геоплотностным моделированием продуктивных толщ верхнего девона - нижнего карбона.

Б) В октябре 2005 г. – марте 2006 г. ООО «Аксион-М» (Ковалев Р.П., г. Москва) выполнило космогеофизическое прогнозирование контуров залежей углеводородов методом расшифровки их микролептонного излучения на фотоснимках из космоса в пределах выделенной первоочередной для поисков углеводородов территории - 4000 км^2.

В) В мае-июне 2006 г. выполнено обследование и разбраковка космогеофизических аномалий на первоочередной части Контрактной территории с использованием экспресс-технологии СКИП-ВЭРЗ [4]. С помощью метода СКИП выявлены аномалии типа «залежь». В пределах выделенных аномальных зон зондированием ВЭРЗ определены интервалы залегания АПП типа «газ» и «нефть». Работы методом СКИП проводились в режиме автомобильной съёмки. Профили съёмки отрабатывались через аномальные зоны, выделенные по космогеофическим данным.

В результате проведения полевых работ по площади Костанайского блока выполнено 895 погонных километров съёмки методом СКИП. По данным съемки СКИП построена карта геоэлектрических аномалий типа «залежь» (АТЗ), на которой выделяется пять крупных аномальных зон: 1) Тимофеевская – газонефтяная; 2) Диевская – газонефтяная; 3) Аккудукская – нефтяная; 4) Харьковская – нефтяная; 5) Юльевская – нефтяная.

На площади исследований закартировано также ряд небольших по размерам аномальных зон: 1) Тимофеевская-1 – газовая; 2) Тимофеевская-2 – газовая; 3) Диевская-1 – газовая; 4) Диевская-2 – газовая; 5) Кургусская – газовая; 6) Аккудуксая-1 – газовая; 7) Юльевская-1 – газовая.

В пределах выделенных аномалий выполнено зондирование ВЭРЗ в 27 пунктах, что позволило установить интервалы глубин залегания АПП. Зоны АПП отличаются по знаку и интенсивности поляризации, что дает возможность относить выделенные пласты к определённым комплексам пород: а) содержащие углеводороды; б) туфогенный комплекс; в) глины, алевролиты (экран); г) битумы; д) палеозойский фундамент; е) интрузив. Для некоторых геоэлектрических аномалий выделено несколько глубинных интервалов АПП. По результатам зондирования построены разрезы через аномальные участки площади.

Г). В августе 2006 г. проведены полевые работы по детализации участков аномальных зон Аккудукская АТЗ и Харьковская АТЗ [4]. В пределах этих участков выполнено 190 погонных километров геоэлектрической съёмки СКИП.

На участке Аккудукской аномальной зоны дополнительно проведено зондирование ВЭРЗ в 23 точках. В семи точках Y01 – Y07 предыдущей съёмки проведено повторное зондирование с целью картирования «опорного горизонта». На участке Харьковской аномальной зоны дополнительно поставлено 18 точек зондирования. В пяти точках предыдущей съёмки Y19 – Y23, проведено повторное зондирование для определения интервалов глубин залегания «опорного горизонта».

В результате проведенных работ методом СКИП уточнены границы аномальных зон. По данным зондирования построены разрезы и карты основных структурных горизонтов, выделенных методом ВЭРЗ. По материалам проведенных работ рекомендованы места для заложения первых разведочных скважин.

Д) Очередной этап геоэлектрических исследований территории блока выполнен в октябре 2007 г. В тезисном изложении методика проведения работ и полученные результаты сводятся к следующему.

1. Геоэлектрической съемкой в модификации АэроСКИП с борта самолета АН-2 по регулярной сети широтных профилей с шагом 1 км (центральный участок) и 2 км (юго-западный и восточный участки) покрыта практически вся нефтеперспективная часть территории блока. В пределах неисследованных ранее юго-западного и восточного участков выявлены четыре относительно крупные по площади аномальные зоны типа «залежь»: «Косагал», «Косагал Западный», «Раздольная» (юго-западный участок) и «Шолаксай» (восточный участок). В пределах центрального, обследованного в 2006 г. автомобильной съемкой СКИП участка блока обнаружены дополнительно три крупных аномальных зоны – «Сайкудук», «Шили» («Озерная»), «Юльевская Восточная». Уточнены контуры небольших аномальных зон.

2. Съемка в модификации АэроСКИП позволила выявить на территории блока практически все, представляющие нефтепоисковый интерес аномальные зоны типа «залежь», которые могут быть связаны со скоплениями углеводородов. Построенные по данным АэроСКИП карты аномалий типа «залежь» для трех участков блока являются вполне кондиционными информационными материалами, позволяющими Недропользователю обосновано выделить часть территории как бесперспективную в плане обнаружения промышленных скоплений углеводородов и вернуть эти площади Компетентному органу согласно условиям лицензионного соглашения.

3. Оперативное обследование наиболее крупных аномальных зон «Косагал» и «Косагал Восточный» в пределах западного участка блока наземной съемкой СКИП и зондированием ВЭРЗ дало возможность классифицировать их как наиболее перспективные в плане заложения первых разведочных скважин. Это позволило Недропользователю оперативно (в процессе проведения полевых работ) принять решение о переносе запроектированной разведочной скважины с Аккудукской аномальной зоны в пределы АТЗ «Косагал». Главными аргументами в пользу этого стали: а) крупные (по площади) размеры аномальной зоны «Косагал»; б) большая суммарная мощность аномально поляризованных пластов типа «нефть»; в) относительно небольшая глубина залегания АПП типа «нефть»; г) отсутствие на участке аномалии мощного комплекса трапповых отложений. Все это вместе позволяет пробурить скважину (а, следовательно, и получить окончательную оценку нефтеперспективности участка) в относительно сжатые сроки и с минимальными финансовыми затратами. В пределах аномальной зоны «Косагал» выполнен значительный объем детализационных работ методом ВЭРЗ, необходимых для построения структурно-тектонической модели строения участка и, следовательно, проектирования разведочной скважины. По данным зондирования рекомендовано заложить скважину в районе расположения пунктов ВЭРЗ №№ 48 и 42.

4. Аномальная зона «Раздольная» (юго-западная часть участка № 3) также является достаточно крупной по площади и представляет интерес для детальных исследований и

разведочного бурения. Заверочными наземными исследованиями в ее пределах установлено наличие АПП типа «нефть» в интервале глубин 1150-1450 м суммарной мощностью до 35 м.

5. В пределах восточного участка лицензионного блока закартирована обширная аномальная зона «Шолактерек» площадью свыше 40 кв. км. В ее пределах зондированием выявлены аномально поляризованные пласты типа «нефть» суммарной мощностью до 26 м в интервале глубин 1550-1700 м. Площадь аномалии, относительно небольшие глубины залегания АПП, а также отсутствие траппов дают основания считать эту зону одну из первоочередных в плане организации детальных работ и проведения разведочного бурения.

6. В пределах центрального участка лицензионного блока съемкой АэроСКИП по регулярной сети с шагом 1 км: а) подтверждены контуры ранее выявленных и закартированных крупных и мелких аномалий типа «залежь» [4]; б) полностью оконтурена аномальная зона «Тимофеевская», которая выходит за пределы контура контрактной территории с западной стороны – ее площадь увеличилась при этом практически вдвое; в) выявлены и закартированы три новые, относительно крупные по площади аномальные зоны «Сайкудук», «Шили» («Озерная») и «Юльевская Восточная». Зондированием ВЭРЗ рекогносцировочного характера в пределах этих зон определены глубины залегания АПП типа «нефть», комплекса траппов, опорного горизонта, а также фундамента.

7. Сопоставление аномальных значений поля СКИП на поверхности Земли и на высоте полетов 25 м показало, что интенсивность сигнала затухает примерно в 100 раз. Интенсивность сигнала на высоте полета 100 м по сравнению с высотой 25 м уменьшается еще примерно в три раза.

8. Выполнено повторное (детальное!) зондирование ВЭРЗ в районе заложения разведочной скважины в пределах аномальной зоны типа «залежь» Харьковская. В целом получено удовлетворительное совпадение с результатами зондирования в этой точке в 2006 г. Тем не менее, детальная процедура зондирования привела к вполне объяснимому уменьшению суммарной мощности аномально поляризованных пластов типа «нефть» в результате разбиения наиболее мощных АПП на несколько мелких вследствие выделения в их пределах непродуктивных интервалов.

9. Следует также акцентировать внимание на то, что практически половина аномальной зоны «Шили» («Озерная») зафиксирована над озером, что является еще одним подтверждением работоспособности технологии СКИП в акваториях. Напомним, что ранее геоэлектрическими работами в акваториях Антарктического п-ова показана эффективность технологии СКИП-ВЭРЗ при исследованиях с борта судна.

10. Наличие продуктивных нефтяных залежей в пределах рекомендованного под бурение участка АТЗ «Косагал» во многом зависит как от присутствия коллекторов в интервалах глубин выделенных пластов АПП, так и от их качества. В процессе бурения разведочной скважины целесообразно организовать отбор керна в интервалах глубин выделенных АПП типа «нефтяной пласт» для изучения коллекторских свойств, расположенных в пределах этих интервалов отложений.

11. В целом результаты площадной съемки методом становления короткоимпульсного поля с борта самолета (модификация АэроСКИП) свидетельствуют де-факто о создании эффективной и экономичной технологии для оперативного обследования с нефтегазопоисковыми целями обширных, удаленных и труднодоступных нефтегазоперспективных территорий. Практическое применение этой технологии на начальном этапе нефтегазопоисковых работ позволяет значительным образом ускорить геологоразведочный процесс на нефть и газ в целом.

Опыт использования съемки СКИП с борта самолета на Собинском НГКМ (2006 г.) [5] и Костанайской нефтегазоперспективной площади (октябрь, 2007 г.) свидетельствует о возможности применения следующей методической последовательности (этапности) изучения новых, обширных по площади и труднодоступных нефтегазоперспективных территорий с использованием технологии СКИП-ВЭРЗ, а также метода АэроСКИП:

а) рекогносцировочная съемка АэроСКИП территории исследований по регулярной сетке профилей с шагом 2 км между профилями с целью обнаружения и картирования геоэлектрических аномальных зон типа «залежь»;

б) детализация участков выявленных аномалий профилями АэроСКИП с шагом между ними 1.0-0.5 км;

в) заверка обнаруженных геоэлектрических аномалий наземной (автомобильной) съемкой СКИП по отдельным профилям, а также выполнение в пределах выявленных аномалий типа «залежь» оценочных (рекогносцировочных) зондирований ВЭРЗ с целью получения оценок мощности (суммарной) и глубин залегания аномально поляризованных пластов типа «нефть» и «газ»;

г) оперативная оценка полученных аэроданных и результатов наземных заверочных исследований СКИП и ВЭРЗ с целью выбора первоочередных для оперативного проведения детализационных работ;

д) выполнение детализационных исследований методом ВЭРЗ в пределах наиболее перспективных аномальных зон типа «залежь» с целью определение мест заложения разведочных скважин.

Описанная выше технологическая схема проведения полевых геоэлектрических исследований в полной мере была реализована на Костанайской нефтегазоперспективной площади (8045 кв. км) в октябре 2007 г. Такая, практически отработанная методика оперативного обследования новых нефтегазоперспективных территорий может быть рекомендована к широкому практическому применению после подтверждения перспектив нефтеносности Костанайской площади бурением.

Дальнейшие перспективы повышения эффективности технологии АэроСКИП могут быть связаны с использованием беспилотных летательных аппаратов (БЛА). В настоящее время существуют БЛА, способные летать со скоростью 180 км/час и находиться в воздухе до 16 часов. Применение БЛА позволит снизить финансовые затраты на выполнение полевых измерений. В случае их применения воздушные измерения и наземные заверочные геоэлектрические работы могут выполняться параллельно.

Существенный эффект может принести использование БЛА при проведении работ в морских акваториях.

Литература:

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М. Поиски и разведка скоплений углеводородов геоэлектрическими методами на нефтяных месторождениях Западного Казахстана // Георесурсы. 2003. № 1. С. 31-37.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Экспресс-технология “прямых” поисков и разведки скоплений нефти и газа геоэлектрическими методами: возможности и перспективы. Материалы международной научно-практической конференции «Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и природных битумов. Проблемы их освоения». Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 2005. С. 163-166.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений углеводородов геоэлектрическими методами: результаты практического применения в 2001-2005 гг. Геоинформатика. 2006. № 1. – 31-43.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Жулдаспаев М.Д., Якубовский В.И., Божежа Д.Н. Рекогносцировочные и детальные геоэлектрические исследования при поисках углеводородов на Костанайской нефтегазоперспективной площади // Геоинформатика. 2007. № 1. С. 27-37.
5. Левашов С.П., Червоный Н.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М. Опыт проведения аэрогеоэлектрических исследований на Собинском нефтегазоконденсатном месторождении в Красноярском крае // Геоинформатика. 2007. № 2. С. 68-77.

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ПИКОВЫХ И ФОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ ЭВОЛЮЦИИ Н.К.ЧУДИНОВА В ПРАКТИКЕ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ГАЛОСИСТЕМ, ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ И НЕФТИ

Литовский В.В.

Уральский государственный университет путей сообщения, Екатеринбург

VLitovsky@econ.usurt.ru, marialier@r66.ru

Развивая учение о биосфере, В.И.Вернадский указывал, что биологическое вещество является огромной геологической силой не только на стадии жизни, но и в биокосном состоянии, участвуя в метаморфическом процессе. Гипотеза панспермии С.Аррениуса указала на возможность участия в кругообороте вещества еще одной его вероятной формы - вещества жизнеспособного. Это заменяло диадные методы познания геосферных процессов триадными. Существенные сдвиги в этом вопросе произошли в 1950-1960-х гг., благодаря геохимику Н.К.Чудинову (1925-1988), который обнаружил в калийных солях Верхнекамского месторождения явление активного участия палеобиоты в генезисе соляных пород, названное им геобигенезом [1]. Это позволило ему развить методики прогнозирования скопления биогенных газов в галосистемах и оценивать взрывоопасность газов в шахтах БКРУ, а позже применить их для решения проблемы генезиса нефти [2]. В фундаментальном аспекте им была выдвинута идея об «уснувших» слоевых ядерных реакторах на биогенных элементах, которые «просыпаются» в ритме изменения интенсивности космических процессов в геологическом времени. Именно эти процессы, по Н.К.Чудинову, обусловливают «параллелизм изменения в слоях калийной соли содержания азота, аргона, гелия, тяжелых углеводородов, нефтяного коэффициента, микронефти, окиси углерода, окислов азота, серы, обусловливают неравномерность процесса нефте-, газо- и элементо- образования.

Так, в 1977 году в работе [2] Н.К.Чудинов описал методику прогнозироания взрывов на калийных рудниках шахтных газов.

В частности, решение он свел к разбору следующих проблем: некоторых новых закономерностей галогенеза, и с учетом этого, новых аспектов генезиса природных газов и нефти (генезиса тяжелых углеводородов, происхождения метана, водорода, кислорода, углекислоты, генезиса аргона, гелия), количественных аспектов интенсивности природных процессов (определения коэффициентов интенсивности процессов (КИП), а также пиков и фона эволюции.

Рассматривая закономерности галогенеза в свете сделанного им открытия, Н.К.Чудинов показал, что организмы калийных солей, которые составляют в пластах Верхнекамского месторождения, соответственно (в процентах от веса средних проб): 0,34% (пласт «В»), 0,5% (пласт «Б»), 0,23-0,46% (пласт «АБ» - пестрые сильвиниты), 0,26% (пласт «А»), 0,01-0,12% (пласт «Кр2»-красные сильвиниты), а в самих калийных кристаллах – 1,76-2,0%, являются мощными преобразователями и созидателями органического, косного и биокосного вещества самих солей.

На этой основе он вскрыл следующие особенности галогенеза [2, с.292-293] :

1. имеет место структурная закономерность распределения организмов, а именно: слоистая структура калийных солей обусловлена пигментированными организмами и их биокосным веществом, распределенным по циклам, строго отвечающим условиям сезонной генерации и садки;
2. фациально-экологическая закономерность. Разным видам первичных калийных солей присущи характерные организмы, ценозы и косное вещество, образующее парагенетические ряды, т.е. имеет место совместное нахождение в горных породах калийного месторождения минералов, связанных общностью условий образования;
3. имеет место строгая пропорциональность между содержанием организмов, газов, биогенных карбонатов в пластах солей; микрогазы в прослоях, не содержащих органического вещества отсутствуют;

4. существенное отличие структуры приспособленных к солям экосистем от известных в науке и их биогеохимического цикла. Биогеохимический цикл наряду с обычным вещественно-энергетическим компонентом может включать нефтепродуцирующий или мутагенный, косный. Цикл включает изоляционно-седиментационный компонент, являющийся периодическим или постоянным убежищем для организмов и характеризующийся стоком в него космического вещества и энергии определенной интенсивности.

5. в калийной галосистеме имеет место резко различная степень сохранности организмов – от зеленых жизнеспособных растений до бурых и обугленных органических остатков, включенных в различные, однако, крайне мало отличающиеся по возрасту соли (годы, десятки лет),

6. имеет место различная в количественном и качественном отношении газопродуктивность органического вещества в разных, но непосредственно контактирующих пластах соли;

7. соблюдается строгая пропорциональность между содержанием микровключений в кристаллах углерода и газообразного азота (рис.2).

Исходя из того, что экосистема калийных солей включает газонефтепродуцирующий или мутагенный компонент, Н.К.Чудинов уделил особое внимание ранее не изучавшимся процессам в изоляционно-седиментационном компоненте. В частности, в таком подходе он попытался описать генезис природных газов и нефти.

Согласно его исследованиям, главный компонент в микрогазах калийных солей – азот. Его доля там составляет 70-90%. Учитывая то, что азот вместе с метаном, тяжелыми углеводородами, аргоном, гелием, двуокисью углерода, водородом и другими компонентами присутствует в природных, нефтяных, угольных водоминеральных и других газах, Чудинов пришел к выводу о том, что «решение вопроса о природе азота в калийных солях, а также его строгой пропорциональности с углеродом, решает, очевидно, не только проблему генезиса газов калийных солей, но представляет и более общий интерес» [2, с.293].

Так, используя известное превращение азота в углерод и его включение в CO_2, он с одной стороны, учел, что количество ${}_6C^{14}$ в организмах должно быть пропорциональным его содержанию в атмосфере соответствующего периода, а с другой стороны, с учетом изоляции организмов в кристаллах соли учел модерирующий фактор или процесс противоположной направленности, вследствие частичной обратной трансформации изотопа ${}_6C^{14}$ в ${}_7N^{14}$ с известным периодом полураспада 5730 лет. Ясно, что такое превращение радиоуглерода в закристаллизованных организмах в газонепроницаемых кристаллах приводит к накоплению в них строго пропорциональных количеств азота из изначально "упакованного" углерода. Поэтому, несмотря на то, что за период примерно в 200 тысяч лет радиоактивного углерода там не остается, количество накопленного в соли азота за известный геологический период может служить не только качественным свидетельством былого присутствия в породе радиоуглерода, но и его количественной мерой. Более того, поскольку количество исходного углерода определялось в соответственный период интенсивностью нейтронной бомбардировки космического излучения, древние организмы могут выступать в качестве меры космических процессов в геологическом времени [2, с.294].

Там же он писал: «с другой стороны, это же определение радиоуглерод - азота характеризует также и конкретный энергетический потенциал изоляционно-седиментационного компонента, т.е. ту космическую энергию, которая была сначала овеществлена организмами, а затем затрачена на изменение органического вещества (например, на образование газов).

Реальность такого сценария подтверждается строго закономерной графической связью углерода - азота микрогазов солей. Далее, он попытался также вскрыть и сущность процесса генезиса тяжелых углеводородов (ТУ). Согласно Н.К.Чудинову, реальность выше приведенного механизма газообразования подтверждается наличием и закономерным распределением в соляных микрогазах тяжелых углеводородов, а именно: этана H_3CCH_3, пропана $CH_3\ CH_3\ CH_3$, бутана $CH_3\ (CH_2)_2\ CH_3$ и т.д. Эти вещества не образуются в

результате жизнедеятельности микробов, но постоянно присутствуют в нафтидах. Поскольку же содержание тяжелых углеводородов в нафтидах на 5-6 порядков выше, чем в биохимических газах, это с одной стороны указывает на их более реалистичную генетическую связь с нефтью и целесообразность использования этого при поиске нефти, а с другой стороны, факт отсутствия тяжелых углеводородов в современных осадках служит решающим доводом против биогенной (биохимической) теории образования нефти.

Важным критерием при этом, как известно, служит нефтяной коэффициент (НК) - отношение содержания тяжелых углеводородов (ТУ) к метану (CH_4), содержащемуся в значительных количествах в газах биохимического и нефтяного происхождения. Вследствие того, что из-за более высокого содержания тяжелых углеводородов НК (ТУ/ CH_4) существенно больше в нефтяных газах, нежели в биохимических, его используют в качестве показателя того или иного генезиса углеводородов.

В этой связи Н.К.Чудинов подметил, что содержание тяжелых углеводородов в микрогазах солей колеблется в интервале 0,2-15%, соответствующие значения нефтяного коэффициента - в интервале от 0,3 до 1,6%. Для нефтяных же месторождений НК колеблется от 0,01 до 0,9 %, в среднем составляя 0,13%. Более того, значения нефтяного коэффициента оказалось в микрогазах солей выше, чем в однопластовых свободных газах (в пласте пестрых сильвинитов (АБ) в 3 раза, а в пласте красных сильвинитов (КрII) в 5 раз). Таким образом, стало ясно, что из-за того, что давление газа в прослоях и пластах в десятки – сотни раз превышает давление в смежных контактирующих слоях (например, в соли NaCl), а значения НК в сотни - тысячи раз выше, чем в нефтях, то существующее представление о миграции тяжелых углеводородов из нефтей в соли не отвечает действительности. Они образуются в солях –«на месте». «Единственно приемлемым механизмом образования тяжелых углеводородов оказался радиоуглеродный. При этом при образовании атома N^{14} из C^{14} могут возникать до пяти частиц газа при первом распаде, 10 при втором, 15 при третьем и т.д.,, тяжелые углеводороды (при дополнительном наличии внедренных в кристалл атомов водорода) и т.. Образование компонентов осколков и нарастание давления газа происходит лавинообразно, что и соответствует давлению газа в сотни атмосфер в кристаллах, содержащих организмы, и отсутствию газов в прослоях, не содержащих их. Таким образом, тяжелые углеводороды не являются продуктом метаболизма, а являются косвенными продуктами изобарного превращения углерода в азот и сопутствующих реакций [2, с.295]. “Образование компонентов-осколков в организмах и биокосных минералах-узниках (помимо азота и ТУ) подтверждается наличием и других разрастающихся из производных азота и ТУ компонентов газовых микровключений солей. Так, в выделенной органической и биокосной массе карналлита …были найдены на инфракрасном спектрометре группы CH, CH_2, CH_3… В солях постоянно присутствует этилен ($H_2C=CH_2$), пропилен ($CH_3CH=CH_2$) и другие непредельные углеводороды. Во всех образцах исследованных карналлитов и сильвинов обнаружены амины (NH_2) в количестве от 0,001 до 0,003% веса собственно калийной соли. При этом установлено, что содержание аминов в солях строго пропорционально содержанию в них организмов-газов.

Установив корреляцию генезиса тяжелых углеводородов (ТУ) с процессами изобарного превращения углерода в азот, Н.К.Чудинов принялся за установление подобной корреляции для таких микрогазов как метан, водород, кислород, углекислый газ, сероводород, аргон и гелий. Чтобы выявить их генетическую взаимосвязь с азотом, он проанализировал их распределение в соляном разрезе и сравнил с количеством молекулярного азота. Для чего использовал отношения к азоту в различных слоях аргона (Ar/N_2)•100, метана CH_4/N_2 , кислорода O_2/N_2 , водорода H_2/N_2 , углекислого газа CO_2/N_2. Поведение этих коэффициентов графически (послойно) сопоставлялись между собой и с нефтяным коэффициентом (ТУ/ CH_4). В результате был выявлен строгий параллелизм этих геохимических коэффициентов, который свидетельствовал об образовании на месте (в соляных «запаянных капсулах») и вышеперечисленных газов, их строго закономерном (пластовом) распределении, единой генетической природе. Сходные зависимости им были выявлены и для шпуровых или свободных газов. К таким выводам он пришел на основании

данных более 400 анализов шпуровых газов, охватывающих шесть шахтных полей Верхнекамского месторождения.

Также им изучалось количественное содержание битумоидов или нефтепродуктивность (содержание битумоидов, отнесенное к количеству органического углерода, в %). Последняя колебалась в пределах от 6,3% для сильвинита из пласта «Кр2» до 30,8% в каменной соли пласта «БВ» и до 32,1% в галопелите (пласт «Кр1-Кр2»). Эти данные по нефтепродуктивности органического вещества солей показали строго закономерное распределение микронефти и газов, то есть также свидетельствовали о происхождении их из изоляционного компонента органического вещества самих солей. Кроме того, совокупно анализируя содержание органического вещества, например, в пласте «Б» (где органический углерод составляет 0,017%, нефтяной коэффициент - (ТУ/ CH_4)=0,17, отношение аргона к азоту - (Ar/N_2)•100 = 0,49, а нефтепродуктивность - 16,5%), он заметил, что сами по себе эти параметры всецело еще не исчерпывают и не определяют процесса нефтеобразования. Нефтепродуктивность, по его мнению, в существенной мере определяется энергетическим (космическим) потенциалом системы нефтеобразования. На это указывает, в частности, сопоставление тех же параметров с соответстующими параметрами в пласте галопелита («Кр1-Кр2»). Так, там при значении нефтяного коэффициента (ТУ/ CH_4) равном 1,59, аргона к азоту (Ar/N_2)•100 = 1,51 , органического углерода =0,19%, нефтепродуктивность составляет только 32,1% (т.е. при всех прочих параметрах в пласте «Б» в десять раз больше, чем в пласте «Кр1-Кр2», нефтепродуктивность выше всего в два раза).

Из этого он сделал вывод о том, что нафтидообразование (выделенное в чистом виде) протекает крайне неравномерно, причем условия его в некоторых случаях меняются необычайно быстро, что необходимо учитывать при оценке условий образования и миграции «одновозрастных» нафтидов. Таким образом, нет оснований всецело связывать образование нефти и газов с большими глубинами (нефть не менее интенсивно может образовываться на глубине десятков-сотен метров), с термокаталитическими, чисто биогенными, абиогенными, космическими процессами, преувеличивать значение факторов длительности и движения.

Итак, по Н.К.Чудинову получалось, что "образование нефти обусловлено, во-первых, космическими причинами, во-вторых, (по виду энергии), - ядерными процессами преобразования органического вещества" [2, с.299].

Более того (см. там же): «в кристаллах соляных толщ, вследствие их практической непроницаемости, сохраняются все газообразные, жидкие и твердые нафтиды, образующиеся в них при ядерных и сопутствующих реакциях…имеются объективные, простые и строго количественные критерии газо-, нефте-, элементообразования. Это нефтяной, аргоновый, гелиевый, азотный, водородный, изотопные и многие другие коэффициенты».

С учетом выше сказанного, Н.К.Чудинов предложил считать эти коэффициенты мерилом интенсивности геологических процессов и назвал их «коэффициентами интенсивности процессов» (КИП) [2, с.300]. А древние организмы, нефть, ее компоненты, радиогенные газы и изотопы предложил рассматривать в качестве эталонов метода измерения КИП.

Литература:

1. Чудинов Н.К. О природе окраски калийных солей палеозоя. В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967. С. 118-130
2. Чудинов Н.К. Методы количественной оценки пиковых и фоновых процессов эволюции в практике решения проблемы генезиса природных газов и нефти. В кн.: Проблемы соленакопления. Т.2. Новосибирск: Наука, 1977. С.292-301

К ИСТОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ "АРТИ"

Ломакин В.С.

Уральский филиал ОАО ВНИМИ, Екатеринбург

В середине прошлого столетия Урал относили к сейсмически слабо активным областям, да, и в начале XXI века он не вышел из этой категории. Все сведения о сейсмичности Урала были изложены в работах /1-4/. Сведения о землетрясениях в основном носили опросный характер. Сейсмическая станция на Урале впервые построена князем Б Б. Голицыным в г. Екатеринбурге. Вначале она была оснащена приборами Цельнера с механическим увеличением, т.е. за счет рычагов. Увеличение было малое. В 1913 году на станции были установлены сейсмометры Голицина с гальванометрической регистрацией. Увеличение значительно повысилось. Станция выполняла функции телеметрической, была рассчитана на регистрацию удаленных землетрясений. В 1914 году инструментально зарегистрировано сильное местное землетрясение в районе пос. Билимбай. В 1958 году на станции был установлен сейсмометр СВКМ-3 с увеличением 24000, количество регистрируемых землетрясений возросло до 2500 в год. Стали регистрироваться взрывы в карьерах. Но для определения параметров местных явлений одной станции было не достаточно. Нужны были другие станции.

В 60-х годах широко применялись полевые переносные станции типа «Земля» с магнитной регистрацией землетрясений и взрывов в карьерах. Авторами работ /5,6/ было отмечено, что в юго-восточной части Русской платформы (это к западу от южного Урала) за один полевой сезон зарегистрировано около 80-ти сейсмических явлений. Это ещё раз подтвердило необходимость строительства новой станции.



Рис.1 В правой части здания: одно окно сбоку и 4-е окна с торца расположена с/ст "Арти"

К тому времени Институтом геофизики в п. Арти была построена обсерватория. Сейсмическую станцию было решено строить на этой территории. В здании обработки материалов магнитных наблюдений обсерватории, рис.1, для лаборатории сейсмометрии было выделено две комнаты. В одной комнате была оборудована регистрационная, а в другой - пульт управления станцией – на фото дальнее окно с торца здания.

Аппаратная, где установлены сейсмометры была построена в сотне метров от регистрационной комнаты. Ближе к лесу и дальше от проезжих дорог был построен "бункер" – аппаратная. Строительство осуществлялось силами работников лаборатории сейсмометрии и рабочих обсерватории. Крышу бункера пришлось крыть самим, на ходу учась гнуть железные листы и соединять их.



Рис.2. Аппаратная ("бункер")

Между аппаратной и регистрационной был проложен специальный измерительный кабель в свинцовой оплетке заполненной маслом. Это было необходимым условием при гальванометрической регистрации. Сейсмометры СКД, СКМ-3 и гальванометры ГК-VII были получены централизованным путем. Более мелкие детали были взяты на с/ст "Свердловск". К тому времени там был установлен современный пульт, а такие блоки как контрольно-распределительные панели (КРП) и другие более мелкие детали оказались ненужными. Мы их купили и установили на станции "Арти".

Бункер оказался не совсем удачным. Весной при таянии снега в подземном помещении появлялась вода. Для ликвидации затопления в первый период приходилось внимательно следить за повышением уровня воды и своевременно откачивать её. Это отнимало много времени, было хлопотно.

Поэтому на следующий год был установлен насос, который включался автоматически при достижении заданного верхнего уровня воды и выключался также автоматически при достижении водой нижнего заданного уровня. Это устройство позволило проводить только периодический не связанный со временем контроль. На сейсмограммах включение и выключение насоса было практически не заметно.

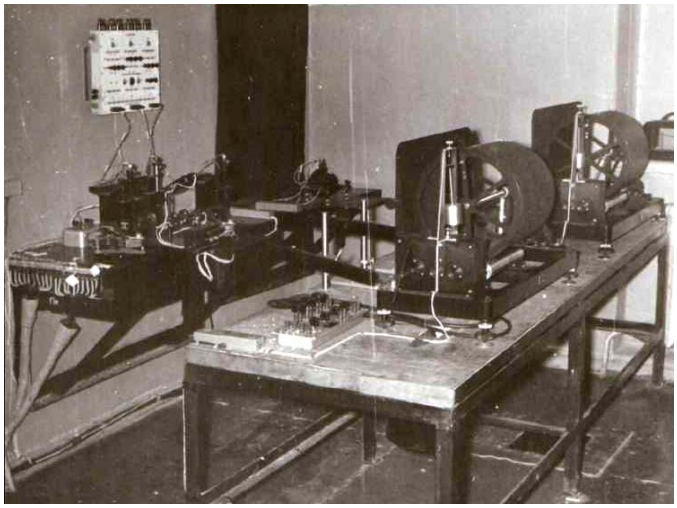


Рис.3 Регистрационная комната, комплекты СКМ-3, КПЧ.

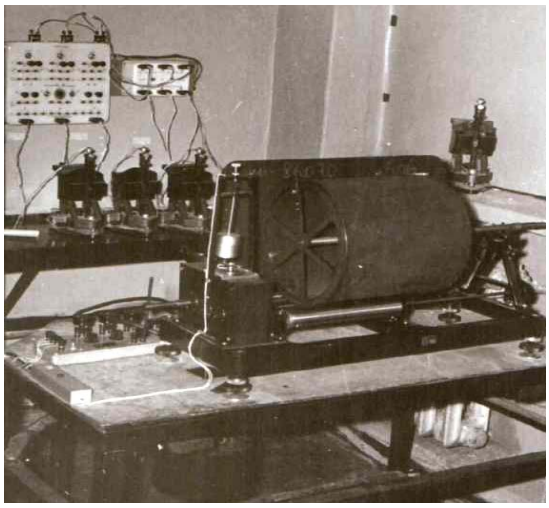


Рис.3,а Комплект СКД

В регистрационной комнате на двух столах размещались три регистрира типа РС-II, гальванометры для СКВМ-3, СКД и КПЧ-СКД; осветители для трех комплектов две панели ПРУОП, необходимых для определения параметров сейсмометров и гальванометров.

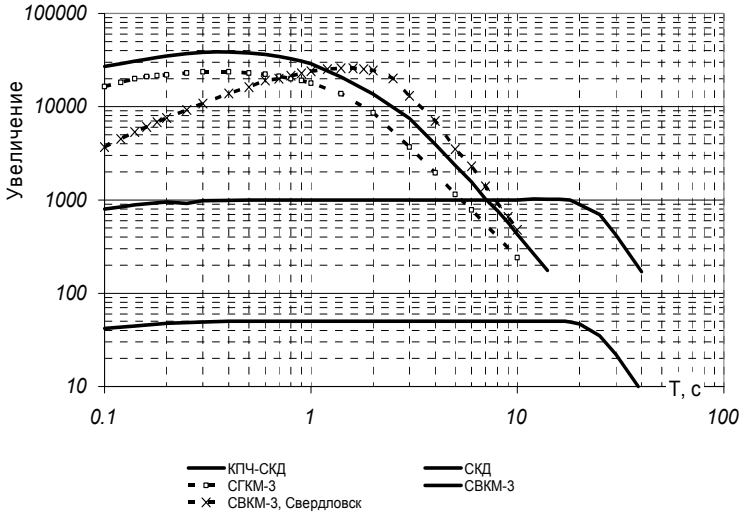


Рис.4. АЧХ сейсмостанции Арти" и СВКМ-3 станции "Свердловск"

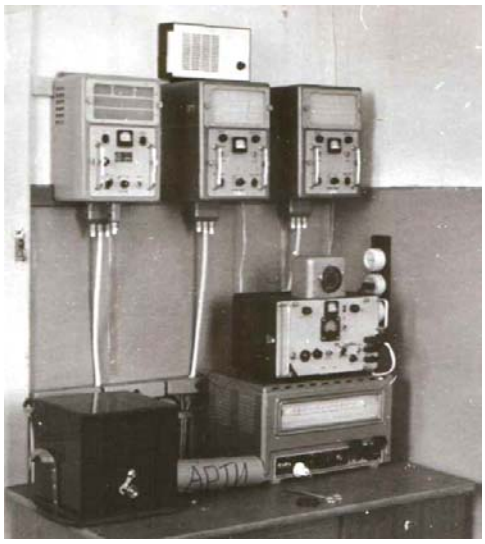


Рис.5 Пульт управления

Амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) станции представлены на рис.4. Перед выбором типа частотных характеристик было проведено изучение помех на территории обсерватории. Оказалось, что, возможно, установить увеличение вертикального сейсмометра СВКМ-3 38000. Для горизонтальных сейсмометров СГКМ-3 не удалось поднять увеличение выше 26000. Это было связано с помехами от Артинского завод по изготовлению кос.

Молоты для отбивания кос четко прописывались на горизонтальных компонентах. Можно было составлять графики работы этих молотов. Несмотря на это удалось установить 4-й тип типовой АЧХ, наиболее пригодной для регистрации местных землетрясений. На рис. 4 видно, что АЧХ СВКМ-3 станции "Свердловск" заметно отличается от СВКМ-3 станции "Арти" в области малых периодов. Поэтому взрывы на станции "Арти" регистрировались четче.

Пульт управления и блок питания располагались в соседней комнате. Одно из неприятных операций при пуске и остановке записи – это подача 5-ти секундных серий. В начале записи одной серии и в конце записи двух аналогичных серий. Было изготовлено устройство, которое при нажатии кнопки выдавал 5-ти секундную серию, при втором нажатии выдавалась вторая серия. Все это исключало индивидуальные ошибки, и облегчало работу.

Для полноценной работы сейсмологической станции и использования данных других станций необходимо знать её координаты. Специальной службы в Институте геофизики не было. Но заведовал лабораторией математикой геофизики Воскобойников Г.М., который по образованию был геодезистом. Мы обратились к Георгию Митрофановичу и он любезно согласился. Одну или несколько ночей он занимался наблюдениями. Затем выполнил теодолитный ход в наш бункер и выдал нам координаты постамента в аппаратной. Итак, сейсмостанция "Арти" координаты:

56^0 26' Северной широты и 58^0 34' Восточной долготы. Определенные координаты станции "Арти" по Интернету показали несущественную разницу в секундах.

Вот те расчеты, которые выполнил Воскобойников Г.М.:

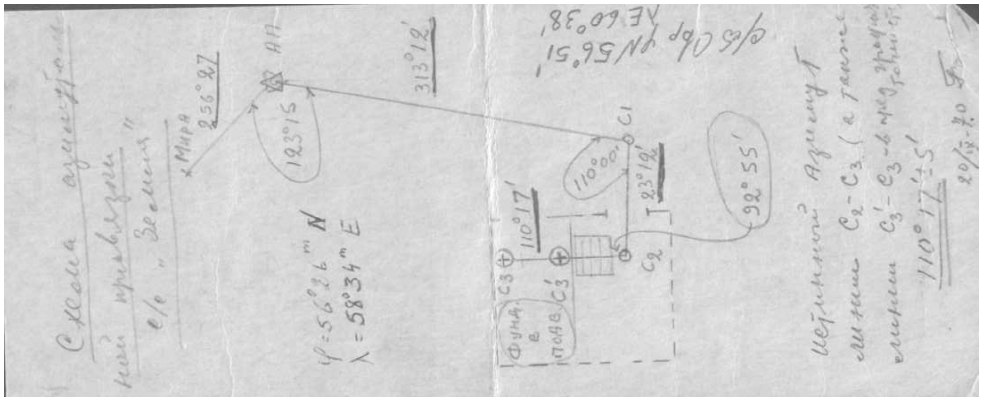


Рис.6. Рисунок, исполненный Воскобойниковым Г.М.

Работа сейсмической станции началась в ноябре 1970 года. В первые же годы наблюдений выяснилось, что местных землетрясений нет, регистрировались только взрывы в карьерах и чаще всего из Асбеста, о которых в лаборатории сейсмометрии было известно все. Землетрясений из района, о котором писали авторы работ /5,6/, не наблюдалось. Тогда зав. лабораторией Халевин Н.И. направил Ломакина В.С. в командировку в институт ВНИИГеофизика, от которого работали упомянутые авторы. При ознакомлении с отчетом о работах в юго-востоке Русской платформы было выяснено, что действительно зарегистрировано около 80 явлений, но обработано всего несколько. К тому же неизвестно, взрывы это или землетрясения. Как выяснилось позднее, в том районе имеется большое количество карьеров, а службы железной дороги взрывают без всяких уведомлений кого-либо.

В 1972 году была начата переписка с руководством Опорной сети ЕССН на предмет вхождения в ЕССН станции "Арти". В марте 1973 г было получено от Н.В. Кондорской письмо, о согласии принять станцию "Арти" в ЕССН. На это письмо был наш ответ:

ПРЕДСЕДАТЕЛЮ КОМИССИИ ПО ЕССН МССС,
ЗАВ. ЦЕНТРОМ ОПОРНОЙ СЕТИ ЕССН
доктору физико-математических наук
Н. В. КОНДОРСКОЙ

На Ваше письмо от 23 марта 1973 г. сообщаем сведения о сейсмической станции "Арти":
1.Станция "Арти" работает с ноября 1970 г.
2.Исполняет обязанности зав. станцией мл. научный сотрудник В.С. Ломакин.
3.Сейсмограммы хранятся в Институте геофизики УНЦ АН СССР, почтовой адрес г. Свердловск 620169, ул. Первомайская, 91.
4. Почтовый адрес станции: индекс 623350, п. Арти, Артинского района, Свердловской обл. ул. Геофизическая 1, Экспериментальная геофизическая база Института геофизики (ЭГБИГ "Арти"), тел.9-14-20
5. Высота над уровнем моря 250 м, подпочва - суглинок.
6. Полезная площадь, занимаемая сейсмической станцией, составляет 44 кв.м, из них:

а) регистрационная 17 кв.м.
б) аппаратурная 5 кв.м.
в) пульт управления станцией установлен в комнате площадью12кв.м.

Аппаратурная расположена в выносном павильоне, наземная часть которого имеет площадь 10 кв.м. В аппаратурной установлен один постамент. План вышеперечисленных помещений прилагается (см. приложение 1).

На станции установлены два комплекта сейсмографов: СКМ-3 и СКД. Сейсмографы СКД с гальванометрами ГК-VII имеют стандартные амплитудно-частотные характеристики и увеличение. Развертка записи 30 мм/мин. Кроме того, имеется канал пониженной чувствительности (КПЧ, СКД) с увеличением 55, амплитудно-частотная характеристика каналов КПЧ прилагается (см. приложение 2). Величина развертки записи КПЧ-15 мм/мин. Запись непрерывная на регистрирРС-II.

Сейсмографы СКМ-3 с гальванометрами ГК-VII , Tg = 0,45 сек. Амплитудно-частотные характеристики (см. приложение 3). В ближайшее время параметры этого комплекта могут быть изменены с целью повышения увеличения в левой части характеристики и, возможно, уменьшения увеличения на горизонтальных каналах. Последнее определение постоянных сейсмографов выполнено 25-28 апреля с.г.

В настоящее время станция размещается в свободных комнатах павильона магнитной станции. В дальнейшем для сейсмической станции будет построено специальное подземное сооружение (штольня на глубине 25 м). В штольне будут располагаться аппаратурные комнаты. Регистрационные и вспомогательные помещения выносятся в наземное здание.

Зав. лабораторией сейсмометрии Института геофизики УНЦ АН СССР (Н.И. ХАЛЕВИН)
И.О. Начальника станции "Арти" младший научный сотрудник (В.С. ЛОМАКИН)

После этого письма в оперативных бюллетенях ЕССН стали публиковать данные станции "Арти" и ей был присвоен индекс: "ARU". Более подробно о станции "Арти" начального периода изложено в работе Ломакина В.С. /7/.

Литература:

1. Мушкетов И.В. Материалы для изучения землетрясений России. С.-Петербург. Типография А.С. Суворина. 1891, ч I, 65 с. ч II, 108 с.
2. Мушкетов И., Орлов А. Каталог землетрясений Российской Империи. Санкт-Петербург. Типография императорской АН. 1893. 580 с.
3. Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. Из-во АН СССР, Москва-Ленинград 1940, 13 с.
4. Левицкая А.Я. Землетрясения Урала. Землетрясения в СССР. М., АН СССР, 1961. С.384-386.
5. Померанцева И.В., Мозженко А.Н., Соколова И.А., Егоркина Г.В.. Применение сейсмологических станций «Земля» при изучении строения юго-востока Русской платформы.- Докл. АН СССР,1965, т.163, №1.
6. Померанцева И.В., Егоркина Г.В., Соколова И.А., Мозженко А.Н., Баскова Л.П., Шумилина Л.С. Записи местных землетрясений и взрывов, полученных при работах со станциями «Земля» в районах с различным геологическим строением. – Прикладная геофизика, 1969, вып.54.
7. Ломакин В.С. Новая сейсмическая станция на Урале (п. Арти). Земная кора и верхи мантии Урала. УНЦ АН СССР. Свердловск. С.73-79.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА УДАРООПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ДЕЙСТВУЮЩИХ ШАХТАХ

В.С. Ломакин

Уральский филиал ОАО ВНИМИ, Екатеринбург

Прогноз удароопасности на шахтах на основе сейсмологических наблюдений впервые получил практическое применение на Североуральских бокситовых месторождениях, являющихся в России самыми удароопасными рудниками в 70-80 годах XX столетия. И получил официальное название "региональный прогноз удароопасности шахтных полей" [1]. В1979 г на руднике установлена сейсмическая станция, охватывающая своими наблюдениями два действующих шахтных поля размером 3×4 км.

Технические параметры сейсмологической аппаратуры позволили решить целый ряд практических задач и разработать методику регионального прогноза удароопасности, которая вот уже более 25 лет успешно используется на практике в действующих шахтах Североуральских месторождений. Сейсмологическая сеть постоянно расширяется, модернизируется в зависимости от изменений рабочей зоны шахтных полей.

Основы этой методике нашли применение и на других месторождениях России, где отмечаются динамические проявления горного давлении в виде горных ударов различной энергии.

В качестве основных и вспомогательных задач позволивших внедрить в практику региональный прогноз горных ударов следует отметить следующие решения:

- определены основные принципы установки сейсмоприемников в подземных условиях действующих шахт;
- определены некоторые отличия записей естественных сейсмических и технологических взрывов производимых в пределах или вблизи шахтных полей;
- установлен частотный диапазон регистрирующей аппаратуры позволяющей уверенно фиксировать сейсмические явления с заданной энергией, для регионального прогноза принимается энергия явлений от 100 джоулей и выше;
- определено необходимое количество сейсмических пунктов регистрации в зависимости от размеров шахтного поля подлежащего контролю удароопасности при заданном минимальном энергетическом уровне сейсмического явления;
- разработаны принципы построения сейсмической сети (расстановки сейсмоприемников в пределах шахтного поля) для обеспечения надежного определения координат (локации) любых динамических явлений происходящих внутри сети с заданным энергетическим уровнем;
- разработана методика определения скоростей в шахтных условиях путем передачи на сейсмостанцию отметки момента подземного взрыва в реальном времени;
- разработана программа определения координат сейсмических явлений в автоматическом режиме определения времен первых вступлений продольных волн и полуавтоматическом с возможностью контроля программных решений оператором;
- определена зависимость сейсмической энергии от длительности записи сейсмического явления на небольших удалениях от очага;
- разработана методика построения карт регионального прогноза удароопасности в нескольких вариантах;
- освоена методика определения подвижек в очагах горных ударов;
- разработаны схемы интерпретации первых вступлений в зависимости от положения сейсмометра при горном ударе в целике, тектоническом нарушении и направлении подвижек при этом;
- разработан целый ряд анализов на основе базы данных о сейсмических явлениях в том или ином участке шахтного поля или шахтных полей позволяющих уточнить региональный прогноз горных ударов;
- показана возможность регионального прогноза в объёмном варианте;

- и многие другие вспомогательные решения.

Несмотря на успешное использование метода регионального прогноза, за длительный период времени обозначились некоторые вопросы, требующие уточнений и решений на основе дополнительных исследований.

Так определение точечных координат очагов горных ударов и размеры неупругих разрушений при их расследовании позволяют утверждать, что обозначение очага только тремя значениями координат является лишь первым приближением пространственного положения динамического разрушения горных пород. То есть, очаг это не точка, и в этом нет никаких сомнений. Просто из-за незнания истинных размеров и пространственного положения очага мы пользуемся такими упрощениями. А достоверность выполнения прогноза зависит от качества исходных данных, являющихся основой прогнозных действий. Поэтому дальнейшее усовершенствование и разработка прогноза горных ударов должно базироваться в первую очередь на повышении точности определения координат сейсмических явлений, трехмерного размера очага. Точность определения координат зависит от: знания достоверной скорости продольных волн в направлении на каждый пункт регистрации сейсмической станции; от точности отсчета времени пробега продольной волны на отрезке очаг-пункт наблюдения и от идентичности аппаратуры регистрации сейсмических волн.

Определение скорости до настоящего времени осуществляется путем записи взрыва с одновременной передачей на тот же носитель отметки момента взрыва. При качественном исполнении этим методом можно установить время не хуже 0,001 с, то есть оценить скорость с ошибкой 4-6 м/с. Но такая схема передачи отметки момента взрыва довольно громоздкая в исполнении и поэтому большой набор таких данных не всегда возможен. А в реальности требуется как раз наоборот, чем больше таких определений, тем точнее знание скоростей и определение координат очагов сейсмических явлений.

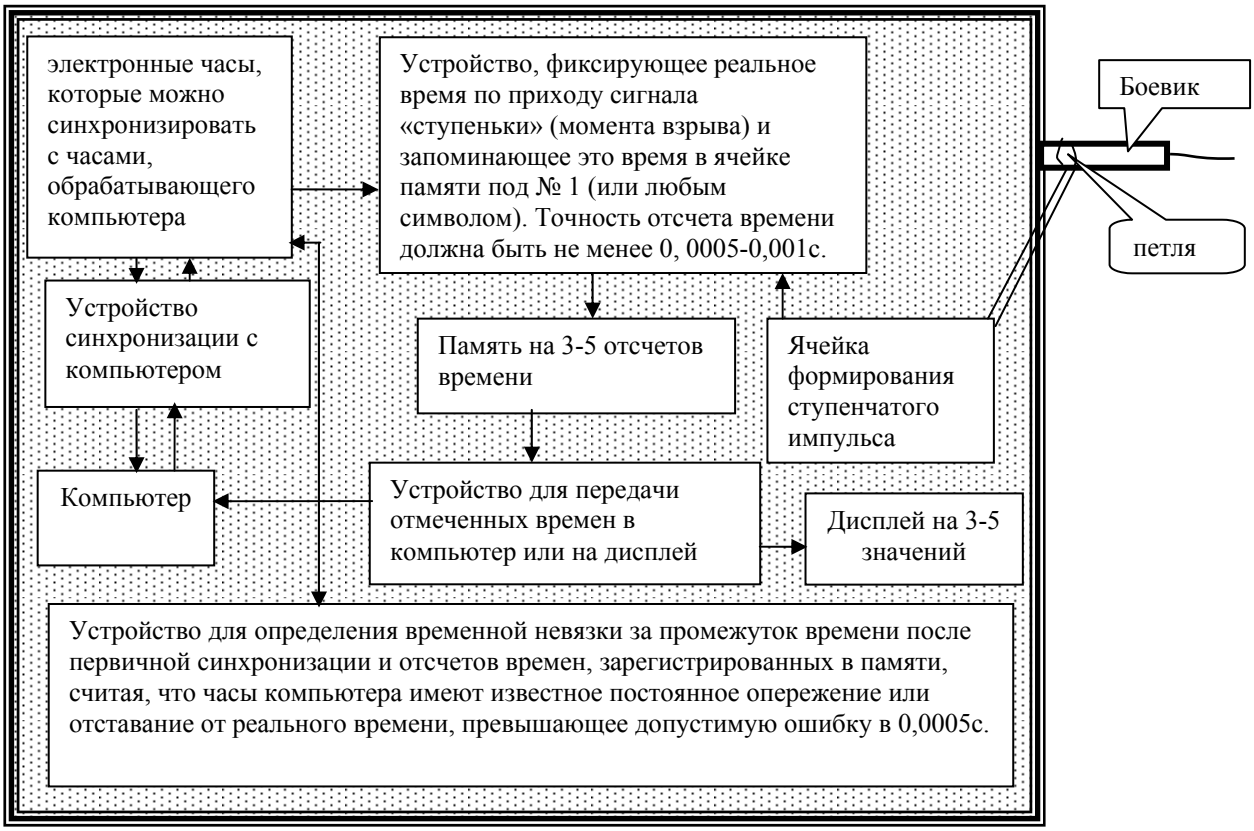


Рис. 1 Блок-схема устройства (прибора) фиксации реального времени момента взрыва.

На рис.1 приведена блок-схема устройства, позволяющего избежать многих трудностей при передаче отметки момента взрыва, и за одно посещение шахты передать моменты

нескольких взрывов. Тем самым повысить знание распределения скоростей в шахтном поле. На рис. 1 дано пояснение к каждому блоку устройства (прибора). На практике передача отметки производится следующим образом:

1. Оператор синхронизирует время устройства со временем компьютера, устанавливающего "временные метки" на сейсмограмме.
2. С этим устройством он опускается в шахту к местам взрыва. Там накладывает на боевик (в присутствии взрывника) петлю и подсоединяет эту петлю к ячейке формирования ступенчатого импульса, см. рис.1.
3. При взрыве петля разрывается, в ячейке формирования ступенчатого импульса фиксируется реальное время взрыва с точностью 0,0005-0,001с.
4. Это время фиксируется с указанной точностью в памяти прибора. При регистрации времени другого взрыва указанный процесс повторяется. В памяти может быть зафиксировано 3-5 времен.
5. Далее оператор поднимается на поверхность. На сейсмостанции он подключает устройство к компьютеру и производит сверку времени устройства и времени компьютера. Если есть расхождение, то во времена взрывов вносится поправка (плюс или минус в соответствии с реальным временем взрывов и ходом часов), чтобы обеспечить заданную точность.
6. Затем времена взрывов заносят в компьютер полуавтоматически или вручную в блок обработки сейсмограмм взрывов.
7. Далее производится обработка сейсмограмм по известной методике. При необходимости в программу вносят дополнение для расчета скоростей по взрывам для каждого пункта наблюдения.

При наличии нескольких приборов процесс изучения скоростей шахтного поля можно существенно ускорить. Кроме того, в процессе отработки месторождения могут меняться пути прохождения упругих волн, поэтому контроль скоростей должен быть постоянным по мере развития горных работ.

Помимо знания скоростей необходимым условием при определении координат является надежность в определении первого вступления продольной волны на каждый пункт наблюдения. А это в свою очередь зависит от идентичности и частотного диапазона регистрирующей аппаратуры, частотного спектра очага сейсмического явления, амплитуды первого вступления, которая зависит от энергии в очаге и удаленности пункта регистрации от очага, от условий установки сейсмоприемника. Кроме того, точность отсчета времен зависит от идентичности всей аппаратуры входящей в сейсмическую сеть, являющейся основой определения координат очага сейсмического явления. Все пункты наблюдения входящие в сеть наблюдений должны работать идентично, т. е. одним откликом на единичное событие при условии установки в одном месте. Можно, например, контролировать идентичность путем сравнения записей каждого сейсмоприемника, входящего в сейсмическую сеть, с одним сейсмодатчиком, принятым за эталон установленный водном месте с контролируемым. Этот вариант приемлем при шахтных наблюдениях и не должен вызывать особых трудностей.

Детальное знание скоростей продольных волн и уверенное определение времен первых вступлений позволит более надежно определять координаты очага. В настоящее время правильность определения координат очага оценивается по невязке Δt_o, времени в очаге, и корректируется в случае невязки изменением времени пробега t_p по какому-либо (обычно неуверенному каналу) или значением скорости добиваясь, чтобы значение Δt_o было близким к нулю.

В случае надежного определения времен пробега и надежных определений скоростей невязка может и не стремится к нулю. Известно, что скорость вспарывания пород при разрушении в очаге меньше продольных волн, поэтому эта невязка может характеризовать размер очага. Можно также опробовать вычислять размер очага по длине разрыва в очаге [2]определяемом совместно с сейсмическим моментом.

Наблюдения в шахтных условиях выгодно отличаются от сейсмологических. Так как в большинстве случаев очаг горного удара равномерно окружен пунктами наблюдений. В этом случае излучения из очага могут быть определены по различным азимутам и тем самым появится возможность охарактеризовать очаг в различных направлениях, а в случае выхода очага в открытое пространство его размеры могут быть непосредственно сравнены с расчетными величинами.

На рис.2 представлены сейсмические явления на удароопасносном участке шахтного поля Североуральского рудника [3]. Если рассматривать эти явления только в плане, мы получим несколько искаженную картину удароопасности. Очаги в плане "накладываются" друг на друга и оценка сейсмической активности, хотя она и будет высокой, но в деталях опасные места могут быть различимы только на разрезах по совмещенным очагам сейсмических явлений, рис.3,4.Как видно из разрезов, не всегда очаги разделяются между собой. Причиной этого может быть недостаточно точное определение координат и формы очагов, смотри, например, разрез X – X рис.4 и рис.2. Поэтому детальное и надежное определение скоростей и времен пробега продольных волн становится необходимым условием. По общей оценке на данном участке координаты определены с точностью ± 25 м. Поэтому соприкосновение очагов может быть в виду ошибок в определение координат из-за принятия в расчет скоростей отличающихся от истинных значений или из-за ошибки в определении времен пробега продольной волны на участке очаг-пункт наблюдения.

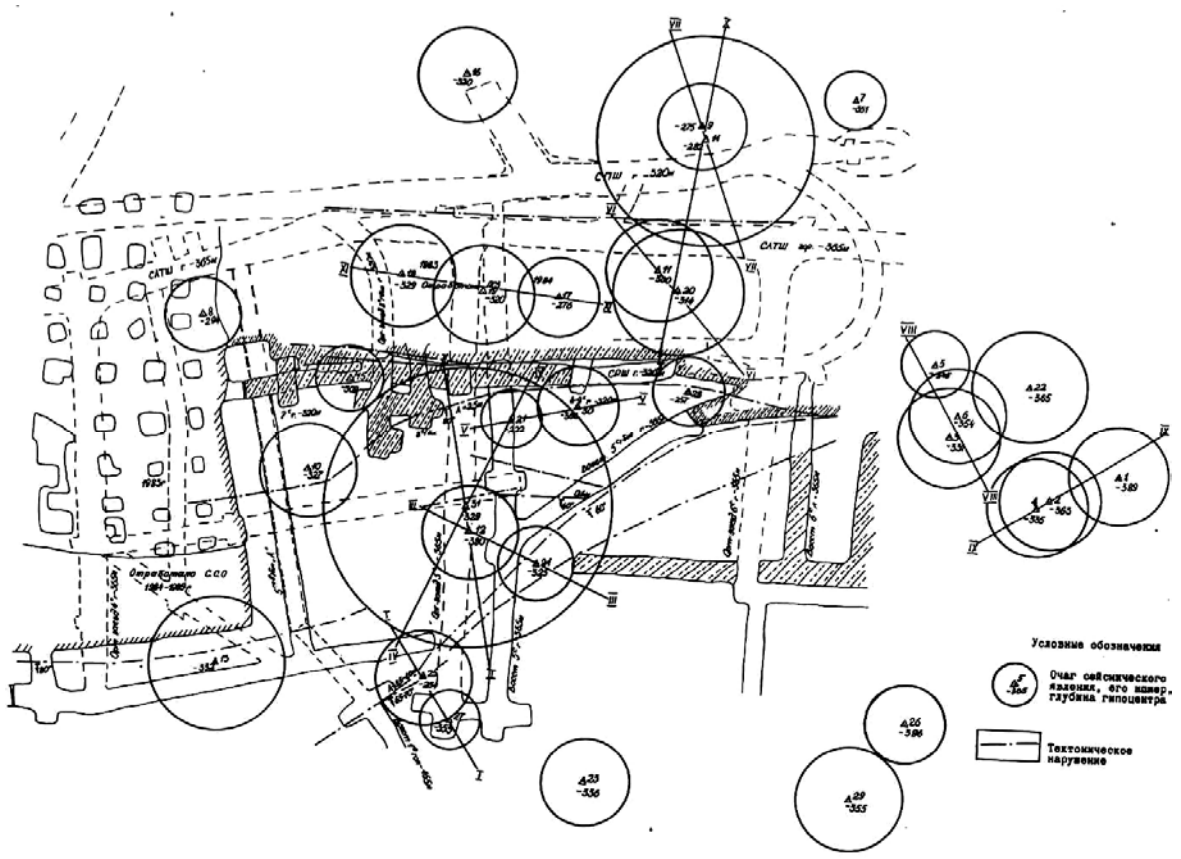


Рис. 2. Очаги сейсмических явлений в плане рудной залежи, блок 5^c, гор. – 365 м, шахты 15-15 бис.

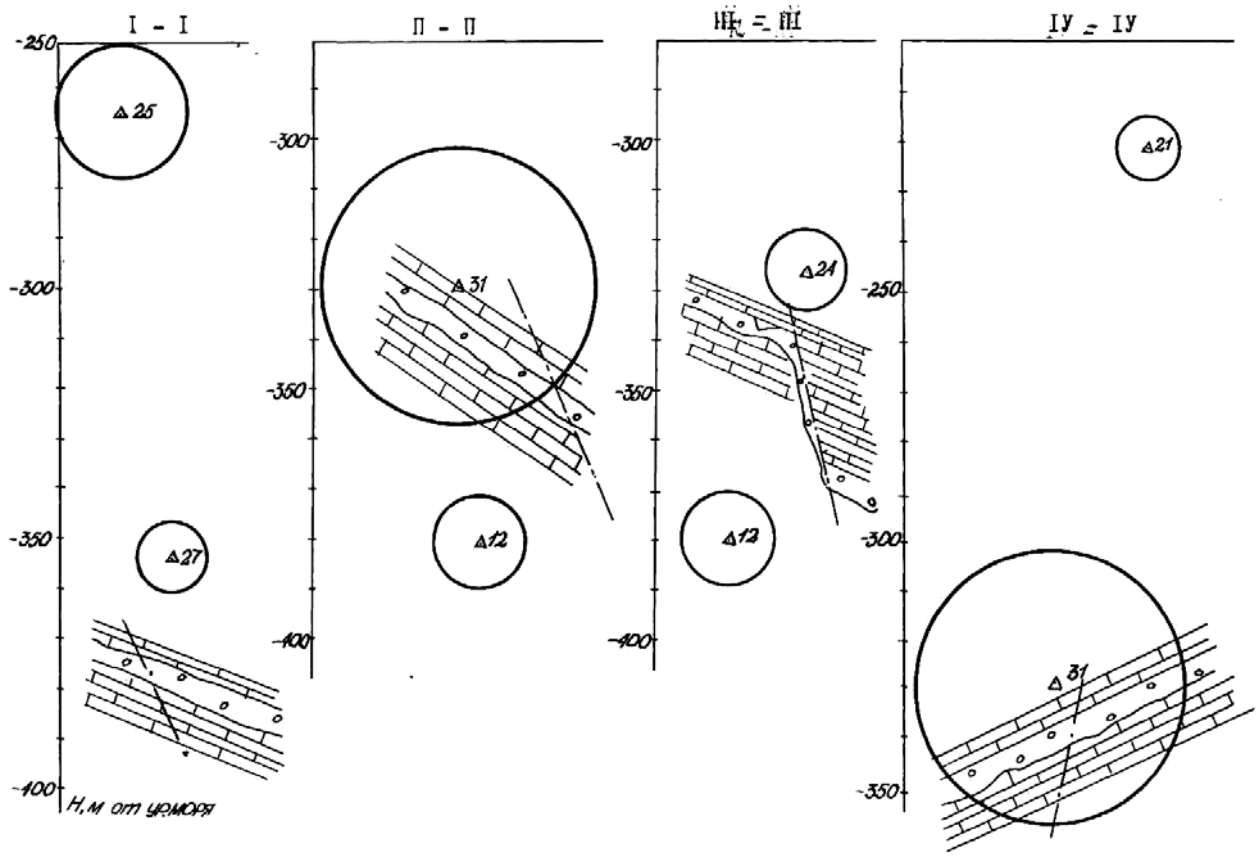


Рис. 3 Разрезы по линиям: I-I; II-II; III-III; IV-IV; см. также рис.2.

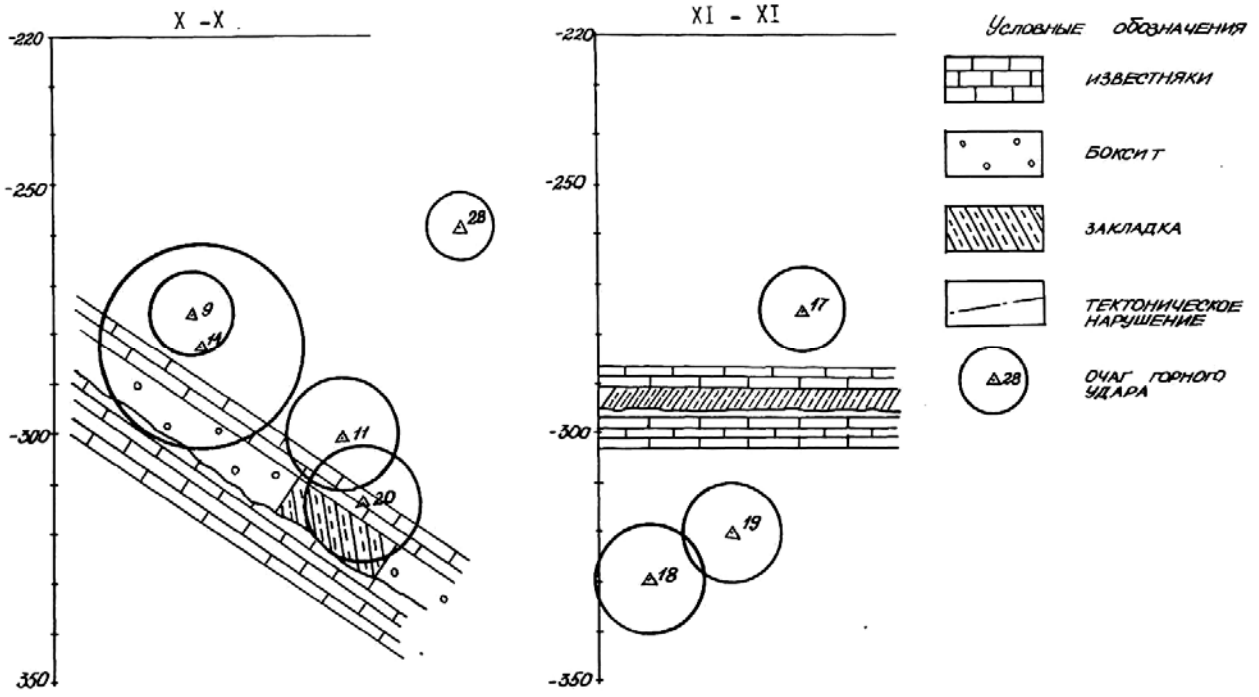


Рис.4 Разрезы по линиям: X-X; XI-XI; см. также рис.2.

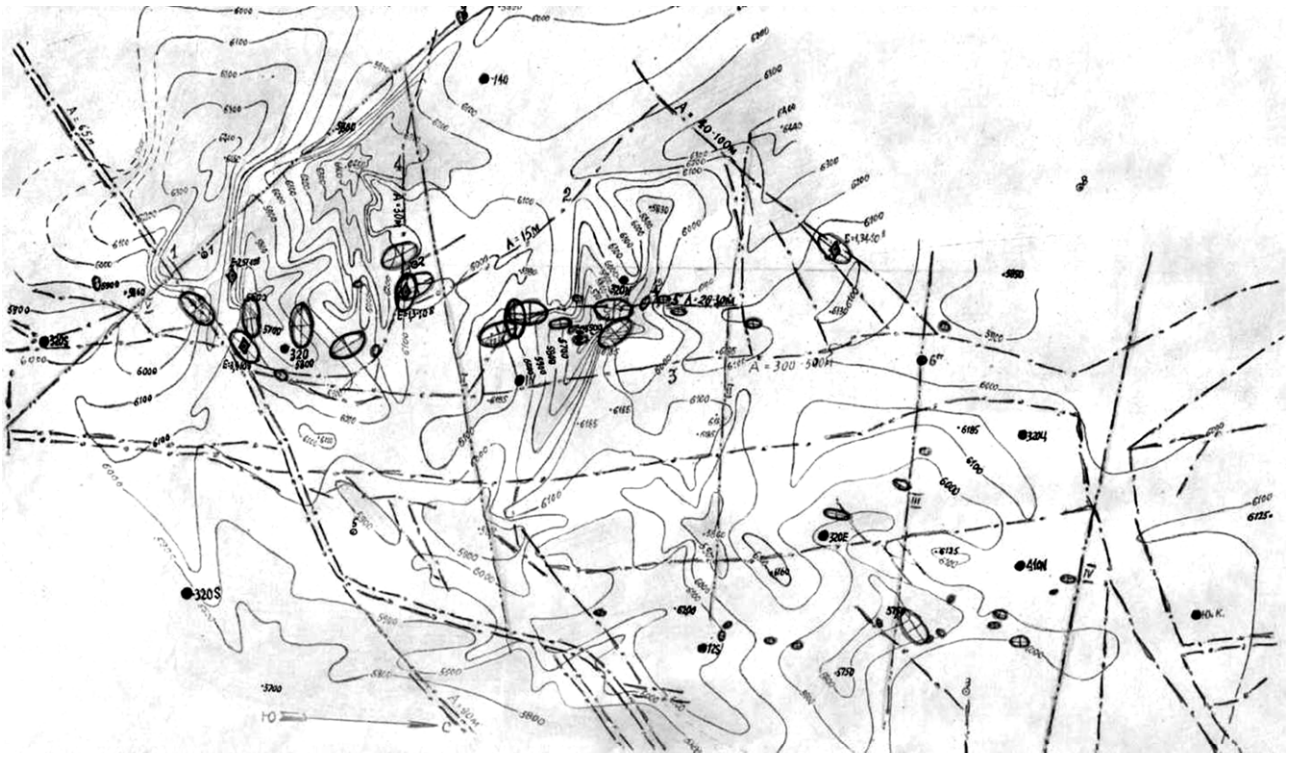


Рис. 5 Карта сейсмических скоростей по шахтам 15-15 бис и 14-14 бис Североуральских месторождений и наиболее сильные горные удары на соответствующий период.

На рис. 5 отображена карта скоростей, построенная на основе определений скоростей, которые проводились для определения координат сейсмических явлений. Шахтные поля были разделены на ряд областей с определенными скоростями на каждый пункт наблюдения. На основе этих данных построена карта. Как оказалось, наиболее сильные горные удары тяготеют к областям, где наибольшие градиенты скоростей, тектонические нарушения. Зная распределение скоростей сейсмических волн по шахтному полю с достаточной детальностью, можно провести предварительный региональный прогноз одновременно по всему шахтному полю и использовать эти данные при проектных работах.

Таким образом, существенное уточнение координат и размеров очагов позволит повысить уровень прогноза горных ударов за счет более точной локации зон разрушения. Введение объемного изображения шахтного поля, и построение объемного прогноза, где обозначены сейсмические явления, их форма и размеры, позволит наглядно видеть удароопасные зоны, расположение их относительно проектных и действующих выработок.

Литература:

1. Ломакин В.С. Региональный прогноз удароопасности на основе сейсмологических исследований. Дис. на соиск. ученой степени канд. техн. наук. Л.: ВНИМИ, 1984.
2. Захарова А.И., Чепкунас Л.С. Освязи величины сейсмического моментас типом дислокации в очаге. В сб. Физика сейсмических волн и внутреннее строение Земли. М.: Наука. 1983, с.98-105.
3. "Разработка и внедрение комплекса мер предупреждения горных ударов в сложных условиях ведения горных работ на шахтах ПО СУБР. Отчет НИР. Руководитель Ломакин В.С. Свердловск: Уральский филиал ВНИМИ, 1988. 137с.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В СЛОЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ

Лютоев В.А., Пономарева Т.А.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

valutoev@geo.komisc.ru

Электроразведка является неотъемлемой частью рационального комплекса геофизической разведки полезных ископаемых. Несмотря на то, что на сегодняшний день хорошо проработана теоретическая база и решены многие практические задачи для многослойных кривых вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), тем не менее, очень часто в процессе их интерпретации возникают вопросы, связанные с построением геолого-геоэлектрического разреза. Как показывает практика, сильное влияние на результативность исследований оказывают геолого-технические условия проведения полевых работ. К неблагоприятным условиям можно отнести такие факторы, как углы наклона геологических границ более 18°, высокоомные покрывающие толщи исследуемого разреза для постоянного тока или низкоомные для переменного тока, отсутствие явно выраженного опорного горизонта, неустойчивая поляризация электродов, поверхностный эффект, влияние приповерхностных неоднородностей и многое другое. В каждом таком случае приходится искать свой вариант решения.

Характер распространения электрического тока в различных моделях геологической среды подробно рассмотрен в работах, посвященных электроразведочным исследованиям [1−3]. Авторы приводят примеры расчета физических моделей различных теоретических сред, отличающихся друг от друга проводимостью и мощностью. Физическое моделирование применяется для получения приблизительной картины, так как фактически невозможно точно отобразить сложную природную среду. Но и эта картина позволяет оценивать порядок физических величин геологического разреза.

Рассмотрим моменты интерпретации кривых ВЭЗ для относительно сложных геологических объектов, полученных в период исследований с 2004 по 2007 гг., на Западном склоне Северного Урала (район р.Дубровка), на Восточном склоне Приполярного Урала (район р.Большая Хосая). Все эти районы осложнены геоморфологическими и геотектоническими факторами. Для того чтобы проследить логическую цепочку появления ошибок при построении геоэлектрических разрезов сначала рассмотрим пример интерпретации кривых ВЭЗ, полученных на равнинной территории, отвечающей классическим канонам проведения ВЭЗ: горизонтально-слоистый разрез с углами наклона пластов близкими к нулю градусов, четкая дифференциация горных пород по сопротивлению, наличие скважинного материала, хорошая геологическая изученность территории. Таким условиям отвечает район с. Выльгорта, где были проведены площадные исследования ВЭЗ с 1999 по 2001 гг. по поиску воды для нужд города.

Выберем профиль (вблизи с. Выльгорт), на этом профиле получим ряд кривых, которые меняют свои конфигурации по ходу исследования. Левая его часть представлена трехслойными кривыми типа К (ПК 1-3), центральная – пятислойными кривыми типа KQQ (ПК 4-7), правая – трех-четырехслойными типа Q (ПК 8) и QQ (ПК 9-10). Все типы кривых имеют четко выраженную правую асимптоту, со значениями в нижнем слое $\rho_к$=1-6 Омм, которая может послужить опорным горизонтом при вычислениях удельных сопротивлений в промежуточных слоях. Применяя программу обработки IPI2WIN и учитывая качественную характеристику кривых $\rho_к$, а также значение опорного горизонта $\rho_к$=$\rho_п$=1-6 Омм, строим модель начального приближения с подбором эквивалентных кривых. В результате полученные эквивалентные кривые находятся в пределах допустимых ошибок измерений практических кривых 1-5%, что говорит о приближении однозначности решения (рис. 1). Далее, обращаясь к подпрограмме IPI_res3 программы обработки IPI2WIN, получаем по каждому пикету исследований вертикальное распределение КС и, соединяя их условными линиями примерно одного и того же значения, получаем мощности распределения этих

удельных сопротивлений по изучаемому разрезу. Таким образом, полученная модель эквивалентных кривых фактически соответствует модели практических кривых. В целом, промежуточные слои горизонтально-слоистой модели достаточно выдержанны и распространяются на сотни метров, что дает право на применение дополнительных данных, в частности скважинного материала, полученного со скважины № 8, находящейся вблизи ПК 3. Для наглядности сравнение полученных мощностей слоев и их удельных сопротивлений геоэлектрической модели с керновым материалом скважины приведем в таблице.

Таблица. Сравнение геоэлектрической модели и кернового материала

геоэлектрическая модель			скважина № 8		
номер слоя	мощность, м	$\rho_п$, Омм	номер слоя	мощность, м	Описание горных пород
1	0.5	57.3	1	0.4	почвенный слой
2	3.4	11	2	3.5	глина тугопластичная
3	2.7	60	3	2.9	песок с галечником, обводненный
глубина опорного горизонта 6.6 метров		6	глубина отложений триаса 6.8		глина красно-бурая и сине-зеленая, плотная, аргелитоподобная

Как видно из таблицы, значения модели и скважины имеют хорошую сопоставимость, поэтому с уверенностью можно закрепить близкие параметры по профилю, провести группирование по разбросу значений и на основе данных скважины присвоить каждому выделенному слою литологическое название с параметрами удельного электрического сопротивления, построить геоэлектрический разрез (рис. 2).

Обратимся теперь к интерпретации кривых ВЭЗ, полученных в более сложных геологических разрезах, характеризующихся резкими изменениями геометрических параметров возмущающих объектов, влияниями экранирующих горизонтов, а также недостаточным количеством вспомогательного геолого-геофизического материала в виду слабой изученности территорий. Проведем совместное рассмотрение алгоритма построения геоэлектрического разреза обозначенных участков. При этом мы исходим из того, что кривые КС получены при обязательном соблюдении технологических условий проведения полевых исследований и устранения при возможности неблагоприятных факторов влияющих на результаты измерений перечисленных выше.

На рис. 1 приведены характерные полевые КС (черная линия с кружочками) ВЭЗ исследуемых районов. На первом этапе полевые кривые КС необходимо привести в кривые, отвечающие условиям горизонтально-слоистой модели, т.е. подобрать эквивалентные кривые с максимальной их сходимостью с полевыми (прерывистые линии). Рассмотрим кривую $\rho_к$ на участке исследований "Дубровка" в верхней части она имеет хорошую сходимость с теоретической кривой, отвечающей условиям эквивалентности, но при измерениях разносом АВ=500м имеет резкий перегиб (более 45°) в сторону правой асимптоты, что указывает на отклонение от условий пригодных, для проведения ВЭЗ. Это говорит о влиянии поверхностного эффекта, который возникает при измерениях с большими разносами в породах с высоким удельным сопротивлением. В этих условиях значительно возрастает электродвижущая сила индукции в момент подачи напряжения на токовые электроды. Поэтому, чтобы кривые такого вида проинтерпретировать, необходимо провести следующее перестроение: не нарушая плавности кривых кажущихся сопротивлений сместить точки, не отвечающие данным условиям, влево, чем подготавливаем подбор оптимальной эквивалентной кривой. Что касается участка р.Хосая рис. 1, то здесь экранирующее влияние также сказывается, но в меньшей степени в виду более благоприятных условий проведения ВЭЗ на этом участке. При разносе АВ=180 м токовые линии проходят по поверхности глин. Далее, увеличивая разнос АВ до 240 м можно было

увидеть, что токовые линии начинают экранироваться и скользить по поверхности высокоомных карбонатных пород. Здесь также вышеописанным методом проводим преобразование кривой и затем проводим машинную обработку с вычислениями удельного электрического сопротивления и его мощности.

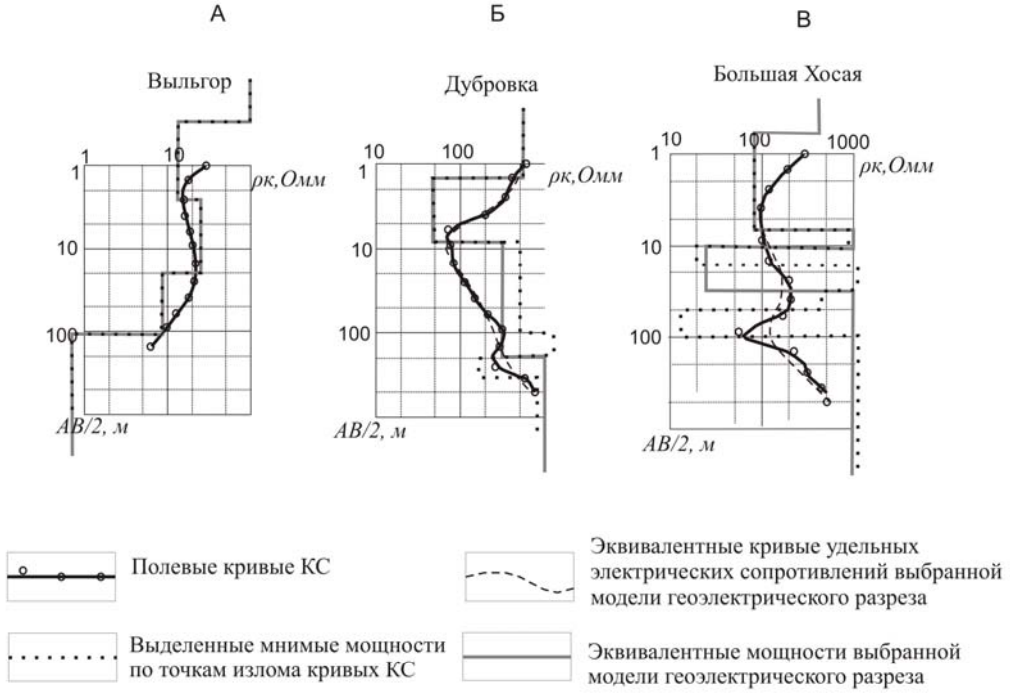


Рис. 1. Характерные кривые КС на различных участках исследований ВЭЗ и их преобразование

Очень часто в перечисленных выше районах проведение электроразведочных исследований осложнялось тем, что питающие и приемные электроды оказывались в скальных или грубообломочных грунтах, которые представляли собой отложения доломитов, известняков, сланцев и песчаников. Все они имеют довольно высокое удельное электрическое сопротивление, которое сильно сказывалось на результатах измерений. В таких местах увеличение разносов токовых электродов мало влияло на величину изменения удельного электрического сопротивления $\rho_к$, что говорило о том, что максимальное значение $\rho_к=\rho_п$. Если опорный горизонт представлен этими же породами, то можно считать, что правая асимптота соответствует $\rho_п$ опорного горизонта и поэтому есть смысл использовать эти значения в вычислениях по определению промежуточных слоев. Такой точкой измерения в наших выбранных профилях является ПК 1 − для района "Большая Хосая" (рис. 2). Удельное электрическое сопротивление этих пород высокое и находится в пределах $\rho_п$=1000-10000 Омм. Если по мере увеличения разноса токовых электродов удельное электрическое сопротивление начинает уменьшаться, значит верхний слой представлен материалом сноса карбонатных отложений и покрывает рыхлые толщи с более низкими удельными электрическими сопротивлениями. Обычно эти обломочные породы имеют небольшую мощность - от полуметра до первых метров, как например для "Дубровки" в ПК 8, 9, 10 (рис. 2). Резкий переход значений удельных электрических сопротивлений от низкого - в глинах к высоким - в известняках, приводит к эффекту экранирования при работе с постоянным током. Силовые токовые линии при наличии экрана скользят вдоль высокоомной поверхности карбонатных пород. Такое явление можно заметить при замере разности потенциалов, которая принимает низкие значения при небольшом падении значений силы тока. В результате при большой глубине залегания низкоомного горизонта невозможно снять значения $\rho_к$ в опорном низкоомном горизонте. Поэтому необходимо увеличить разнос токовых электродов, доведя их до максимально возможного. Для участка исследований "Большая Хосая" при измерениях до глубины 100 м, разносы АВ достигали 1500 м. Этих

разносов для уверенного определения глубин опорного горизонта не хватило, поэтому неуверенные точки глубин были получены в ПК 8, 9, 10.

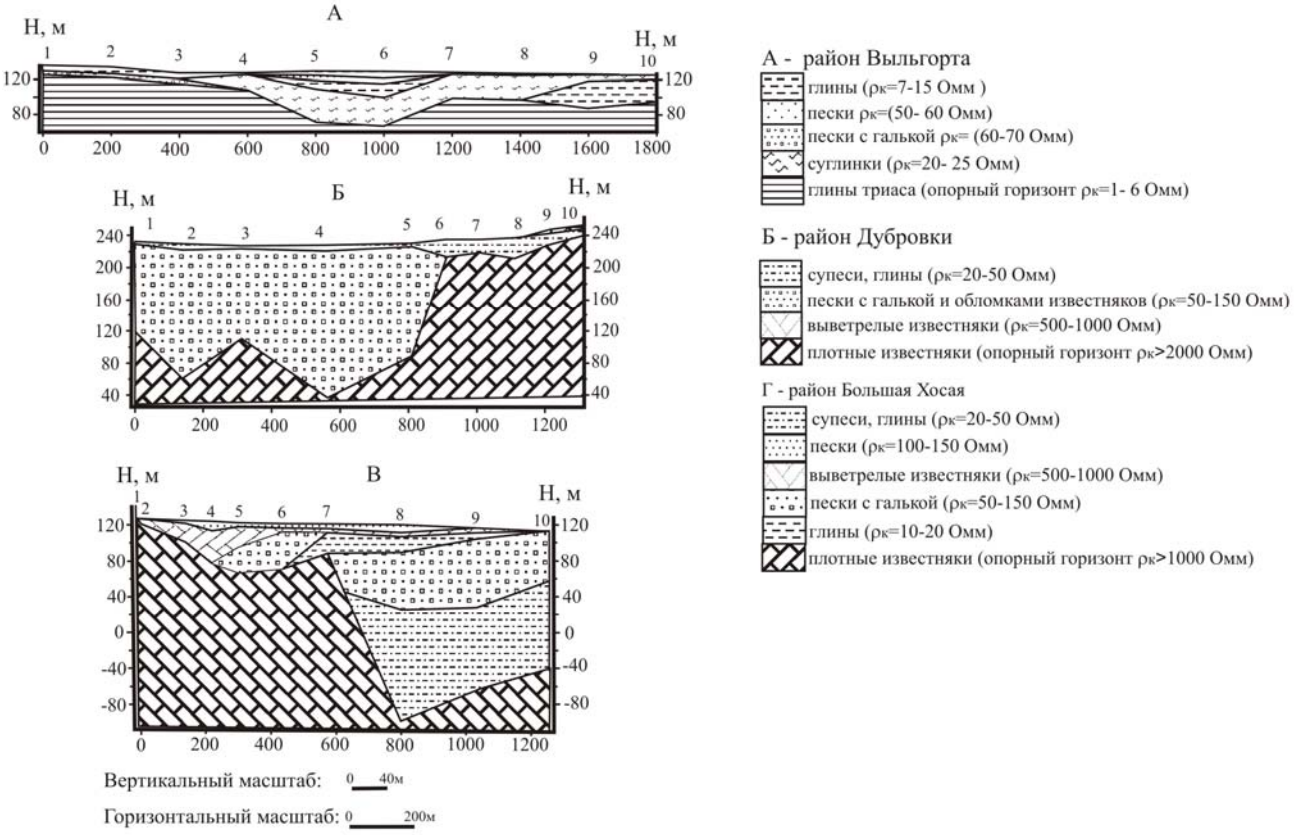


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы на участках работ: Выльгорт, Дубровка, Большая Хосая

Таким образом, можно придти к общим выводам и рекомендациям:

1. Эквивалентные кривые, совместимые с кривыми КС, и приемлемые геологически, могут быть основой при построении геоэлектрического разреза.

2. Эквивалентные кривые, не совместимые с кривыми КС по ряду причин, связанных с затрудняющими и искажающими факторами, используют в построении геоэлектрического разреза после преобразования кривых КС и его результаты применяют в построении геоэлектрического разреза.

3. Для построения более объективной картины геологический разрез необходимо строить в два этапа: на первом этапе - без учета геологических (описание горных пород с указанием мощностей) и геофизических (предыдущие исследования различными методами) данных; на втором этапе – с широким привлечением всего геолого-геофизического материала.

4. Сами электроразведочные работы следует проводить с учетом местных условий для каждой точки наблюдений и учитывать их в дальнейшем при интерпретации на первом этапе.

Литература:

1. Дахнов В.Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений. 2-е издание. М.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1953. -497с.
2. Куфуд О. Зондирование методом сопротивлений. М.: Недра, 1984. 270с.
3. Хмелевской В.К., Бондаренко В.М. Электроразведка: Справочник геофизика. Книга первая. – М.: Недра, 1989. -438с.

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОСРЕДСТВОМ АНАЛИЗА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПО НОВЫМ ТЕХНОЛОГИЯМ

Мавричев В.Г.[1], Молодцов И.В.[1], Петрова А.А.[1], Ладнер Г.А.[1], Атаков А.И.[2], Боровский М.Я.[3], Масагутов Р.Х.[4], Якимов А.С.[5]

1-ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург
2-ГНПП «Севморгео»; Санкт-Петербург
3-ЗАО НПО «Репер», г. Казань
4-ООО «Геопроект», г. Уфа
5-ОАО «Ритек», г. Москва
mavrichev@mail.ru

Нефтегазоносные провинции Российской Федерации к востоку и западу от Урала охвачены аэромагнитными и гравиметрическими съёмками масштаба 1:200 000. Практически Предуральскиц краевой прогиб и зона передовых складок Урала закрыты аэромагнитными съёмками нового поколения масштаба 1:50 000, частично 1:25 000. Крупномасштабные гравиметрические съёмки проведены на отдельных площадях. Тем не менее, материалы ретро и качественно новых грави-магнитных съёмок, в т.ч. в аэроварианте, могут служить основой для получения новых знаний в результате обработки и анализа потенциальных полей набором современных программ.

Одним из новых приёмов интерпретации и визуализации геолого-геофизических данных является построение томографических разрезов, дополняемые изучением спектрального состава потенциальных полей, выявление их «тонкой» структуры, отвечающей в разрезе осадочного чехла и фундамента локальным неоднородностям с резко пониженными магнитными и плотностными свойствами пород. Технология построения геолого-геофизических разрезов внедряется отделом аэрометодов ФГУ НПП «Геологоразведка», апробирована на материалах прошлых лет и новых, в основном, крупномасштабных аэрогеофизических (аэромагнитных) и среднемасштабных (1:200 000 и крупнее) наземных гравиметрических съёмок на перспективных площадях практически во всех нефтегазоносных провинциях Российской Федерации и шельфе.

Технология геологического моделирования по параметрам потенциальных полей построена на итерационном процессе последовательного анализа различных длин волн, оценки глубины залегания и интенсивности аномалиеобразующих источников с учетом влияния локализованных особенностей полей. Способы локализации источников объединяют методы разделения полей на составляющие, соответствующие структурно-вещественным неоднородностям, с методами инверсии полей в классе сингулярных источников. В результате определяются организованные по геометрическим характеристикам совокупности аномалиеобразующих источников по интенсивности, плотности в пространстве и по соответствующим им спектрам. Распределение источников в нижнем полупространстве - одна из возможных геологических («томографических») моделей. Считается, что геометрические формы распределения в плане и в разрезе параметров источников потенциальных полей содержат информацию о выделенных вещественно-структурных неоднородностях, их структуре и различиях вещественного состава слагающих их пород.

Как показала практика выполнения томографического анализа геолого-геофизических данных над хорошо изученными профилями бурением (Уральский, Зилаирский и др.) и сейсморазведочными работами ОГТ-2Д (Уралсейс, РГП и др.), а также поисково-оценочными по площадям в пределах известных месторождений УВ и перспективных структур решаются следующие геологические задачи: 1) выявление и изучение (уточнение) иерархического ряда разрывов и их тектонических зон; 2) изучение особенностей структуры, состава и состояния комплексов, определяющих пространственное распределение вещественно-структурных неоднородностей чехла и фундамента; 3) выявление закономерностей размещения различных видов минерального сырья, в т.ч. углеводородного, и разработка критериев их прогноза.

Метод спектрального пространственного анализа (СПАН) позволяет исследовать особенности структуры гравимагнитных полей, выявлять участки локально пониженных магнитных и плотностных свойств («аномалий СПАН»). Предполагается возможное влияние

флюидов, в т.ч. и из залежей УВ, на вмещающие породы. В основе метода лежит последовательная линейная фильтрация спектра исходного поля ΔT или Δg с последующим обратным преобразованием полученного набора спектров в заданном диапазоне частот. На спанограмме формируется картина распределения, например, относительной намагниченности пород, создающих магнитные аномалии от разных литолого-стратиграфических комплексов. Расчётный петромагнитный разрез (спанограмма) даёт возможность выделять неоднородности в осадочном чехле и фундаменте, что позволяет прогнозировать геомагнитный или плотностной разрез осадочного чехла, в том числе и с целью поисков залежей углеводородов. Особое внимание в литолого-стратиграфических комплексах осадочного чехла уделяется зонам с резко пониженными магнитными или плотностными свойствами. При известных физических свойствах пород чехла и фундамента вероятны идентификация отдельных структурно-формационных комплексов, уточнение их стратиграфической приуроченности и особенностей залегания. На базе теоретической зависимости параметров спектральной структуры магнитного поля от глубины залегания магнитных образований по результатам СПАН строятся геомагнитные разрезы для заданного интервала глубин, оцениваются мощности и глубины залегания отдельных комплексов. Разрезы отражают информацию, содержащуюся в аномалиях полей ΔT и Δg, обусловленных как вещественным составом, так и физическим состоянием пород (термобарическими условиями). Намагниченность/плотность каждого горизонта вносит свой вклад в наблюдаемое потенциальное поле ΔT или Δg. Сопутствующая любым залежам полезных ископаемых литологическая дифференциация пород находит прямое отражение в тонкой структуре потенциального поля и усиливает общий аномальный эффект от залежи. Это позволяет выделять ареалы слабомагнитных/разуплотненных комплексов пород осадочного чехла, моделировать на разрезах распределение плотности и намагниченности пород.

Таким образом, СПАН позволяет устанавливать границы разнохарактерных участков поля, определять степень различия и сходства полей отдельных блоков, обнаруживать аномалии гравимагнитного поля разной интенсивности, в том числе выделять и диагностировать тонкую структуру магнитного поля.

Итоговые структурно-тектонические и прогнозно-геологические построения, обеспечивающие решение основных задач по выработке (корректировке) стратегии и тактики поисков месторождений УВ, выполняются на основе количественных характеристик физико-геологических моделей с использованием программ: «Total», структурный анализ признакового пространства («СА»), спектрально-пространственный анализ («СПАН») потенциальных полей и томографический анализ распределения в пространстве параметров сингулярных источников гравимагнитных полей и геоиндикаторов КС.

В результате томографического, спектрально-пространственного и других анализов геолого-геофизических данных по ряду регионов - Урал и прилегающие территории Башкортостана и Пермской области, Западная и Восточная Сибирь, Камчатка, Сахалин - получена информация о структуре неоднородностей, изменениях в пространстве петрофизических свойств пород на различных глубинах геологического среза, условиях залегания додевонского структурно-формационного комплекса (Волго-Урал), взаимоотношении локальных неоднородностей с вмещающими породами (рифовые постройки, зоны выклинивания), состоянии (флюидизированные разрывы как показатель растяжения) недр. Такой подход обеспечивает:1) выявление характерных диагностических признаков картирования структур различного геотектонического типа и приуроченность к ним месторождений углеводородного сырья; 2) выявление немагнитных и неплотных комплексов пород, интерпретируемых как возможные карбонатные массивы в чехле и зоны мезотрещиноватости в фундаменте; 3) возможность решения нефтегазопоисковых задач в условиях траппового магматизма, и, наконец, 4) при анализе геолого-геофизической информации переход от качественных признаков к количественным характеристикам, вероятность построения трехмерной (3D) геологической модели строения участка работ.

В условиях недостаточности исследований перспективных территорий материалы аэромагнитных и наземных гравиметрических исследований, в т.ч. и ретро, служат основой выбора направлений последующих поисковых дорогостоящих сейсморазведочных работ и, возможно, бурения.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ НА ПРИМЕРЕ УРАЛЬСКОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Мартышко П.С., Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При построении магнитной модели, как и любой другой модели земной коры, немаловажным фактором является то, какая геодинамическая концепция заложена в ее основу. Известен тот факт, что Уральские структуры представляют собой пространственно стабильный более чем 2000-километровый линеамент, представленный рядом массивов (Денежкин Камень, Кумба, Кытлым и т.д.). Эти крупные массивы располагаются в центральной части Урала и пространственно разделены. Поскольку деформирование горных пород в геологическом масштабе времени можно рассматривать как следствие движений сильно вязкой среды, то такое размещение ультрамафитовых массивов находит свое объяснение [1].Подобные пространственные закономерности характерны для развития диапира. Неотъемлемой особенностью формирования диапировых структур является и то, что на периферии диапира должны возникать более плоские локальные структуры антиклинального типа. Отражение реликтов такого явления наблюдается наиболее ярко в региональном гравитационном поле Урала и проявляется в виде трехгорбых положительных структур поля Δg. Достаточно контрастно такие особенности развития структур Урала проявляются и в электрической модели земной коры. Анализ комплекса данных позволяет подойти к построению магнитной модели земной коры вполне подготовленными.

Известно, что обратная задача магнитометрии для однородных односвязных областей однопараметрически неоднозначна по параметру I (определяется магнитная масса $M_к$). То есть существуют целые однопараметрические семейства эквивалентных областей. Показано, что для обратных задач структурной магнитометрии имеет место трехпараметрическая неоднозначность по параметрам: $|I|$, φ, h – (I –скачок интенсивности намагниченности, φ – направление намагниченности, h – положение асимптоты). Таким образом, для выбора вариантов строения среды необходимо получение единственного решения обратной задачи [1].

В связи с возникновением в последние десятилетия высокоточной и стабильной аппаратуры нового класса – квантовых магнитометров появилась возможность получения дополнительной информации, необходимой для определения единственного решения обратной задачи магнитометрии. Так, например, комплексная интерпретация временного аналога профильной магнитовариационной кривой, полученной во вращающемся поле S_q – вариаций, и аномальной магнитной кривой позволяет получить единственное решение обратной задачи [2].

В настоящей работе для комплексной интерпретации статического магнитного поля и аномальных вековых вариаций на профиле Шафраново–Магнитогорск (рис. 1) используются данные повторных высокоточных наблюдений на Башкирском полигоне, включающие в себя до десяти циклов измерений за период в несколько лет. На региональном субширотном профиле выделена отрицательная магнитная аномалия с амплитудой в экстремуме до 300 нТл. По результатам съемки получены изменения разностей $\delta\Delta T$ между пунктами векового хода и магнитовариационной станцией Нугуш.[3]. Нами в качестве примера рассматриваются данные аномальных вековых вариаций $\delta\Delta T$ по профилю Кага – Старосубхангулово, пространственно совпадающему с отрицательной магнитной аномалии. Анализ нормального векового хода на исследуемой территории показал, что линия интерпретируемого профиля по направлению практически совпадает с направлением изопоры векового хода, а значение относительного нормального векового хода близко к нулю. С целью изучения динамики аномального векового хода и разделения полей от различных источников нами проведен факторный анализ временных рядов $T(t)$. В результате анализа получены две факторные кривые, по своей морфологии напоминающие магнитное поле от объекта с современной намагниченностью и более глубинного объекта, намагниченного против поля, соответственно. Следует учесть, что в отличие от метода

аппроксимации сингулярными источниками нет необходимости фиксировать направление намагничивания как для источника положительного, так и отрицательного поля (рис.2).

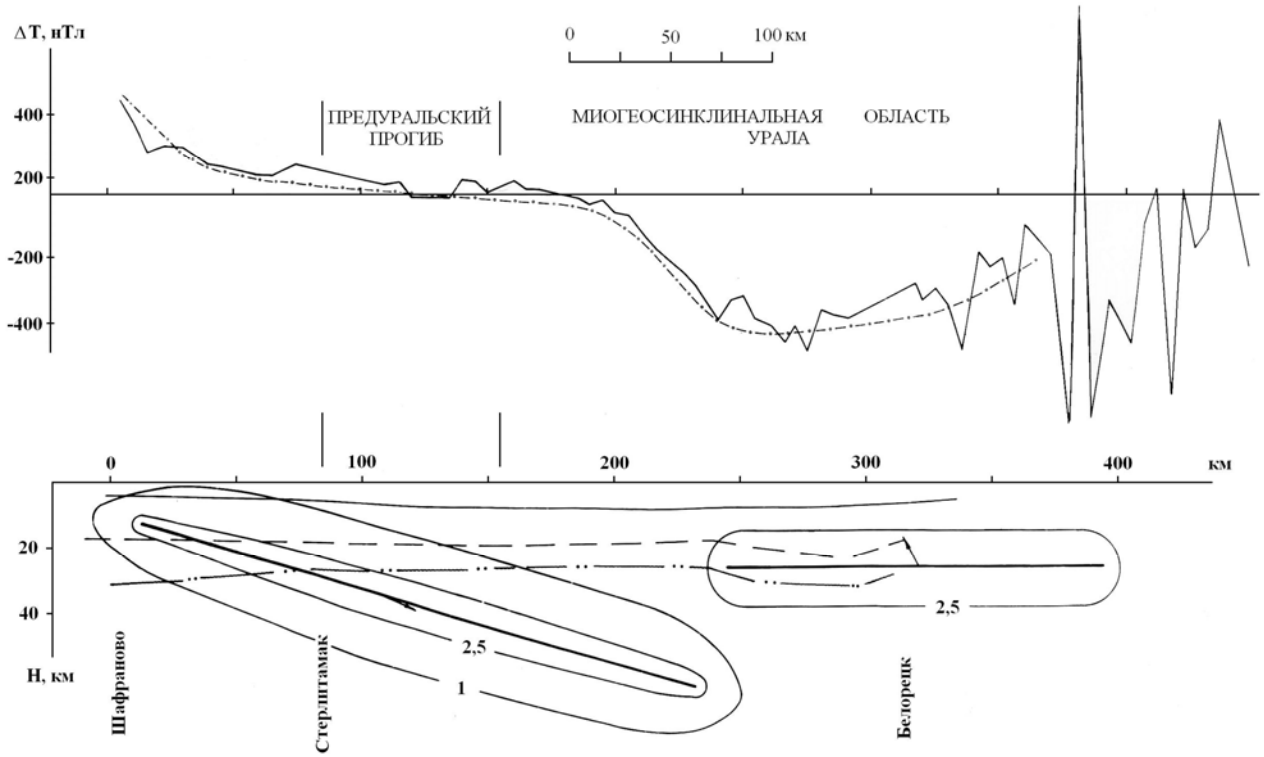


Рис. 1. Магнитное поле ΔT и разрез земной коры по профилю Шафраново – Магнитогорск. Цифры на линиях в нижней части рисунка – намагниченность.

Из совместного анализа статического магнитного поля и пространственно-временных особенностей вековых вариаций $\delta\Delta T$ следует, что аномалиеобразующий объект представляет собой антиклиналь, породы которой намагничены против современного поля. Единственное отличие в том, что региональная кривая векового хода смещена на 5 км относительно соответствующей статической. В результате такой асимметрии удается получить единственное решение для статического поля. Таким образом, региональный объект характеризуется остаточной намагниченность 1 А/м с направлением против современного поля, а его поверхность в экстремальной точке практически касается поверхности земли.

Таким образом, не задавая ни параметров, ни типа источников в случае факторного анализа удалось получить результат аналогичный тому, что получен при автоматизированном подборе методом СИГМА. Более того, в результате анализа временной динамики факторных нагрузок удалось показать, что в случае положительного источника аномального векового хода геомагнитного поля T его магнитная масса M уменьшается со временем, а магнитная масс M отрицательного источника растет по абсолютной величине.. Таким образом, изучаемый региональный объект действительно намагничен против современного поля, что не является неким исключением для складчатого Урала. Следовательно, комплексирование аномальных вековых вариаций и статического поля при интерпретации магнитных аномалий существенно облегчает решение обратной задачи магнитометрии в рамках трехпараметрической неоднозначности. Имея набор исходных параметров, мы получили решение обратной задачи магнитометрии для трехмерной поверхности. Расчеты проведены сотрудником Института математики УрО РАН Акимовой Е.Н. (рис. 3).

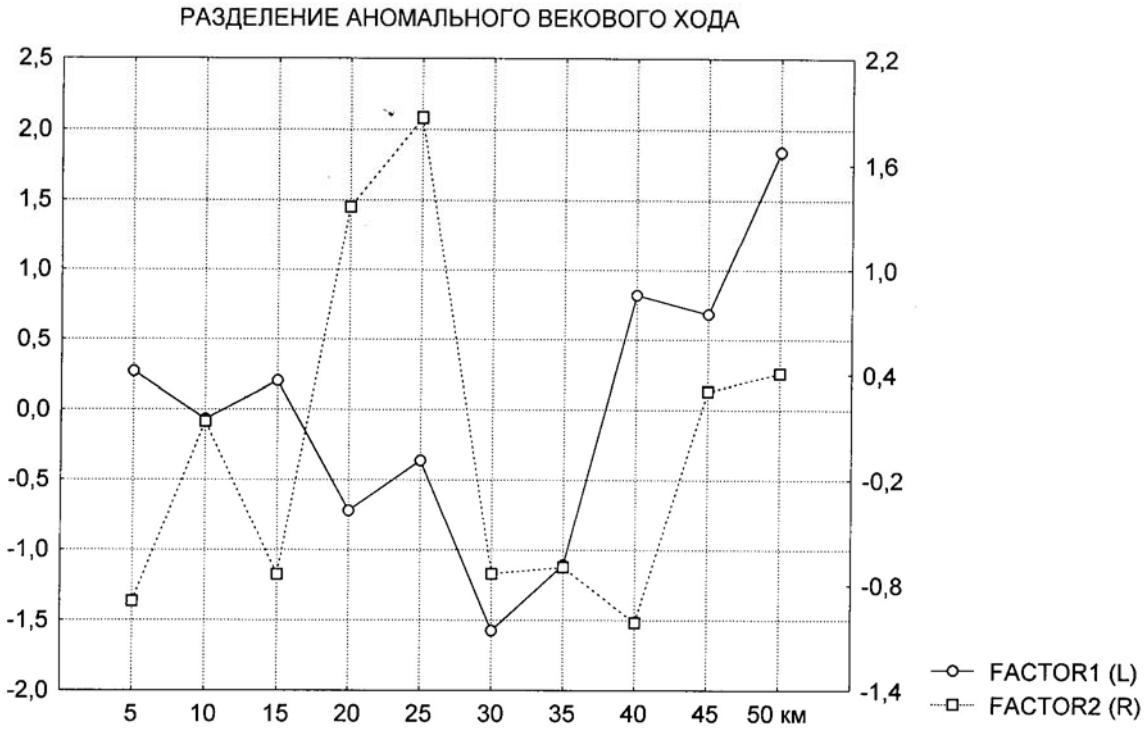


Рис.2. Разделение аномального векового хода на составляющие от источников

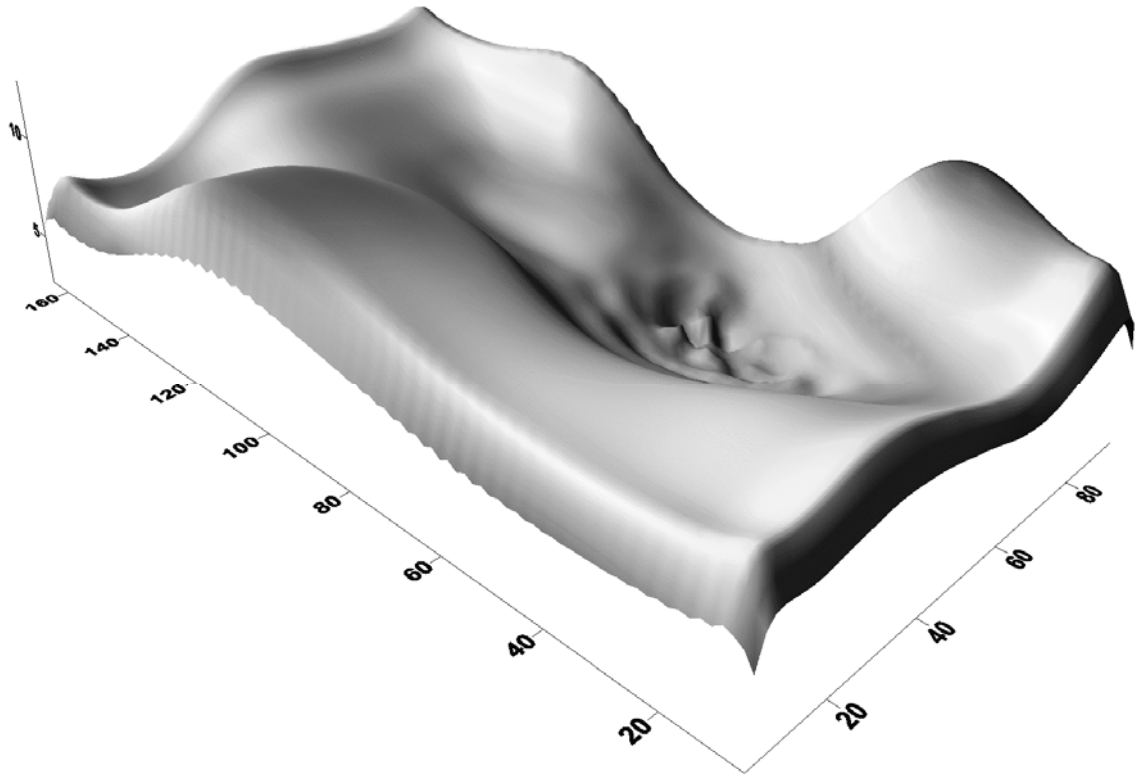


Рис. 3. Поверхность антиклинальной складки (по осям координат – расстояние и глубина до поверхности объекта в км, соответственно).

Литература:

1. Федорова Н.В., Цирульский А.В. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде// Изв.АН СССР, Физика Земли. 1976. №10. С.61-72.
2. Мартышко П.С., Пьянков В.А. О единственности решения обратной задачи теории потенциала в методе подмагничивания вращающимся полем *Sq* – вариаций// Вопросы теории и результаты применения методов интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО РАН СССР,1989, с.13-17.
3. Шапиро В.А., Пьянков В.А. Токовая аномалия векового хода магнитного поля *T* в Башкирии// Геомагнетизм и аэрономия. 1976. №5. С.943-946.

О РЕШЕНИИ ТРЕХМЕРНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ МЕТОДОМ ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВОК

Мартышко П.С., Цидаев А.Г.

ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

nord66@r66.ru

1. Алгоритм пересчета поля. (Мартышко П.С., Пруткин И.Л., 2003)

При практической интерпретации гравитационного поля возникают задачи восстановления не одной, а нескольких структурных границ. Для разделения полей используется метод, основанный на пересчете поля.

Задаем некоторый уровень H, расположенный между двумя вычисляемыми структурными границами. Поле продолжается вверх на уровень *H*, при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины *H)* если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Чтобы окончательно избавиться от влияния источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины *H*, пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину H с применением регуляризации при обращении оператора интегрирования.

Особенности найденной функции $U(x,y,-H)$ лежат глубже *H*, выше этого уровня она является гармонической, поэтому можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумма этого поля, пересчитанного на земную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле используется как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и указанной выше суммы используется в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от земной поверхности до глубины *H*. Проделав описанную выше процедуру для двух значений H: $H_2 > H_1$, можем выделить гравитационный эффект от источников, залегающих в горизонтальном слое между H_2 и H_1 (как разность полей двух полупространств).

После данной процедуры мы имеем два раздельных поля, к каждому из которых можно применять метод локальных поправок. В основу метода заложено положение о том, что на значение поля в данной точке дневной поверхности наибольшее влияние оказывает значение глубины залегания ближайшей точки контактной поверхности.

Пересчет вверх:

$$U(x',y',H)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{2H}{((x-x')^2+(y-y')^2+4H^2)^{3/2}}U(x,y,-H)dxdy$$

Пересчет вниз:

$$U(x',y',H)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\mathrm{H}}{((\mathrm{x}-\mathrm{x}')^2+(\mathrm{y}-\mathrm{y}')^2+\mathrm{H}^2)^{3/2}}U(x,y,0)dxdy$$

-

2. **Метод локальных поправок.** (Пруткин И.Л., 1988; Мартышко П.С., Пруткин И.Л., 2003)

Формулу вычисления поля структурной границы, уравнение которой z=z(x,y), можно рассматривать как интегральное уравнение относительно z(x,y):

$$\Delta g(x',y',0)=\Delta\sigma\, f\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z(x,y)^2}}-\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2}}\right)dxdy\,,$$ где

$\Delta\sigma$ - скачок плотности на поверхности z(x,y),

f - гравитационная постоянная,

h - глубина до асимптотической плоскости для структурной границы.

Обозначим подынтегральное выражение

$$K(x',y',x,y,z(x,y)) = \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z(x,y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2}}$$

Итерационный метод (локальных поправок) решения интегрального уравнения реализуется следующим образом:

Пусть $\{z_{ij}^n\}$ - значения искомой функции, полученные на n - ом шаге.

Обозначая

$$U_{i_0 j_0}^n = c\sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}^n),$$

где c – коэффициент кубатурной формулы, $z_{ij}^{(n)} = z^{(n)}(x_i, y_j)$, $U_{i_0 j_0} = \Delta g(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$, $K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$, имеем следующее приближение

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = U_{ij} - U_{ij}^n$$

Поскольку

$$K_{ij}(z_{ij}^n) = 1/z_{ij}^n - 1/H$$

то

$$1/z_{ij}^{n+1} - 1/z_{ij}^n = U_{ij} - U_{ij}^n$$

или, окончательно,

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + z_{ij}^n \cdot (U_{ij} - U_{ij}^n)}$$

На практике используют модификацию данной формулы с применением следующего метода регуляризации:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$$

тогда

$$1/z_{ij}^{n+1} - 1/z_{ij}^n = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$$

и итерационная формула принимает вид

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + \alpha \cdot z_{ij}^n (U_{ij} - U_{ij}^n)}. \qquad (1)$$

При этом параметр регуляризации α подбирается экспериментально.

Данная схема была опробована на модельных примерах при помощи разработанной программы, результаты расчета представлены на рисунках.

На рис.1 нижняя тонкая линия – исходная граница; тонкая линия выше уровня 0 – рассчитанное от нее поле; линия, выделенная жирным – восстановленная граница после нескольких шагов итерационного процесса.

На рис.2 выделенная жирным линия – поле от структурной границы. Тонкая светлая линия – исходная граница, тонкая темная – восстановленная граница после достижения установленной точности. Как видно, исходная и восстановленная границы практически совпадают.

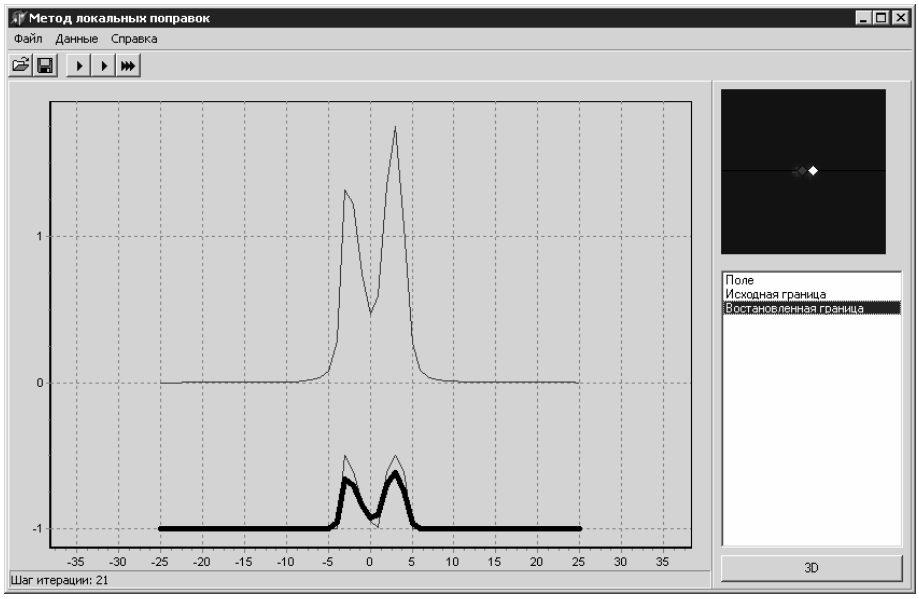


Рис. 1. Метод локальных поправок – итерационный процесс.

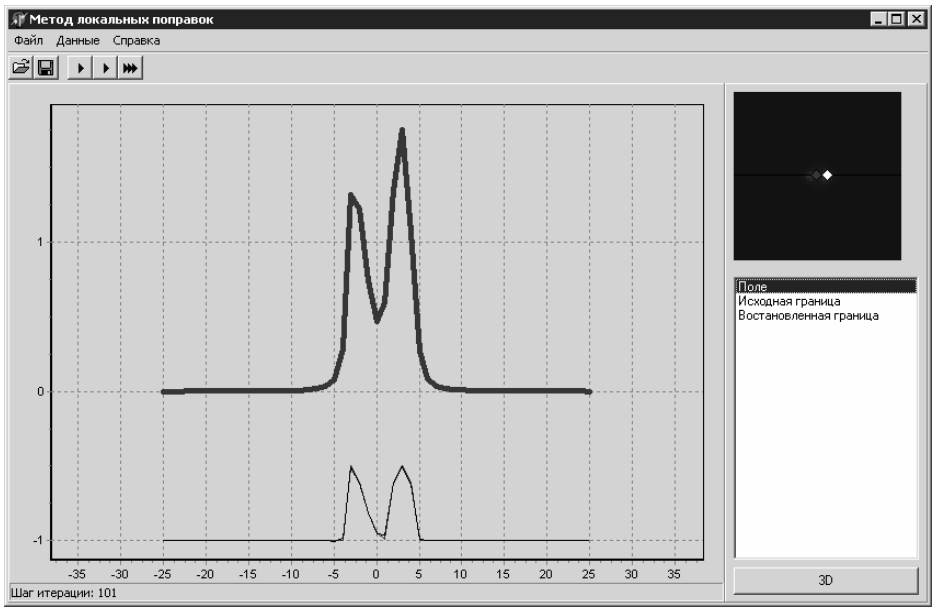


Рис. 2. Метод локальных поправок – конец итерационного процесса.

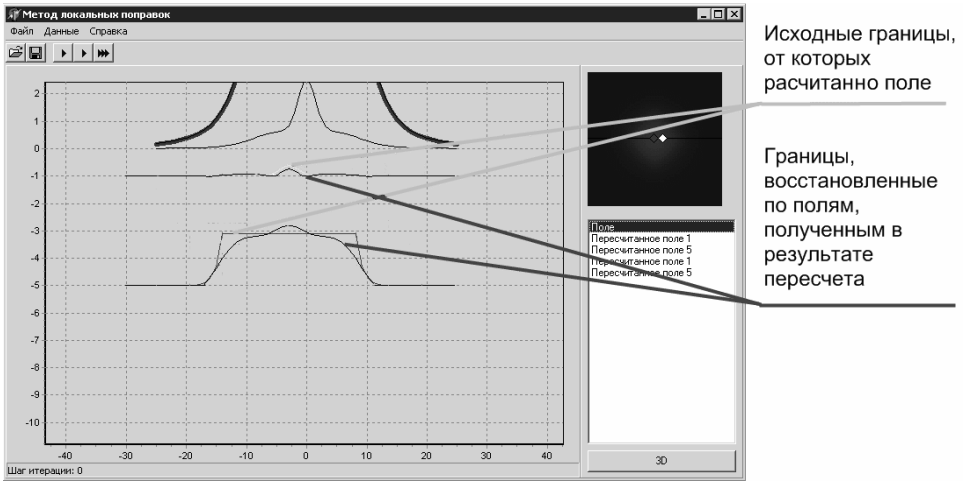


Рис. 3. Метод локальных поправок для поля, пересчитанного на два уровня глубины.

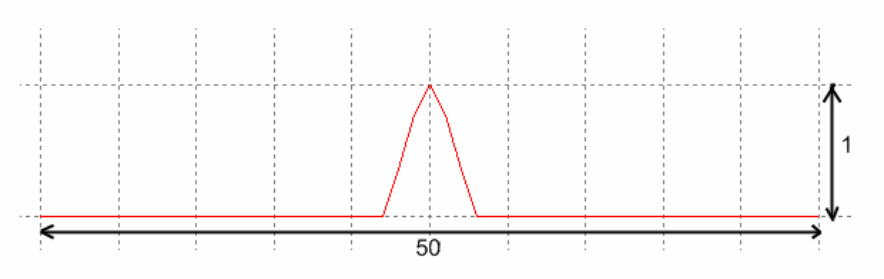
3. Подбор параметра регуляризации α.

Задача выбора параметра регуляризации α, используемого в (1), является актуальной, поскольку если выбрать α слишком большим, то метод не будет сходиться, если же выбрать маленьким – сходимость будет медленной. Поэтому необходима некоторая оценка α. Для получения данных для подобной оценки был проведен численный эксперимент.

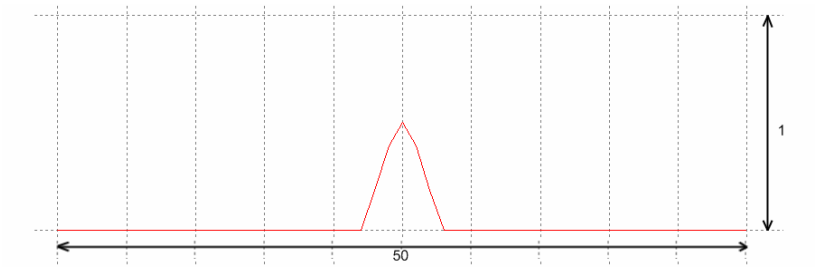
Эксперимент заключался в следующем. Бралась некоторая модельная граница, от которой рассчитывался гравитационный эффект, и для полученного поля решалась обратная задача гравиметрии при помощи метода локальных поправок. При этом посредством подбора выбирался такой параметр α (максимальный по абсолютной величине), при котором итерационный процесс переставал расходиться. После чего этот процесс повторялся для модельной границы той же формы, но расположенной на иной глубине. В итоге мы получаем экспериментальную зависимость α(H).

Исследования были произведены для границ трех форм:

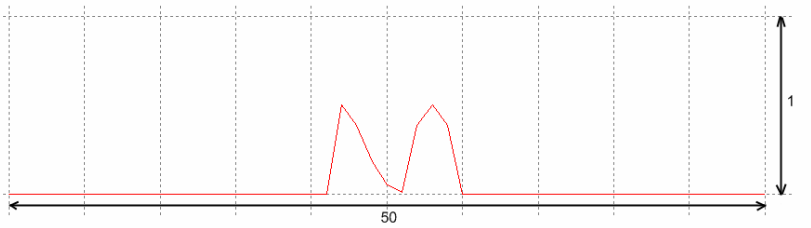
1) Горка высотой 1



2) Горка высотой 0.5



3) Две горки высотой 0.5



Результаты представлены в виде таблицы:

№ \ H	1	2	3	4	5	6	7	8
1	0.3	0.08	0.04	0.02	0.017	0.01	0.008	0.007
2	0.3	0.08	0.04	0.02	0.015	0.01	0.009	0.007
3	0.3	0.08	0.04	0.01	0.015	0.01	0.009	0.006

Из приведенных примеров следует, что ни протяженность аномалии, ни ее амплитуда не вызвало каких-либо заметных изменений максимального значения параметра α, при котором процесс не расходится. Единственное серьезное влияние на значение α оказывает глубина залегания границы, то есть глубина, на которой выбирается поверхность для 0-го приближения итерационного процесса.

МЕТОДЫ И КРИТЕРИИ ЕДИНСТВЕННОСТИ УСТОЙЧИВЫХ РЕШЕНИЙ ОБРАТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗАДАЧИ ГЛУБИННОЙ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ

Миненко П.А.

Европейский университет, Киев
maestozo.1_pavel@mail.ru

It is established, that one of the most effective ways of reception of unequivocal decisions of a return problem is use of a class of positive values of density or intensity magnetic properties of rocks directly in calculations on each step of iterative process, in difference from less effective methods of mathematical programming used earlier with restrictions on physical.

Известны методы получения устойчивых решений обратной линейной задачи гравиметрии (ОЛЗГ) и магнитометрии (ОЛЗМ), в частности, при геологическом картировании и поисковых работах на кристаллических щитах [2, 3].

Известны способы получения однозначных решений ОЛЗГ путем привлечения в качестве начальных условий обратной задачи обширной априорной информации о геологическом строении участка [1, 7]. Однако для глубинных гравиметрических исследований на кристаллических щитах или на море этих данных очень мало, и мы имеем в решении ОЛЗГ, как правило, чередование положительной и отрицательной аномальной плотности, что не соответствует действительности. Из-за сильной неравномерности распределения магнитных свойств, любые априорные точечные данные являются слабо представительными. Мы получаем устойчивое, но физически несодержательное решение обратной задачи, корректирование которого обычными методами линейного программирования с помощью неравенств не приводит к повышению его геологической содержательности.

Целью настоящей статьи является разработка методов и критериев оптимизации решения обратных задач, обеспечивающих единственность результатов интерпретации поля силы тяжести g_j (или магнитного поля Z_a) при отсутствии априорной информации или при малом ее количестве.

Поставленная цель достигается тем, что в оптимизированном итерационном методе с с помощью итерационных поправок на каждой итерации с номером n наращивается не аномальная плотность $\sigma_{i,n}$, а величина $S = \{s_i | (s^k_{i,n} = \sigma_{i,n}; i = 1, M; k \in C, R, Z, N)\}$, которая, например, при $k = 2$ обеспечивает положительность плотности в итерационном методе с переменным параметром $s_{i,n}$ и оптимизирующим коэффициентом τ_{n+1}:

$$s_{i,n+1} = s_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}; \quad (1)$$

где $B_{i,n} = (a_{i,j} / \lambda_i, r_{j,n} / \lambda_j)$; $r_{j,n} = (a_{i,j}, \sigma_{i,n}) - g_j$; $\lambda_i = \sum_j a_{i,j}$; $\lambda_j = \sum_i a_{i,j}$; (2)

$a_{i,j}$ - матрица решений прямой задачи гравиметрии для i - того блока масс в точке с номером $j (j = 1, N)$.

Образуем критерий минимума суммы квадратов поправок для $s_{i,n}$:

$$F = \sum_i B^2_{i,n+1} = \sum_{i=1}^{M} \left(\sum_{j=1}^{N} a_{i,j} r_{j,n+1} / \lambda_j / \lambda_i \right)^2 = \min \quad (3)$$

Если начало решения ОЛЗГ выполняется устойчивыми методами [2-6] по $\sigma_{i,n}$, то получается нижняя грань огибающей реального распределения аномальной плотности, которая еще не достигает конечных значений. Поэтому после выполнения нескольких десятков итераций одним из методов [2, 3] необходимо перейти к решению ОЛЗГ итерационным методом (1)-(3). В докладе детально излагаются дополнительные приемы обеспечения сходимости итерационного процесса. Окончательно алгоритм имеет вид:

$$\tau_{n+1} = a_u / b_u;\ a_u = (B_{i,n}, Y_{1,i,n});\ b_u = 2(Y_{1,i,n}, Y_{1,i,n}) + (Y_{2,i,n}, B_{i,n});\ r_{1,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n} s_{i,n});$$

$$Y_{1,i,n} = (a_{i,j} / \lambda_i, r_{1,j,n} / \lambda_j);\ Y_{2,i,n} = (a_{i,j} / \lambda_i, r_{2,j,n} / \lambda_j);\ r_{2,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n}^2); \quad (4)$$

При расхождении итерационного процесса (1)–(5)следует выполнить еще несколько десятков итераций предварительного этапа методами [2, 3] или другими методами, например, на основе гибридного аналога фильтров Винера-Калмана с двумя векторами начальных условий [4, 6]. Для магнитометрии необходимо использовать те же формулы (1)-(5), в которые вместо $a_{i,j}$ следует подставить $b_{i,j} = (a_{i,j})'_z$; Аналогично созданы и другие методы решения ОЛЗГ (ОЛЗМ) при $k = 1/4;1/2;4;6;8....$ для класса положительно определенного массива физических параметров блоков интерпретационной модели, а при $k = 1/5;1/3;3;5;7....$ - для класса знакопеременного массива. Для $k = 1/2$ имеем

$$a_u = 2(B_{i,n}, Y_{1,i,n});\ b_u = (Y_{1,i,n}, Y_{1,i,n}) + (Y_{2,i,n}, B_{i,n}); \quad (5)$$

$$r_{1,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n} / s_{i,n}^{1/2});\ r_{2,j,n} = (a_{i,j}, B_{i,n}^2 / s_{i,n}^{3/2});$$

Методы решения ОЛЗГ при $k = 1/2;2;4$ опробованы на измеренном магнитном поле и были получены практически одинаковые карты магнитных свойств блоков для двухслойной интерпретационной модели. Комбинирование двух методов при любых различных k приводит к методике, аналогичной использованию гибридного аналога фильтров Винера-Калмана с двумя наборами векторов начальных условий, высокая эффективность применения которых уже доказана [4, 6]. При решении обратных задач для электромагнитного поля нужно выбрать $k \in C$ - комплексной области, а в теории упругости или пластичности k может принимать форму тензора. Могут быть разработаны фильтрационные методы подавления вредных эффектов от кратных волн при решении обратных задач сейсмометрии, например, при двух различных или очень близких значениях $k \in R$, обеспечивающих сходимость итерационных процессов к устойчивому и однозначному решению. На базе этого метода могут быть разработаны эффективные методы решения обратных задач комплексирования нескольких физических методов, особенно методов исследования скважин или спутниковых геоинформационных систем измерений.

Результаты экспериментальных исследований. Эффективность предложенного метода (1)-(5) проверена на моделях и измеренных полях. Ниже приведены примеры последовательно выполненной интерпретации участка карты магнитного поля Z_a, измеренной в Западном Кривбассе (рис. 1, а). Так как в пределах участка почти нет скважин, то нет данных даже о глубине до поверхности пород кристаллического фундамента. Поэтому интерпретация выполнена несколькими методами. Сначала были приближенно определены магнитные свойства горных пород решением ОЛЗМ для интерпретационной модели, состоящей из двух слоев. Каждый слой разбит на 400 параллелепипедов с горизонтальным сечением 80х60 м. Высота блоков первого слоя - 200 м, а блоки второго слоя – полубесконечны. Начальная глубина до верхней границы первого слоя на первом этапе была выбрана равной $h_{0,1,i}(i = 1, M) = 50$ м, а до второго слоя - $h_{0,2,i}(i = 1, M) = 150$ м. Начальные интенсивности намагничивания пород первого слоя взяты $J_{0,1,i}(i = 1, M) = 35(\text{нТ})/(400\pi)$=0,028 А/м, а второго слоя – $J_{0,2,i}(i = 1, M) = 60(\text{нТ})/\ )/(400\pi)$=0,048 А/м. Был использован прием поочередного решения обратной задачи: 7 итераций решения ОЛЗМ [2], а после них выполняются 4 итерации линеаризованным методом с одновременным определением глубины и магнитных свойств [3, 5]. Эти два приема повторены три раза.

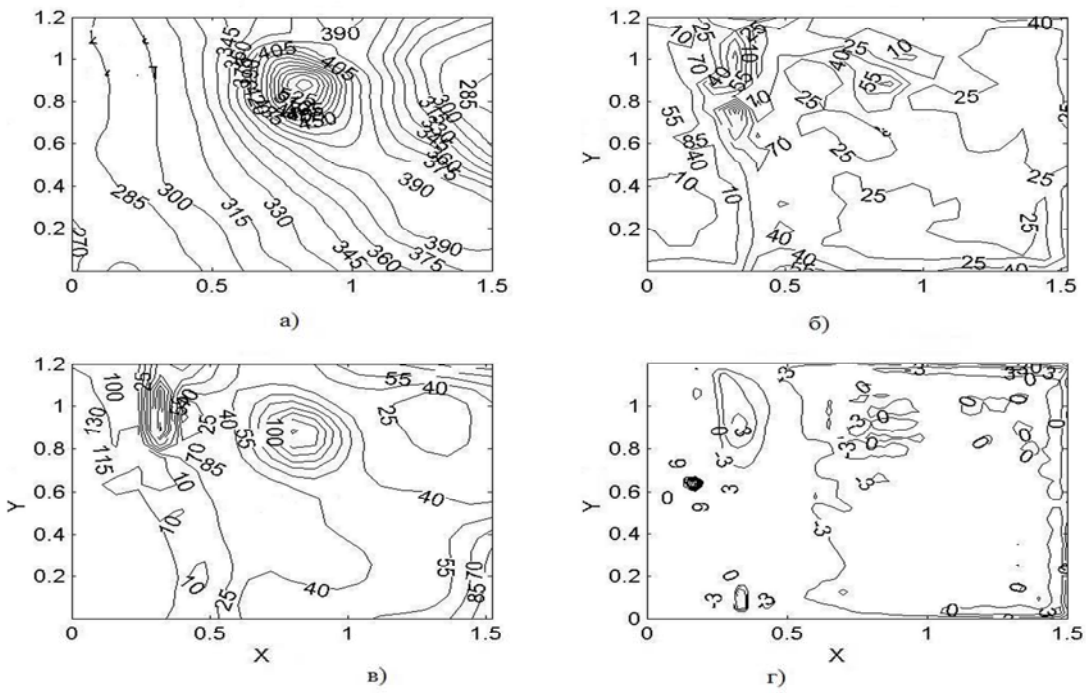


Рис.1. Результаты решения обратной задачи магнитометрии для двухслойной модели на первом этапе: а) карта магнитного поля Z_a (изолиний обозначены в нанотеслах – нТ); б) карта интенсивности намагничивания полуокисленных горных пород первого слоя (изолинии здесь и далее обозначены в условных единицах – А/м, умноженных на 400π); в) карта интенсивности намагничивания неокисленных горных пород второго слоя; г) карта остатков поля после вычитания из карты Z_a (рис. 1, а) влияния двух слоев (рис. 1, б, в) модели (сечение изолиний dZ_a =3 нТ, среднеквадратичная величина остатков t_r =5 нТ).

В результате получены карты интенсивности намагничивания горных пород (рис. 1, б, в) и карта остатков поля (рис. 1, г). После первого этапа для следующего были взяты в качестве начальных условий результаты решение ОЛЗМ на первом этапе. Решение ОЛЗМ на втором этапе было выполнено вышеописанным методом (1)-(4) для положительно определенных в самом итерационном методе интенсивностей намагничивания пород каждого блока.

На рис. 2, а, б приведены карты распределения интенсивностей намагничивания в первом и втором слоях, каждая из которых построена по данным решения ОЛЗМ для техже 400 блоков. Такая густота сети точек на площади 1,8 км^2 позволяет строить такие же карты как и для непрерывного распределения магнитных свойств. Аналогично, на рис. 2, в, г приведены карты глубин до верхних граней всех блоков первого и второго слоев. Точность этого решения очень высокая (t_r=3,88 нТ). Здесь существенно уточнены границы горных пород, которые можно различать по минералогическому составу в зависимости от того, какая мощность коры выветривания над ними. Очень существенно то, что над одним магнитным телом почти в центре карты развита очень мощная кора выветривания (вертикальная мощность 100-140 м). Это позволило предположить, что породы, создающие интенсивную и очень локальную магнитную аномалию, во впадине кристаллического фундамента имеют ультраосновной состав. Наличие аналогичного тела пород ультраосновного состава можно предположить и в левом нижнем (юго-восточном) углу карты. Здесь глубины до неокисленных горных пород для магнитометрии уже очень большие (300-400 м), но определяются разными методами [3-6] с высокой сходимостью. Мощность коры выветривания здесь достигает 200 м. Эти две зоны представляют особый интерес для поисков цветных и редких металлов.

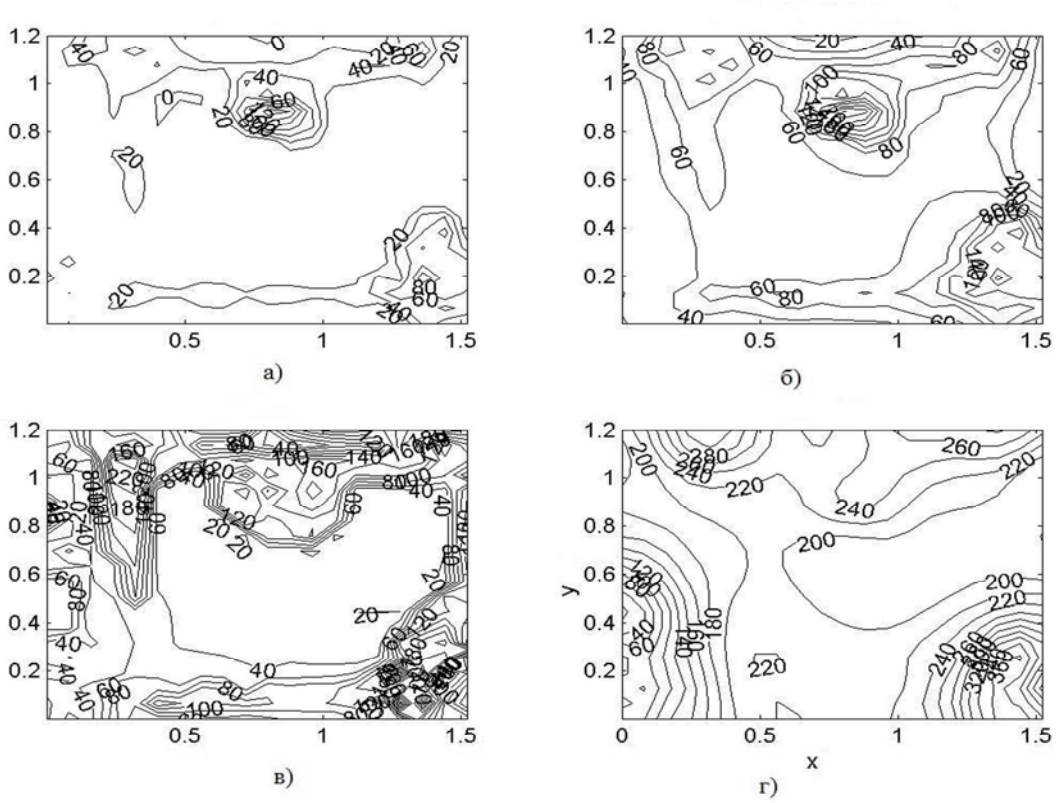


Рис. 2. Результаты решения обратной задачи магнитометрии для двухслойной модели при новых начальных условиях на втором этапе при положительных значениях магнитных параметров: а, б) карты интенсивности намагничивания горных пород в блоках первого и второго слоев; с) карты глубин до верхней поверхности и подошвы первого слоя.

Заключение. Впервые обратная линейная задача по физическому параметру приведена к нелинейной задаче. Это позволило повысить однозначность решения ОЛЗГ и ОЛЗМ и приблизить итерационный метод к получению единственного (в среднем по каждому блоку) решения в сложных геологических условиях с переменными в пространстве физическими свойствами. Определение положения магнитных тел ультраосновных пород позволяет локализовать площади распространения их коры выветривания и определить ее мощность. Это дает возможность более точно выполнить оценку запасов ценного химического сырья, перспективного на полиметаллическое и редкоземельное оруденение.

Литература:

1. Булах Е.Г., Шуман В.Н. Основы векторного анализа и теория поля. К. Наукова думка. 1998. 360 с.
2. Миненко П.А. Проблемы и перспективы применения линейных методов интепретации гравиметрических измерений в рудных районах//Сб. научн. тр./Всеукр. Ассоц. Геоинформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К., 2006. С.244-256.
3. Миненко П.А. Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии// Геоинформатика. 2006. №4. С.41-45.
4. Миненко П.А. Обратная линейная задача гравиметрии на основе композиции нескольких векторов начальних русловий// Доклады НАН Украины. 2006. №9, С.126-130.
5. Миненко П.А.,Миненко Р.В. О поисках избирательных экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте// Научный Вестник Национального Горного Университета. Дн-ск, 2006. №9. С.39-44.
6. Миненко П.А. Фильтры Винера и Калмана в обратной линейной задаче гравиметрии //Сб. научн. тр./Всеукр. Ассоц. Геоинформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К., 2007. С.326-331.
7. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 227с.

ТРЕХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ДЛЯ ЗАДАЧ ГЕОЭЛЕКТРИКИ ПОСТОЯННЫМ ТОКОМ

Неведрова Н.Н.[1], Суродина И.В.[2], Санчаа А.М.[1]

1–Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

2–Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

Введение

Для получения достоверных результатов интерпретация полевых данных геоэлектрики, полученных в зонах тектонических деформаций, проводится с привлечением программных средств как для слоисто однородных, так и сложно построенных сред - двумерных и трехмерных программ. Использование 2D, 3D программ позволяет сузить области эквивалентности геоэлектрических параметров, уменьшить неоднозначность решения обратной задачи и дает возможность провести моделирования с учетом основных тектонических особенностей. Принимая во внимание высокую степень сложности имеющихся геологических структур, актуально именно трехмерное моделирование.

3D моделирование выполнено как для теоретических моделей, так и моделей, полученных на основе интерпретации полевых данных вертикальных электрических зондирований для межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны (БРЗ).

Геоэлектрическое строение межгорных впадин. Этапы интерпретации.

На территории крупных впадин БРЗ выполнен значительный объем вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с генераторными линиями больших размеров (до 10-16 км) [1]. Работы были направлены на изучение строения осадочного чехла впадин, мощность которого достигает 2-3 км. Для количественного определения геоэлектрических параметров применена поэтапная интерпретация с использованием различных программных средств. Трехмерные программы были опробованы на заключительном этапе интерпретации полевых данных для межгорных впадин БРЗ – Баргузинской и Тункинской.

На первом этапе были построены геоэлектрические модели в первом приближении с использованием горизонтально-слоистой модели (программные комплексы COHET [2], IPI [3]). Далее модели уточнялись с помощью двумерных программ (IE2DP1 [3], *RES2DINV* компании Geotomo [4]). Следует отметить, что программы COHET и IE2DP1 позволяют получать точные количественные оценки геоэлектрических параметров (с заданной погрешностью), а результаты 2D инверсии полуколичественные, но дают возможность наглядно представить распределение УЭС в двумерной модели.

На заключительном этапе интерпретации полевых данных выполнялось трехмерное моделирование. Для этих целей создана программа EMF_DC3Dmod, разработанная совместно лабораторией электромагнитных полей ИНГГ и ИВМиМГ СО РАН применительно к данным метода сопротивлений для решения прямой задачи ВЭЗ с установкой Шлюмберже [5].

Задача для изотропной среды ставится следующим образом. Пусть в декартовой системе координат (x, y, z) задано трехмерное распределение проводимости $\sigma = \sigma(x, y, z)$. Чтобы выделить в явном виде особенность решения задачи, связанную с источником первичного поля, искомый потенциал электрического поля U представим в виде суммы аномального потенциала U^a и первичного потенциала U^0, связанного с источником поля, расположенным в однородной среде с проводимостью σ_0:

$$U = U^0 + U^a .$$

Перейдем в цилиндрическую систему координат, что позволит немного уменьшить размерность системы линейных алгебраических уравнений, полученную при аппроксимации дифференциального уравнения. Тогда уравнение для аномального потенциала U^a имеет вид [6]:

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(\sigma r\frac{\partial U^a}{\partial r}\right)+\frac{\sigma}{r^2}\frac{\partial^2 U^a}{\partial \varphi^2}+\frac{\partial}{\partial z}\left(\sigma\frac{\partial U^a}{\partial z}\right)=$$
$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left((\sigma_0-\sigma)r\frac{\partial U^0}{\partial r}\right)+\frac{(\sigma_0-\sigma)}{r^2}\frac{\partial^2 U^0}{\partial \varphi^2}+\frac{\partial}{\partial z}\left((\sigma_0-\sigma)\frac{\partial U^0}{\partial z}\right), \quad (1)$$

$$U^0=\frac{I}{4\pi\sigma_0 R},\ I \text{ - сила тока},\ R=\sqrt{r^2+z^2}\ . \quad (2)$$

Рассмотрим цилиндр G = {0 ≤ r ≤ R, 0 ≤ φ ≤ 2π, -Z ≤ z ≤ Z} и в нем введем произвольную неравномерную по r, z и равномерную по φ сетку :

$$\hat{\omega}_h=\{(r_i,\phi_k,z_j),\ i=0,...,N_r,\ k=0,...,N_k,\ j=-N_z,...,N_z\}\ . \quad (3)$$

Граничные условия для U^a:

$$U^a\big|_{r=R}=0,\ U^a\big|_{z=\pm Z}=0,$$
$$U^a\big|_{\varphi=0}=U^a\big|_{\varphi=2\pi}\ . \quad (4)$$

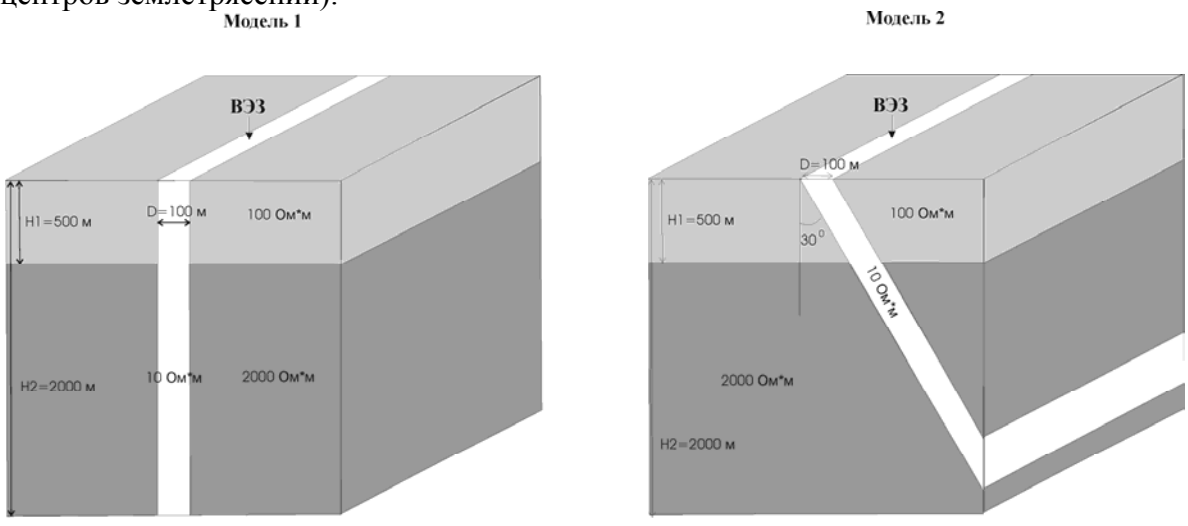
Чтобы исключить особенность на оси R=0 воспользуемся сдвинутой по r сеткой, не содержащей r=0, как это предложено в [7].

Ряд сеток строился в зависимости от размера полевых установок Шлюмберже. В месте расположения источников и приемников требуется существенное сгущение шага сетки, а по направлению к границе области – шаг увеличивается в геометрической прогрессии. Для разносов, использованных при измерениях, например во впадинах БРЗ, потребовалось четыре набора сеток.

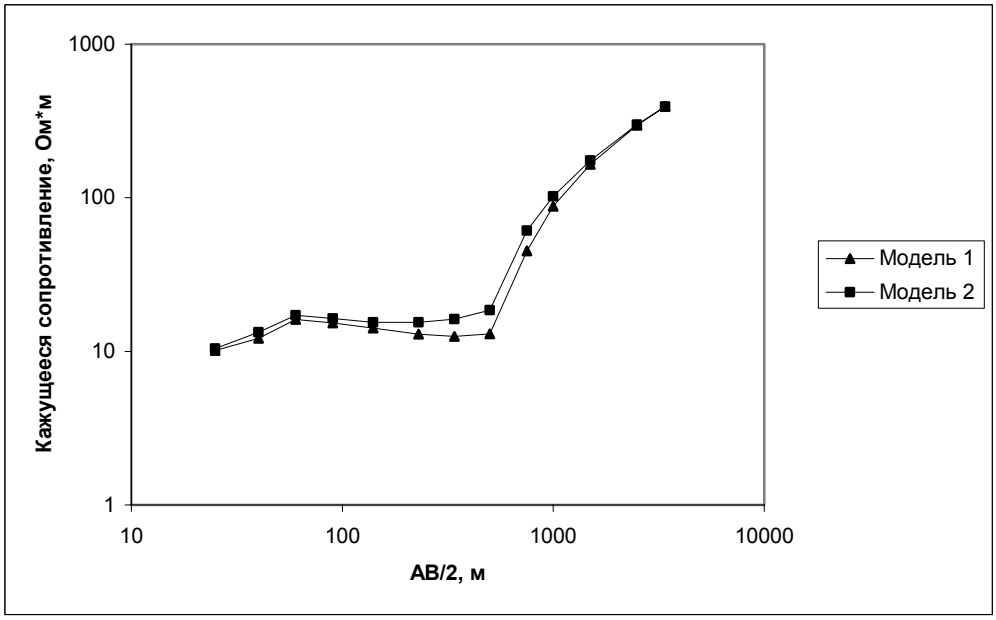
Практическая реализация данного алгоритма была проведена в многопроцессорных вычислительных системах Сибирского суперкомпьютерного центра (МВС1000-128), позволяющих параллельно рассчитать 5 разносов на одной сетке.

Моделирование разломных структур.

В тектонических впадинах именно разломы являются основным фактором, усложняющим геоэлектрические модели. Вначале было выполнено 3D моделирование для теоретических моделей разломных зон. В структурной геологии существует термин – зона динамического влияния разлома. Эта зона определяется по тектоническим признакам с учетом сейсмологических данных (рассматривается приуроченность к зоне разлома эпицентров землетрясений).



а



б

Рис. 1. Модели разломной зоны с разным наклоном сместителя (а) и синтетические кривые ВЭЗ (б).

Таким образом, каждый активный разлом характеризуется протяженностью, шириной, а также наклоном плоскости сместителя. Расчеты были проведены для целого ряда теоретических моделей. При этом варьировалась ширина разломной зоны, параметры геоэлектрического разреза, а также углы наклонов плоскости сместителя.

Для примера рассмотрим модели разлома, находящегося в горизонтально слоистой среде. Модель 1 содержит вертикальную разломную зону, у модели 2 угол наклона сместителя – 30 градусов (рис. 2, а). Центр установки ВЭЗ расположен посередине разломной области. На рис. 2, б показано сравнение синтетических кривых ВЭЗ для описанных моделей. Можно сделать следующий методический вывод: наклон сместителя разломной зоны можно зафиксировать в среднем диапазоне разносов от 100 до 2000 м.

Далее обратимся к моделям, полученным в результате интерпретации полевых материалов [1]. Рассмотрено разрывное нарушение, расположенное между пунктами ВЭЗ 212, 206 профиля IX в южной части Баргузинской впадины. Этот разлом был выделен по комплексу геологических и геофизических данных.

При моделировании по программе **EMF_DC3Dmod** изменяли: наклон сместителя разлома и положение разлома относительно пунктов, между которыми он находится. В таблице 1 представлены результаты моделирования для пункта 206. Модель 1 соответствует ситуации, когда разлом расположен посередине между пунктами ВЭЗ 212-206 с углом наклона сместителя 35° против часовой стрелки от вертикали. Для модели 2 угол наклона равнялся 35° по часовой стрелке. Для моделей 3 и 4 разлом был смещен примерно на километр ближе к пункту ВЭЗ 206 (наклон: 35° против часовой стрелки для модели 3 и по часовой стрелке для модели 4). Анализ результатов трехмерного моделирования позволил установить, что оптимальной является модель 1.

Таким образом, для расмотренного разлома наклон плоскости сместителя составляет 35° против часовой стрелке. Уточнено пространственное размещение разлома, который расположен примерно посередине между пунктами измерений.

Заключение

Выяснение геоэлектрического строения сложно построенных регионов, количественные оценки для тектонических структур, актуальны для широкого круга задач.

Таблица 1

ВЭЗ 206	Полевые данные	Модель 1 (3D)		Модель 2 (3D)		Модель 3 (3D)		Модель 4 (3D)	
AB/2	ρ_k	ρ_k	Невязка, %	ρ_k	Невязка, %	ρ_k	Невязка, %	ρ_k	Невязка, %
25	171	168,47	1,50	168,47	1,50	150,11	13,92	150,8	13,40
40	171	166,73	2,56	166,73	2,56	157,17	8,80	158,1	8,16
65	169	155,21	8,88	155,21	8,88	155,97	8,35	157,1	7,57
100	145	138,48	4,71	138,48	4,71	146,84	1,25	148,1	2,09
150	130	125,35	3,71	125,07	3,94	134,55	3,38	135,98	4,40
230	125	114,52	9,15	114,53	9,14	122,32	2,19	123,64	1,10
340	105	104,64	0,34	104,65	0,33	112,19	6,41	113,01	7,09
500	90	90,79	0,87	90,86	0,95	99,87	9,88	99,81	9,83
750	70	70,87	1,23	71,11	1,56	80,91	13,48	80,31	12,84
1000	55	61,15	10,06	61,54	10,63	66,26	16,99	66,32	17,07
1500	60	59,47	0,89	59,51	0,82	65,94	9,01	68,05	11,83
2500	80	84,18	4,97	84,84	5,70	93,69	14,61	97,63	18,06
3400	100	117,62	14,98	118,16	15,37	132,65	24,61	137,18	27,10
5000	140	169	17,16	170,07	17,68	191,58	26,92	195,83	28,51
Ср. невязка, %			5,79		5,98		9,99		13,07

Например, при поисках и разведке месторождений минеральных, рудных, строительных полезных ископаемых, и в частности при поисках нефти и газа в Восточной Сибири, где нефтяные залежи часто приурочены к зонам сдвиговых деформаций. Кроме того, так как тектонические впадины БРЗ являются сейсмоопасными, без детальных сведений об их строении невозможно решение проблем сейсморайонирования и прогнозирования тектонических событий.

Литература:

1. Эпов, М.И., Неведрова, Н.Н., Санчаа, А.М. «Геоэлектрическая модель Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны» [Текст] / М.И.Эпов, Н.Н.Неведрова, А.М. Санчаа // Геология и геофизика. 2007. Т.48, №7. С. 811- 829.
2. Эпов М.И., Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н. Автоматизированная система интерпретации электромагнитных зондирований. Новосибирск, 1990. 29 с.
3. Электрическое зондирование геологической среды. Ч.1, Ч.2. Прямые задачи и методика работ: Уч.пособ. / Под ред. Хмелевского В.К., Шевнина В.А.. М.: Изд. МГУ, 1988, с. 175. 1992, с. 200.
4. Panissod C., Michot D., Benderitter Y. and Tabagh A. On the effectiveness of 2D electrical inversion results: an agricultural case study // Geophysical Prospecting. 2001. 49. PP. 570-576.
5. Неведрова, Н.Н., Суродина, И.В., Санчаа, А.М. «Трехмерное моделирование сложных геоэлектрических структур» [Текст] / Н.Н.Неведрова, И.В, Суродина, А.М. Санчаа // Геофизика. 2007. №1. С.36-41. ISSN 1681-4568.
6. Самарский А.А., Николаев Е.С. Методы решения сеточных уравнений. М.: Наука, 1978. С. 569-571.
7. Кузнецов Ю.И., Агапитова Н.С. Математические основы моделирования на ЭВМ. Южно-Сахалинск: Издательство ЮСИЭПИ, 2003. С. 135-140.

Работа была поддержана СО РАН (проект 6.13, 16, 16.3).

НОВЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВЫХ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ СКВАЖИН – ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ

Новиков С.С.[1], Троянов А.К.[2], Астраханцев Ю.Г.[2], Начапкин Н.И.[2], Шпак П.Т.[3]

1 - ООО ПКФ «Недра - С», Астрахань

2 -Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

3 -Полтавская Экспедиция по геофизическим исследованиям скважин, Украина

История зарождения метода связана с исследованиями геоакустической эмиссии (ГАЭ) в толщах осадочных пород. Было установлено, что амплитудный уровень сигналов ГАЭ в осадочных породах в 2-3 раза ниже, чем в кристаллических. Однако в интервалах пластов-коллекторов с разной насыщенностью (вода, нефть, газ) аномальный уровень ГАЭ возрастает до величины, превосходящий уровень аномалий в кристаллических породах. Анализ амплитудно-частотных спектров, полученных в точках измерений на разных глубинах по стволу скважины, показал их различие в зависимости от характера насыщенности пласта-коллектора. Так, для водонасыщенных пластов сигнал ограничивается верхней частотой 500 Гц, для нефтяных с газовым фактором не более 50 $м^3/т$ – 2500 Гц. В газонасыщенных пластах амплитудно-частотный спектр может быть дискретным или непрерывным, при этом диапазон спектра расширяется до 3000 - 5000 Гц и более. Следует заметить, что приведенный верхний предел по частоте для газонасыщенных пластов обусловлен амплитудно-частотной характеристикой датчиков (ее линейной частью) и соответствующими параметрами измерительного тракта аппаратуры. Результаты анализа амплитудно-частотных спектров геоакустических сигналов легли в основу разработки и создания скважинной аппаратуры. Так как сигналы из объема геосреды идут неодинаково по направлениям, их регистрацию решили проводить тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами. Оказалось, что существуют различия в амплитудных уровнях сигналов, снимаемых с трех датчиков. При этом соотношение сигналов в области частот 100 - 500 Гц могло не совпадать с аналогичным соотношением в диапазоне 500 - 2500 Гц. Все это послужило основанием для разработки методики трехкомпонентных измерений вибраций геосреды интерпретации данных, отличающейся от традиционных геофизических методов исследований скважин, применяемых на практике.

Изучение характеристик ГАЭ диапазона частот 0,1 - 5,0 кГц в газовых скважинах на Севере показало, что имеются все предпосылки для выделения и исследования газоносных пластов по аномальным значениям информативных параметров регистрируемых геоакустических сигналов. Исследования ГАЭ по скв. 1792 в перфорированной толще сеноманских отложений выполнялись при статическом и динамическом режимах ее работы. Вскрытые перфорацией отложения представлены интервалами **а, б, в, г** с разными коллекторскими свойствами (рис. 1), которые были определены по комплексу методов ГИС в 1985 г. Исследования ГАЭ проводились в 2002 г.

Сопоставим и проанализируем диаграммы ГАЭ при разных режимах работы скважины. При статическом режиме работы скважины на диаграмме HI (рис. 1, колонка 1, пунктирная линия) выделяется аномалия с максимумом на глубине 1205 м. Она обусловлена интенсивным движением газожидкостной смеси по горизонтали. Выше и ниже этой аномалии амплитудный уровень ГАЭ слабо дифференцирован, что указывает на незначительное движение газожидкостной смеси по пластам и через перфорационные отверстия. В динамическом режиме форма кривой HI существенно изменяется. Возникли аномалии в интервалах (а, в) с высокими и предельно высокими коллекторскими свойствами. В интервале (б) с низкими и средними коллекторскими свойствами геоакустический уровень в области низких частот (0,1-0,5 кГц) увеличился незначительно. Следует заметить, что аномалии параметра HI в большей степени отражают движение флюида.

Диаграммы ГАЭ с горизонтальных датчиков в высокочастотной области (2,5-5,0 кГц) получены при статическом и динамическом режимах работы скважины и характеризуют движение газа по пластам и профиль его поступления в скважину (рис. 1, колонка 2). Из

сопоставления кривых H4 и HI в динамическом режиме видно, что минимальные значения H4 пространственно совпадают с максимальными значениями параметра HI. Это связано с поступлением воды (газожидкостной смеси) через перфорационные отверстия в этих интервалах.

Сравнение амплитудных сигналов уровней ГАЭ с горизонтальных и вертикального датчиков в разных полосах частот при статическом режиме работы скважины (рис. 1, колонки 3, 4) дает основание для следующих выводов.

1. Использование трехкомпонентной системы датчиков-акселерометров дает возможность разделять направление потоков флюида (параметры HI, ZI) и газа (H4, Z4) по форме и особенностям аномалий. Действительно, интервал движения и поступления воды (газожидкостной смеси) в скважину четко выделяется аномалией HI, а вертикальное движение потока характеризуется убывающей по амплитуде при удалении от источника аномалией ZI (рис. 1, колонка 3). Аналогичная картина наблюдается в распределении ГАЭ по компонентам в области высоких частот, связанная с движением газа (рис. 1, колонка 4).

2. Превышение амплитудного уровня параметров H4, Z4 над сигналами HI и ZI непосредственно указывает на наличие и движение газа.

3. Наблюдается подобие форм диаграмм ГАЭ в разных полосах частот для отдельно взятой компоненты, например, HI и H4.

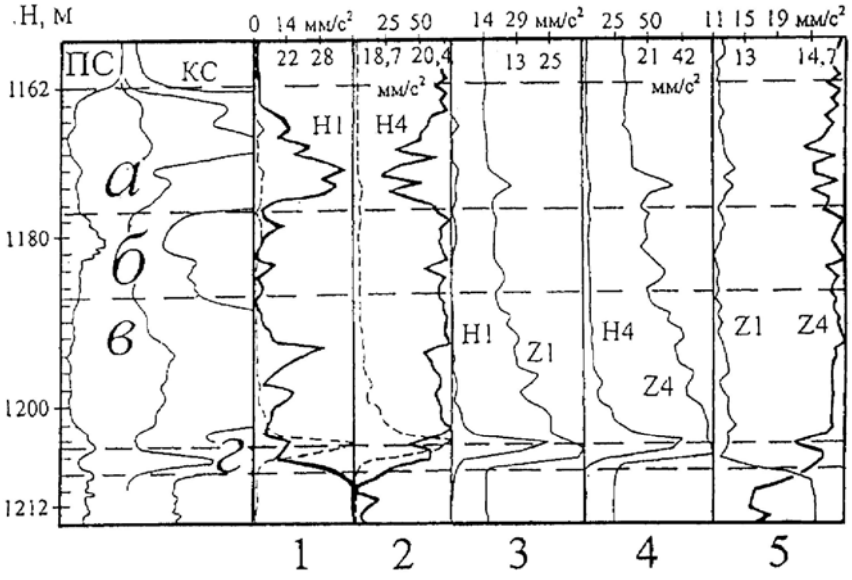


Рис. 1. Результаты исследований геоакустических сигналов в интервале перфорации толщи сеноманских отложений. Скв. 1792, Уренгойское газоконденсатное месторождение. 1 – диаграмма результирующей сигналов HI (0,1 - 0,5 кГц) с горизонтальных счетчиков при статическом (пунктирная линия) и динамическом режимах работы скважины; 2 – то же полоса частот 0,5 - 5,0 кГц; 3 – диаграммы сигналов (0,1 - 0,5 кГц) с горизонтальных HI и вертикального ZI датчиков при статическом режиме работы скважины; 4 – то же, диапазон частот 0,1 - 0,5 кГц; 5 – диаграммы сигналов ZI и Z4 с вертикального датчика при динамическом режиме работы скважины. Интервалы с разными коллекторскими свойствами: а – предельно высокие до высоких; б – низкие и средние; в – высокие; г – предельно высокие (данные «Севергазгеофизика»).

Соотношение между амплитудными уровнями компонент H и Z в данных полосах частот может быть разным, что объясняется особенностями движущего потока.

Распределение акустических сигналов при динамическом режиме работы скважины для компоненты Z показано на рис. 1 в колонке 5. Кривые параметров ZI и Z4 отличаются как по форме, так и по амплитудному уровню акустических сигналов. Один и тот же параметр, например, ZI при статическом режиме, может быть представлен кривой, которая заметно отличается по форме от кривой ZI, зарегистрированной в условиях динамической работы скважины. Таким образом, по данным метода трехкомпонентного геоакустического каротажа при статическом и динамическом режимах работы скважины был изучен профиль протока газожидкостной смеси из интервала перфорации скв. 1792 и показана возможность разделения направлений потоков по компонентам H и Z.

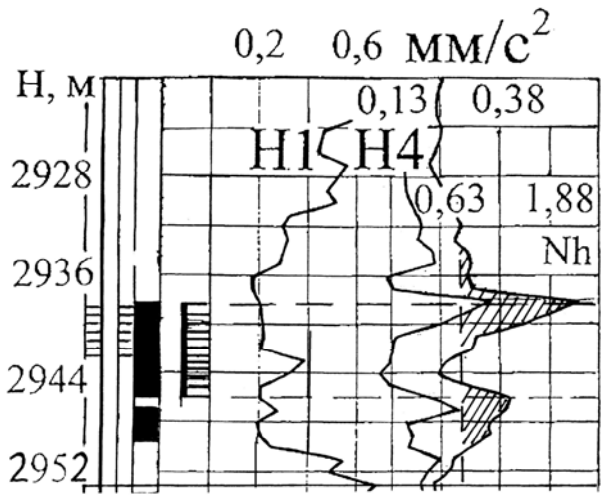


Рис. 2 Изучение профиля притока в интервале перфорации пласта с оценкой характера насыщенности коллектора. Скв. 6443, Уренгойское газконденсатное месторождение.

Исследования в скважине 6443 (рис. 2) проводились для решения следующих задач:
1. определение профиля притока в интервале перфорации продуктивного пласта;
2. оценка на качественном уровне характера насыщенности вскрытого перфорацией пласта;
3. выделение газонасыщенных пластов, не вскрытых перфорацией ниже башмака НКТ.

Для определения профиля притока в интервале перфорации достаточно использовать всего 2 параметра ГАЭ, характеризующие движение флюида и газа из пласта.

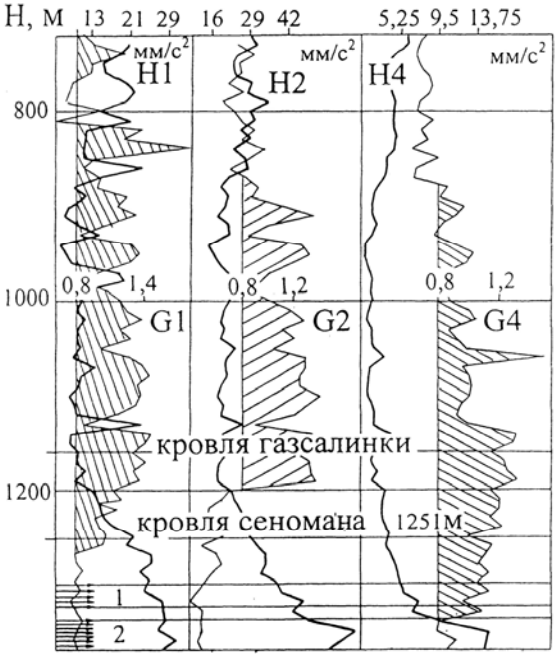


Рис. 3 Изменение параметров H и G в условиях заколонного перетока газа. Скв. 1124, Заполярное месторождение; 1, 2 – интервалы перфорации газонасыщенного пласта–коллектора.

По диаграмме параметра HI отмечается слабое движение флюида (нефть и вода), по параметру H4 в кровельной части данного пласта наблюдается движение нефти с высоким газовым фактором. Итак, в скважину поступает вода и нефть с высоким газовым фактором. Диаграмма расчетного параметра Nh подтверждает этот вывод. Пласт ниже зоны перфорации в интервале глубин 2946,8 - 2949,0 м выделяется как нефтенасыщенный (Nh = 1,2) со слабым значением флюида по горизонтали. Поступление нефти из этого интервала по заколонному перетоку в подошвенную часть проперфорированного нефтяного пласта (2938,0 - 2949,6) прослеживается по возрастанию значений Nh.

Распределение информативных параметров H и G в условиях заколонного перетока газожидкостной смеси рассмотрим на примере результатов исследований ГАЭ в скв. 1124 Заполярного месторождения. Если обратить внимание на форму кривых HI, H2, H4 и GI, G2,

G4 (рис. 3), то можно заметить, что с уменьшением аномальных значений параметра H, характеризующего наличие движения по горизонтали, начинает возрастать величина параметра G, ответственного за вертикальное движение газожидкостной смеси. Когда параметр G = Z/H в полосах частот 100-500 Гц (G1), 500-5000 Гц (G2) и 2500-5000 Гц (G4) превышает некоторое граничное значение (0,8), можно выделять заколонный переток, интенсивность которого на качественном уровне будет определяться величиной параметра G.

Исследования в скважине Восточная Полтава – 12 (Украина) показали, что ниже глубины примерно 2400 м выделяется, по крайней мере, до отметки 3600 м аномалия геоакустических сигналов в области высоких частот (параметры H4 и Z4, 3,0 - 5,0 кГц), которая обусловлена присутствием газа (рис. 4а). Подтверждением наличия данной аномальной зоны, связанной с газоносностью геосреды, могут служить аномалии параметров Nh и Nz, указывающие на долю высокочастотных сигналов в интегральном уровне регистрируемых геоакустических сигналов (рис. 4б).

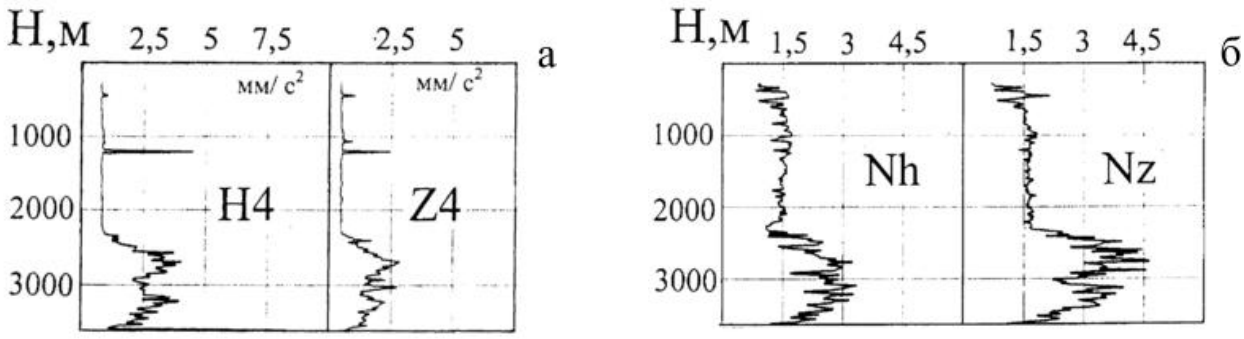


Рис. 4 Диаграммы распределения измеренных (а) и расчетных (б) параметров трехкомпонентного геоакустического каротажа в скв. Восточная Полтава – 12 (Украина).

Для исследований в скважинах Астраханского газоконденсатного месторождения был разработан автономный вариант скважинной аппаратуры, опускаемой в скважину на проволоке. Аппаратура позволяет в течение 6 часов автономно регистрировать геоакустические сигналы на глубинах более 3000 – 4000 м при температуре до 130º С.

После подъема автономного скважинного прибора и увязки глубин данные представляются в виде LAS – файлов и подвергаются обработке с последующим выводом графиков (диаграмм).

Из коммерческих соображений проиллюстрировать результаты измерений не представляется возможным. Тем не менее, задача поиска источников затрубного давления газа с применением данного метода решается успешно. Попутно оцениваются на качественном уровне герметичность пакеров, профиль притока газа при статическом и динамическом режимах работы скважины, а также перспективные интервалы небольших по мощности не вскрытых перфорацией газонасыщенных пластов-коллекторов.

Особенностью метода является его высокая чувствительность к процессам газовыделения из пластов пород. В пластах-коллекторах высокой проницаемости, когда фильтрат бурового раствора проникает в пласт на большую глубину (1- 4 м), вследствие чего стандартный метод бокового каротажного зондирования (БКЗ) в силу его ограниченной глубинности указывает на воду, оценка газонасыщенности пласта становится проблематичной. Трехкомпонентный геоакустический каротаж обнаруживает даже слабое движение газа, выражающееся в присутствии высокочастотных всплесков сигналов в области высоких частот. Таким образом, данный метод, оснащенный соответствующим программно-аппаратурным комплексом успешно решает ряд задач по контролю за эксплуатацией газовых скважин.

НОВЫЙ АЛГОРИТМИЧЕСКИЙ БАЗИС ТЕХНОЛОГИИ ВЕКТОРНОГО СКАНИРОВАНИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г.

Горный институт УрО РАН, Пермь

dolgal@mi-perm.ru

Одно из направлений в интерпретации геофизических методов, использующих потенциальные поля (прежде всего, гравитационное и магнитное), связано с попытками получения послойного распределения физических свойств горных пород. Достоверное разделение источников полей в пространстве при использовании минимума априорной информации о геологической среде с теоретических позиций принципиально невозможно. Тем не менее, необходимость построения трехмерных распределений плотности и намагниченности пород диктуется практикой геофизических работ, усложнением геологических задач, высокой степенью освоения ресурсов и т.д. Поэтому, учитывая известные теоретические ограничения, используя некоторые свойства потенциальных полей и априорную геологическую информацию, в последние годы интенсивно создаются принципиально новые методы интерпретации полей, имеющие цель построение трехмерной модели строения геологической среды, адекватной наблюденному полю и имеющейся априорной информации. К таким методам относятся интерпретационная томография [1], частотная селекция [3, 7], корреляционное зондирование [5], компенсирующая фильтрация [4, 11], методы, основанные на аналитическом продолжении полей [2, 6], способ послойного определения плотности [12] и др.

В начале 80-х годов прошлого столетия в Горном институте УрО РАН под руководством проф. В.М. Новоселицкого [8-10] при доказательстве устойчивости вычисления горизонтальных векторов в треугольном полигоне заложены основы метода векторного сканирования, реализованного в компьютерной системе VECTOR. Эффективность системы подтверждена многочисленными результатами ее практического использования при решении широкого круга геологических задач, в том числе при поисках и разведке месторождений углеводородов. Практика подтверждает повышенную разрешающую способность технологии VECTOR по сравнению с традиционными методами линейной трансформации гравитационного и магнитного полей.

На начальной стадии обработки по нерегулярной сети пунктов, распределенных в области $D: x_1 \le x \le x_2,\ y_1 \le y \le y_2$, в которых проведены измерения анализируемого поля V, выполняется триангуляция - строится система многократно перекрывающихся треугольников, в центрах пересечения медиан которых устойчиво определяются значения ортогональных составляющих горизонтального градиента V_x и V_y. Затем осуществляется векторное усреднение градиентов в скользящих окнах различного размера $L^1, L^2, ..., L^N$; исключение фоновой составляющей поля (в случае необходимости); вычисление разностей $\mathbf{V}_x^k$ и $\mathbf{V}_y^k$ между градиентами исходного поля и их усредненными значениями; численное интегрирование полученных дискретных значений $V^k = \iint_D \mathbf{V}_s^k \, dxdy$, где $\mathbf{V}_s^k = \mathbf{V}_x^k + \mathbf{V}_y^k$ - вектор полного горизонтально градиента, $1 \le k \le N$.

Полученные результаты – составляющие поля $V^1, V^2, ..., V^N$ отождествляются с аномальными эффектами, обусловленными объемами геологической среды, ограниченными поверхностью Земли и некоторыми последовательно возрастающими эффективными глубинами $h_{эф}^1, h_{эф}^2, .., h_{эф}^N$. Соответственно, составляющая поля ΔV^k, обусловленная влиянием *k*-го горизонтального слоя с кровлей, находящейся на глубине $h_{эф}^{k-1}$ и подошвой, находящейся на глубине $h_{эф}^k$, определяется выражением $\Delta V^k = V^k - V^{k-1}$.

Предлагается реализовать процесс векторных преобразований потенциального поля V с целью выделения составляющих ΔV^k, $1 \le k \le N$, на основе аналитической истокообразной аппроксимации либо горизонтальных градиентов V_x, V_y, либо непосредственно самих значений V. С последним вариантом постановки задачи приходится сталкиваться достаточно часто при проведении зонально-региональных геофизических работ, при совместном использовании в процессе интерпретации данных современных полевых гравиметрических работ и материалов площадных геофизических съемок прошлых лет.

Аналитическая аппроксимация сводится к определению физических параметров системы сингулярных источников, расположенных под каждой точкой задания поля, которая создает поле, практически тождественное (ε-эквивалентное) исходному. В вычислительном плане данная задача представляет собой решение системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), которая в матричной форме записывается следующим образом: $\mathbf{Ax} = \mathbf{W}$, где $\mathbf{x}$ - неизвестные физические параметры источников (масса *m* или намагниченность *J*); $\mathbf{A}$ - коэффициенты, определяющие аномальный эффект источников при *x* = 1 (например при использовании источников в форме шара для гравитационного поля Δg: $A = (\zeta - z) \Big/ \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2)^3}$, где ξ, η, ς - координаты центра шара); $\mathbf{W}$ - значения V, или V_x, или V_y.

Допустим, что в результате решения СЛАУ подобраны параметры источников, создающие поле $\mathbf{W}^*$, удовлетворяющие условию $\left\| \mathbf{W} - \mathbf{W}^* \right\|_{L_2} \le \varepsilon$, где ε - величина, сопоставимая с точностью задания поля $\mathbf{W}$. Тогда, как доказано В.И. Ароновым, в любой произвольно выбранной точке *P* пространства, расположенной выше сингулярных источников, будет выполняться условие $\left| \partial^{l+m+n} W(P) \big/ \partial x^l \partial y^m \partial z^n - \partial^{l+m+n} W^*(P) \big/ \partial x^l \partial y^m \partial z^n \right| < \delta_{l+m+n}$, причем при $\varepsilon \to 0$, $\delta_{l+m+n} \to 0$. Следовательно, при построении истокообразной аппроксимации поля V обеспечивается оптимальное по точности восстановление значений горизонтального градиента поля V_s на любой вышележащей (по отношению к источникам) поверхности *S*.

Таким образом, можно провести вычисление значений горизонтальных градиентов V_x и V_y на различных уровнях $H^1, H^2, .., H^N$, а затем проводить вычисление составляющей поля от горизонтального слоя ΔV^k, ограниченного глубинами $h_{эф}^{k-1}$ и $h_{эф}^k$ по формуле $\Delta V^k = \iint\limits_D \left[(\mathbf{V}_x^{H_1} - \mathbf{V}_x^{H_2}) + (\mathbf{V}_y^{H_1} - \mathbf{V}_y^{H_2}) \right] dxdy$, где верхние индексы отвечают высотам, на которых определено пространственное распределение горизонтальных градиентов $H_1 = h_{эф}^{k-1}$ и $H_2 = h_{эф}^k$, $H_1 < H_2$.

Пересчет потенциального поля на высоту H в спектральной области близок усреднению в скользящем окне с радиусом $R \approx 3.5H$. Однако операция пересчета поля в верхнее полупространство, в отличие от усреднения, характеризуется отсутствием резонансных явлений и при определенных параметрах весьма близка к оптимальной фильтрации (фильтр Колмогорова – Винера).

Новая вычислительная схема характеризуется рядом преимуществ перед ранее использованным алгоритмом:

- используется оптимальное по точности восстановление значений горизонтальных градиентов анализируемого поля $\mathbf{W}$ в верхнем полупространстве;
- исключается влияние разновысотности точек измерений на величину горизонтальных производных V_x и V_y;
- осуществляется эффективная фильтрация помех негармонического характера;

• выполняется строгий аналитический учет различий в уменьшении амплитуды гравитационных и магнитных аномалий по мере удаления от источников;

• отсутствуют искажения трансформант (рис. 1), связанные с использованием преобразований поля в скользящих окнах (явление Гиббса, краевые эффекты);

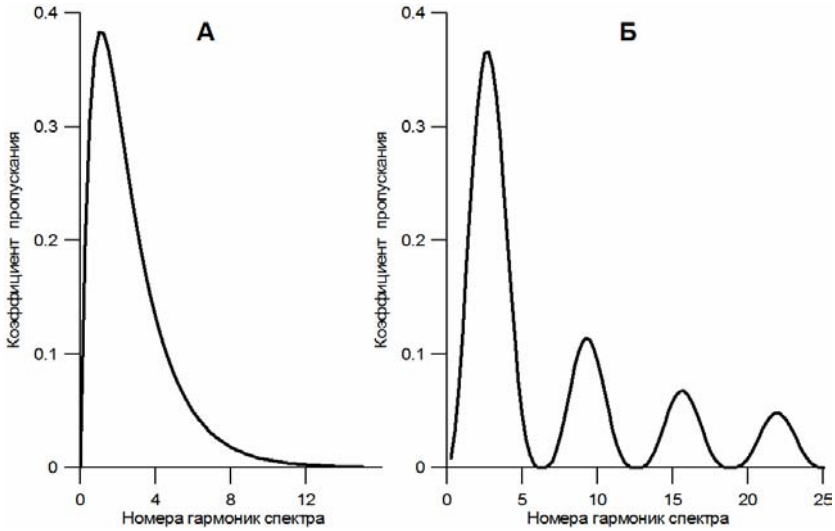


Рис. 1. Частотные характеристики преобразований, использующихся при выделении эффекта ΔV^k от слоя: А – методом пересчета на высоту; Б – методом усреднения в скользящем окне

• разделение аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ на составляющие происходит с учетом направления вектора нормального магнитного поля Земли;

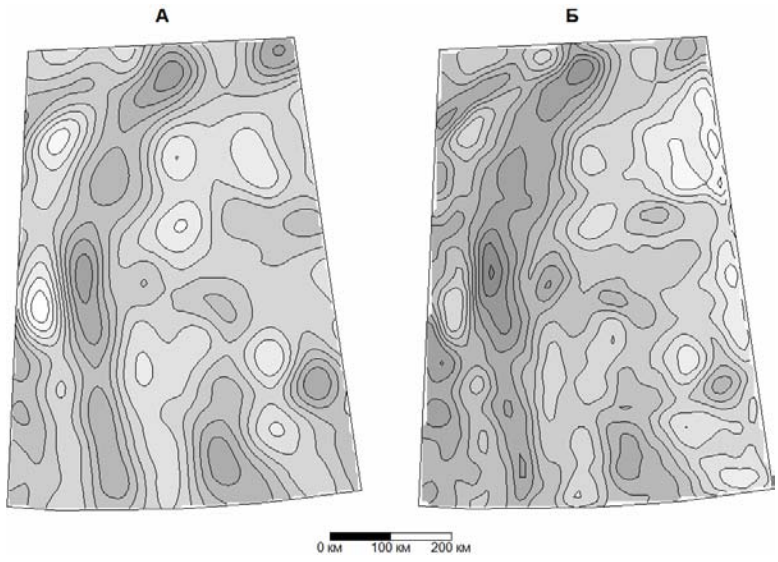


Рис. 2. Разностные аномалии поля силы тяжести северо-западной части Сибирской платформы, вычисленные: А – программой «ВЕКТОР» при k=0.3 и k=0.1; Б – пересчетом на высоты H_1=15 км и H_2=30 км

• имеется возможность контроля точности численного интегрирования при восстановлении поля по значениям горизонтальных градиентов;

• обеспечивается возможность одновременной обработки больших массивов информации (~10^5- 10^6 точек задания поля).

Новая аппроксимационная модификация системы «ВЕКТОР» реализована в виде соответствующей программы и используется для решения практических задач (рис. 2). Дальнейшее развитие представленного подхода может идти в направлениях использования при разделении полей всех трех составляющих вектора градиента V_x, V_y, V_z и различных производных более высоких порядков (вплоть до тензорных компонент). Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-96011).

Литература:

1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар.семинара им.Д.Г.Успенского, М., ОИФЗ РАН, 2004, с.11.

2. Баньковский М.В., Полухтович Б.М., Гейхман А.М. Изучение глубинного строения и перспектив нефтегазоносности восточной части Преддобружинского прогиба и прилегающей акватории Черного моря по данным метода квазиэкстремумов квадратичного функционала /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 17-18.

3. Довбнич М.М. Опыт построения 3D плотностных моделей на основе частотной селекции гравитационного поля / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар.семинара им.Д.Г.Успенского, М., ОИФЗ РАН, 2004, с.24-25.

4. Лебедев А.Н., Петров А.В. Корреляционное зондирование геополей /Известия вузов, №3, 2001.

5. Липилин А.В., Никитин А.А., Черемисина Е.Н. Проблемы комплексной интерпретации геофизических данных по региональным профилям и пути их решения / Геофизика, №4, 2002, с. 3-6.

6. Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л. О разделении источников гравитационного поля по глубине/ Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле РАН" № 1(20)'2002. www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-7.htm#begin

7. Мусебов Н.И., Целомудрова М.И., Голева Р.В. Методика глубинного гравиметрического зондирования и ее возможности в решении прогнозно-поисковых и экологических задач // Геофизический вестник №10, ЕАГО, 2004, с.9-12.

8. Новоселицкий В.М. Интерпретация гравитационных аномалий в условиях латерального изменения плотности осадочных толщ. Дисс. ... уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Пермь, 1975. – 368 с.

9. Новоселицкий В.М., Бычков С.Г., Чадаев М.С., Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. Основные технологии векторной обработки и интерпретации гравитационных и магнитных полей /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 28-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 71-72.

10. Новоселицкий В.М., Маргулис А.С., Чадаев М.С. Использование гравиметрической градиентной съемки для локализации плотностных неоднородностей / Геофизические работы при региональных и геологосъемочных исследованиях на Урале. Свердловск, 1989. С 33-35.

11. Петров А.В. Алгоритм адаптивной компенсирующей фильтрации потенциальных полей /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 89-90.

12. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности по гравитационным аномалиям, на примере профиля Свободный – Комсомольск-на-Амуре – м.Сюркум /Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 96-98.

АЭРОТЕХНОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ ПО МАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Нульман А.А., Коптева Р.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

nulm@list.ru

Атмосферные примеси – важнейший компонент природной среды. Атмосферная эмиссия имеет как космические, так и земные источники и может вызывать широкомасштабные изменения среды обитания. Среди твёрдых примесей земного происхождения приблизительно в равных долях присутствуют антропогенные и природные [2]. По своему генезису атмосферные примеси подразделяются на высоко- и низкотемпературные. При высокотемпературных процессах происходит преципитация из расплавов. Это характерно для частиц вулканического и космического происхождения, а также для техногенных частиц, образующихся при переплавке минерального сырья и твёрдого и жидкого топлива. Общая особенность этих частиц – сферическая форма и рыхлая пористая структура [3, 4, 5]. Они в большинстве своём содержат железо и другие тяжёлые металлы и обладают высокой магнитностью. К низкотемпературным процессам, являющимся источниками аэрозолей, относятся процессы выветривания горных пород, почвообразования, испарения, химических реакций в атмосфере, а также процессы механического разрушения различных конструкционных материалов. Частицы низкотемпературного генезиса, также содержат железо и тяжёлые металлы, в том числе в сильномагнитных формах.

Для установления источников атмосферной эмиссии, а также особенностей трансформаций природной среды в результате загрязнения атмосферного воздуха необходима информация об атмосферных примесях на больших территориях, что требует применения оперативных и малозатратных методов. Использование точечных анализов атмосферного воздуха для получения подобной информации нереально из-за чрезвычайно высоких затрат. Информацию о присутствии примесей в атмосфере можно получить на основании расчётов, в которых в качестве исходных данных используются параметры атмосферных выпадений, собранных на планшетах. Кроме того исследования атмосферных выпадений дают информацию об аэрогенном воздействии на почвы и водоёмы. В зависимости от конкретной задачи применяются искусственные планшеты или в качестве планшетов используются природные среды – хвоя, листва и кора деревьев, лесной опад, лесная подстилка, верхние слои почвы, снег. Эти среды депонируют атмосферные выпадения в течение различных временных периодов, и анализ загрязнителей, собранных на них, позволяет получать информацию как о поступлении загрязнителей на земную поверхность, так и о наличии примесей в атмосфере. Поскольку в атмосферных выбросах любого генезиса всегда присутствует сильномагнитный компонент, недеструктивные, оперативные и высокоточные магнитные методы эффективны для изучения особенностей поведения атмосферных примесей.

Планшеты депонируют не только первичные выпадения, но и педогенную пыль, а также атмосферные примеси, выпавшие на земную поверхность в предшествующие периоды и поднимаемые с земной поверхности местными мелкомасштабными воздушными потоками (вторичные выпадения). Фундаментальный аспект содержится в проблеме первичных выпадений, тогда как вторичные представляют интерес для решения медицинских и социальных проблем урбанизированных территорий. Выделить первичные выпадения позволяет использование в качестве планшета снежного покрова, поскольку при достаточно длительном устойчивом снежном покрове вторичная составляющая пренебрежимо мала.

Диагностика генезиса атмосферных примесей представляет сложную фундаментальную проблему. Наиболее актуальна диагностика высокотемпературных аэрозолей. С этой целью исследуют минеральные частицы известного генезиса, в частности, вулканогенные и космогенные [4, 5]. Определённой информативностью могут обладать результаты исследования техногенных высокотемпературных аэрозолей известного

источника. Последние важны также и для решения прикладных задач, связанных с техногенной трансформацией природной среды. Применение магнитных методов может дать существенную информацию для диагностики генезиса атмосферных примесей.

Экспериментальная база для магнитоэкологических исследований в Институте геофизики УрО РАН была заложена профессором Н.А. Ивановым, а в дальнейшем член-корреспондентом РАН В.И. Уткиным. Ключевую роль в организации работ сыграл И.И. Глухих. Измерения дифференциальных магнитных моментов образцов различных компонентов природной среды проводятся с помощью моста для измерения анизотропии магнитной восприимчивости Kappabridge KLY-1 фирмы "Geofizika" и отечественного прибора ИМВО. Разработана система калибровки [1], позволившая устранить присущую индукционным измерителям магнитного момента нестабильность чувствительности. Чувствительность измерений дифференциальных магнитных моментов для цилиндрических образцов объёмом ≤40 $см^3$ составляет 10^{-13} $м^3$ и для образцов объёмом ≤400$см^3$ – $10^{-11}м^3$. Погрешность относительной калибровки ≤ ±0.1%.

Средний Урал представляет собой уникальный регион для исследований аэрозолей. Здесь сочетается наличие старопромышленных территорий и территорий, находящихся под влиянием современных мощных источников атмосферной эмиссии различной природы. При этом представлены зоны с комбинированным воздействием разных источников и зоны, где действуют моноисточники загрязнения. В то же время можно обнаружить участки, достаточно удалённые от источников атмосферной эмиссии. Таёжная климатическая зона позволяет проводить исследования в лесных массивах, следовательно, использовать естественные планшеты, а низкогорный рельеф выбирать участки с определёнными особенностями распределения осадков. Наличие устойчивого снежного покрова в течение пяти зимних месяцев позволяет исследовать первичные атмосферные выпадения.

Исследования проводятся на полигоне протяжённостью ≈ 100 км на запад от г. Екатеринбурга, включающем юго-западную часть г. Екатеринбурга и северную часть г. Ревда (промзона). Протяжённость полигона в меридиональном направлении ≈ 30 км. Пункты наблюдений расположены в лесных массивах в разной степени антропогенно-преобразованных, а также в городских парках. Полигон включает зоны аэрального загрязнения от различных антропогенных источников. Источники низкотемпературных аэрозолей – предприятия по вторичной переработке и обработке металлов и транспорт. Высокотемпературные антропогенные аэрозоли поступают в атмосферу с газопылевыми выбросами энергетических установок и котельных, работающих на твёрдом и жидком топливе, а также с выбросами медеплавильного завода.

К настоящему моменту на полигоне закреплено по системе GPS 175 постоянных пунктов наблюдений. Регулярный отбор проб природных сред начат в 1997 году с ежегодными повторами в большинстве пунктов, включая 2006 г. Работы проводились на полевой базе и с участием сотрудников Института экологии растений и животных УрО РАН. К настоящему времени собрана коллекция проб лесного опада, лесной подстилки, почвы и твёрдой фракции талого снега с размерами частиц >1 мкм. Пробы исследованы с применением недеструктивных методов. Для проб твёрдой фракции талого снега определены масса m_{dust} [кг] и дифференциальные магнитные моменты dM/dH [$м^3$] пылевой фракции. При отборе проб фиксирована масса m_{snow} [кг], площадь отбора S [$м^2$] и время с начала снегостава до момента отбора проб t [сутки]. Для проб лесного опада, лесной подстилки и почвы определена удельная магнитная восприимчивость χ [$м^3$/кг].

На полигоне проведены работы по разработке магнитных методов для оценки ряда параметров аэрогенного загрязнения среды обитания. В качестве базового параметра, характеризующего первичное аэрогенное загрязнение земной поверхности, введена поверхностная плотность магнитных загрязнителей, представляющая собой дифференциальный магнитный момент пыли, выпавшей на единицу земной поверхности в зимний период Q_{fM}=dM/dH/S [м]. По физической природе параметр Q_{fM} близок к объёмной магнитной восприимчивости. Параметр Q_{fM} определён для пылевой фракции >1 мкм. Значения Q_{fM} определены для зимних периодов 1997 – 2006 гг. При изучении

пространственного распределения параметра Q_{fM} на полигоне выделены зоны с различными особенностями. К зоне высоких знакопеременных градиентов отнесена территория протяжённостью 4.5 км в западном и ≈15 км в восточном направлении, охватывающая Ревдинский промузел, а также полосовые аномалии шириной ≈ 150 м вдоль автомагистралей и железных дорог. В этих зонах параметр Q_{fM} достигает экстремальных значений. Далее по мере удаления от этих центров расположены зоны относительно низких слабо изменяющихся градиентов, в которых наблюдаются повышенные значения параметра Q_{fM}, постепенно снижающиеся с расстоянием и слабо варьирующие сообразно рельефу. Зона минимальных значений Q_{fM} протяжённостью 5 км расположена на западной окраине полигона вне зон влияния антропогенных источников. В этой зоне параметр Q_{fM} варьирует, по-видимому, в зависимости от рельефа.

Из параметра Q_{fM} вычислена магнитная пылевая нагрузка $P_M = Q_{fM}$ /t [м/сутки], характеризующая интенсивность первичного аэрогенного загрязнения земной поверхности. Исследована связь параметра P_M с химическим составом атмосферных выпадений. Из всей совокупности значений P_M составлена выборка, содержащая 39 значений, представляющих зоны влияния основных источников аэротехногенного загрязнения полигона, а также зоны, удалённые от этих источников. Для включённых в выборку проб в твёрдой фракции талого снега определены количества меди, свинца, цинка, железа, марганца, титана, никеля, хрома, кадмия и вычислены значения суммарных показателей нагрузки этих металлов Z_P. Химические анализы проведены в Институте высокотемпературной электрохимии УрО РАН методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Суммарный показатель нагрузки металлов Z_P представляет собой сумму превышений масс металлов-загрязнителей, выпадающих на единицу земной поверхности в единицу времени

$$Z_P = \sum_{i=1}^{n} K_{Pi} - (n-1),$$

где $K_{Pi} = P_i / P_{\phi i}$ – коэффициент относительного увеличения нагрузки i-того элемента, P_i – нагрузка i-того элемента в исследуемом пункте, $P_{\phi i}$ – нагрузка i-того элемента в фоновой зоне, n – число учитываемых элементов [6]. Установлена линейная связь между значениями относительного увеличения магнитной нагрузки в выборке и суммарным показателем нагрузки Z_P девяти тяжёлых металлов – меди, железа, цинка, свинца, марганца, хрома, никеля, титана и кадмия.

Таким образом, установлено, что для атмосферных выпадений различного генезиса (низко- и высокотемпературных) с определённой степенью приближения существует унифицированная связь между суммарными содержаниями тяжёлых металлов и объёмной магнитной восприимчивостью.

На основании установленной корреляции между параметрами P_M и Z_P разработан способ определения суммарного показателя аэрогенной нагрузки металлов на окружающую среду. Способ позволяет на основании измерений магнитной пылевой нагрузки определять суммарные показатели нагрузки металлов, поступающих с пылевой фракцией > 1 мкм. Метод применим для определения суммарных показателей нагрузки металлов, поступающих с первичными атмосферными выпадениями на территориях с высокой степенью урбанизации. Построена карта распределения параметра Z_P для северо-западной части г. Ревда и прилегающих к ней лесных массивов.

В зонах влияния высокотемпературных источников основными загрязнителями атмосферы являются пылевые соединения тяжёлых металлов в сочетании с сернистым ангидридом. Массовая концентрация загрязнителей в воздухе рассчитывается на основании концентрации в снеге [7]. Поэтому массовая магнитная концентрация (удельная магнитная восприимчивость χ_{dust}) первичных атмосферных выпадений может быть рассчитана на основе массовой концентрации магнитных загрязнителей в воздухе. Исследовалась возможность использования этой характеристики в качестве индикатора загрязнения воздуха в зонах влияния высокотемпературных источников. Исследование проведено на участке полигона, расположенном в зоне, где моноисточником аэрального загрязнения является Среднеуральский медеплавильный завод. В этой зоне Институт экологии растений и

животных УрО РАН проводил экологическую диагностику [8]. Трансформации разных компонентов среды оценивались по трёхступенчатой системе. Наиболее близкая к источнику зона – техногенная пустыня, полностью лишённая высшей растительности и почвы. Далее расположена импактная зона, характеризуемая ярко выраженной патологией экосистемы. Наиболее слабая трансформация экосистемы наблюдается в буферной зоне, где обнаруживаются значимые изменения, не достигающие патологического уровня.

Для магнитных исследований был выбран участок, расположенный в буферной зоне, которая была определена по изменениям в сообществах эпифитных лишайников, чувствительных к загрязнению воздуха сернистым ангидридом и металлами. В большей части этой зоны не обнаружено значимых поражений других экосистем. Участок расположен в наиболее сниженной полосе Среднего Урала между горой Белой и Шайтанским Увалом на расстояниях 9.7 – 4.8 км от источника эмиссии в наветренном направлении в зоне относительно низких градиентов параметра Q_{fM} постоянного знака. Расположение участка между двумя горными хребтами и относительно небольшая его протяжённость (5 км) обеспечило постоянство состава атмосферных примесей, связанных с региональным загрязнением [7]. Удельная магнитная восприимчивость атмосферных выпадений $\chi_{dust}=dM/dH/m_{dust}$[м^3/ кг], характеризующая концентрацию сильномагнитных частиц, определена по результатам опробований 1997, 2003 и 2004 гг. По результатам 10 определений в пяти пунктах магнитная восприимчивость варьирует относительно среднего значения с коэффициентом вариации v= ±0.17 и превышает значения в зоне минимального загрязнения в среднем в 4 раза.

Таким образом, установлено, что в зоне влияния высокотемпературного источника удельная магнитная восприимчивость первичных атмосферных выпадений является чувствительным индикатором, надёжно фиксирующим слабое загрязнение воздуха.

Литература:

1. Нульман А.А., Уткин В.И. Калибровочные образцы для измерений индукционного магнитного момента. // Измерительная техника, 2000, №1. С.52-54.
2. Матвеев Л.Н. Курс общей метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 640с.
3. Лисицин А.П. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974, 440с.
4. Антипин В.С., Язев С.А., Перепелов А.Б. и др. Висимский метеорит (25 сентября 2002 года) – результаты комплексных исследований // Геология и геофизика, 2005. Т.46, №10. С.1050-1064.
5. Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник ЛЗАУНЦ. Науки о Земле, 2003, №1. С.135-140.
6. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 336с.
7. Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 181 с.
8. Воробейчик Е.Л., Садыков О.Ф., Фарафонтов М.Г. Экологическое нормирование техногенных загрязнений наземных экосистем. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 280с.

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ МОДЕЛЕЙ СОВРЕМЕННОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Овчаренко А.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

ark-ovcharenko@yandex.ru

Реконструкция деформационного процесса во времени и в пространстве принципиально невозможна без создания некоторой модели явления. Трудности с выявлением природной динамики деформаций затрудняют создание надежных прогностических моделей сейсмичности и развития других опасных геодинамических явлений. Для многих регионов с высокой геотектонической и сейсмической активностью такая проблема жизненно важна. Не менее важна она и для Уральского региона, в котором техногенная нагрузка на геологическую среду очень высока и кроме того, регион насыщен большим числом опасных производств и объектов. При создании моделей процесса современного деформирования земной коры необходимо решать ряд системно сложных задач. А именно: формирование информационной основы или базы данных моделирования; создание физико-математической основы и программных средств моделирования, которые адекватны сложности процесса; собственно моделирование или решение серии обратных задач по определению неизвестных параметров модели, всестороннее изучение созданной модели и оценка ее соответствия природному процессу, в том числе с применением средств динамической визуализации. И, наконец, как основная цель моделирования, прогнозирование процесса и изучение по модели возможных следствий для возникновения потенциально опасных геодинамических явлений. Информационную основу моделирования процессов современного деформирования земной коры составляют данные комплексного геодинамического мониторинга, который можно подразделить на прямой и косвенный. При моделировании используются также разнообразные вспомогательные картографические данные и числовые модели (дневной рельеф, потенциальные поля и геологические структурные поверхности, гидрография, населенные пункты, горно-рудные предприятия, важные технические сооружения и объекты). Геодинамический мониторинг на протяжении почти двух столетий накопил большой объем разнообразных данных, которые отличаются как измеряемыми физическими характеристиками, так и точностью, дискретностью наблюдений, сетями наблюдений, форматами регистрации и хранения. Данная информация рассеяна по многочисленным публикациям и специализированным базам данных. Поиск, сбор данных и приведение их к форматам для моделирования представляют трудоемкую, но обязательную задачу. В таблице 1 приведены как прямые, так и косвенные, данные геодинамического мониторинга, которые используются нами при моделировании процессов деформирования земной коры, в том числе по Уральскому региону.

Данные геодинамического мониторинга,
применяемого при моделировании современных деформаций земной коры

Таблица 1

Метод мониторинга	Период наблюдений и дискретность	Оценка точности параметров	Примечания
Методы прямого мониторинга деформаций			
Global Network GPS (смещения Lon, Lat, Rad) URL=http://milhouse.jpl.nasa.gov /series.html	1992-1998-2007… каждые сутки (час, 15 мин)	0.14 mm/yr -lat 0.4 mm/yr -lon 0.88 mm/yr-rad	ARTU, SELE, POL2, KIT3, ZECK, ZWEN, MDVO, NRIL, NVSK, CHUM и др.
Local Network GPS (компоненты скорости горизонтальных смещений)	1992-2007… 1-3 раза в год (перманентно 5-15 сек)	Для гориз. смещений 5-15 мм/yr	Репера по Северному Тянь-Шаню (>500) и единичные репера (ИГД) по Уралу

Кварцевые деформографы	1979-2007 1 час	10^{-9}	Ст.: Медео, Талгар, Бишкек, Курты, Тургень
Светодальномерные наблюдения на поверхности и в горных выработках	Непрерывно 1 час 1 мин	μ	Выполнялись на Урале эпизодически (данные не найдены)
Геодезические наблюдения по сетям триангуляций	1940-1991 1 раз в 20-30 лет	?	ГУГК-Уралаэрогеодезия
Горно-инструментальные измерения в шахтах	До 2000 г 1-4 раза в год	?	ИГД УрО РАН (напряжения)
Наклономерный мониторинг	1 -2 часа	30″	Ст. Кунгур (архив ИГФ)
Многократные нивелировки	5-20 лет	0.5 мм	Карта и репера эпохи 1988 г
Мониторинг сверхдлинных баз VLBI	Год/Сутки/ час	1-5 мм	Для Урала отсутствуют
Методы косвенного мониторинга деформационного процесса			
Непрерывный мониторинг уровня моря (PSWL) URL=http://www.nbi.as.uk/psmsl/sea_level.html	(1900)-2000 каждые сутки и среднее за месяц Длиннопериодические вариации уровня моря с обратным знаком могут быть приняты за вертикальные движения уровня станции	Точность определения длинно периодических колебаний уровня моря условно оценена в 0.5 см	Для Урала Учтены данные по 25 станциям морей Северного Ледов. океана (Русская гавань и др. 1950-2000) и ст. Каспийского моря
Выборочные данные из каталогов IRIS, NEIS Исторический региональный каталог Инструментальный каталог KNDC 2001-2007	1900-1963 1963-1978 1978-2001 2001-2007	До 1963 г ±30 км Глубина ± 5 км После 2001 Координаты ±2-5 км, Глубина ±1 км	По Уралу данные до 2001 неполные и менее надежные. Имеются также каталоги горных ударов
Сейсмоакустический мониторинг в скважинах	1995-2000	Условная точность Имп./мин	эпизодические данные по отдельным скв.
Газогеохимический мониторинг в скважинах и шпурах	1995-2007	Условная точность В 1-5 %	эпизодические данные по отдельным скв.
Гидрогеологический мониторинг уровня воды в скважинах	1980-2007	5 см	Служба мониторинга действует
Мониторинг вариаций гравитационного и магнитного поля	Систем. данных по вариациям гравитационного поля нет	Микрогаллы 0.1 нТл	Карты векового хода магнитного поля для нескольких эпох

Основной объем информации для определения амплитудных параметров модели поставляют сети непрерывного GPS-мониторинга и локальные сети, а также деформометрические сети. Важное значение сохраняют карты повторных нивелировок. Информация для определения кинематических параметров поставляется главным образом сейсмологическим, гидрогеологическим и перманентным мониторингом GPS. В 2007 были выполнены высокоточные GPS-определения координат примерно 30 пунктов для Среднего Урала, которые в дальнейшем будут служить основой для локальной сети GPS с дискретным опросом 1-2 раза в год. Определение некоторой универсальной физико-математической

основы для моделирования процессов деформирования земной коры представляет многоаспектную проблему весьма далекую от полного разрешения. В настоящее время более уместно говорить о моделировании в рамках того или иного направления и в рамках тех или иных гипотез и допущений. Так в работах [1-9] развивается подход, основанный на формальном описании процесса квазиупругого деформирования полупространства семейством некоторых динамических функций. В рамках такого подхода проблема моделирования формулируется и решается, как некоторая нелинейная оптимизационная задача по определению семейства неизвестных параметров модели. С применением определенной декомпозиции такая проблема сводиться к решению двух более простых проблем, а именно, частной обратной нелинейной задачи по определению так называемых кинематических параметров модели и обратной линейной задачи по определению амплитудных параметров модели. Применяемая декомпозиция проблемы позволяет на первом этапе использовать многочисленные данные косвенных методов геодинамического мониторинга, которые отражают только кинематическую картину процесса деформирования, но не позволяют прямо и достоверно судить об истинных амплитудах деформационного процесса. Для решения второй задачи используются исключительно инструментальные данные изучения динамических деформаций. Сводки формул для описания различных характеристик тензора динамического деформирования приведены нами, например, в работах [1,2,4,9]. В настоящее время наиболее полно проработаны и исследованы вопросы моделирования с применением семейств аппроксимирующих функций для плоских и сферических деформационных фронтов [1,2], а также семейств сферических динамических деформаций [5]. Видимо, в настоящее время можно ставить и решать более сложные обратные задачи для семейств плоских и сферических фронтов, которые ограничены по простиранию и глубине. Программно-алгоритмический аспект проблемы моделирования состоит в том, что при создании системно-сложных моделей невозможно обойтись какой-то одной, даже очень сложной, программой или пакетом программ. В процессе исследований и моделирования необходимо формировать и творчески использовать довольно сложную программную среду, которую принято именовать интегрированной средой обработки. В интегрированную среду обработки и моделирования входят разнообразные текстовые и табличные редакторы, офиссные средства, трансляторы для языков высокого уровня, стандартизированные средства графического представления и визуализации, средства удаленного доступа, GIS-технологии для формирования и использования вспомогательных картографических данных и т.д. В процессе вспомогательной обработки инструментальных данных GPS-мониторинга применяются специализированные средства (например, GAMIT/GLOBK, TGO, GMT). Подчернем, что ядром любого моделирования сложных природных процессов всегда должны выступать средства, которые являются развиваемыми и модернизируемыми. В данном случае применяется обширный авторский комплекс программ, основу которого составляют средства решения обратных задач для нахождения кинематических и амплитудных параметров 4D-модели, средства вспомогательной обработки и стандартизации форматов исходных данных различных видов мониторинга, средства 1D/2D/3D/4D-графического вывода для визуализации модели, в том числе динамической визуализации, средства прогнозных расчетов по созданной модели. Для автоматизации использования интегрированной среды широко применяются script-процедуры. Анализ построенной модели состоит в оценке точности подгонки экпериментальных данных прямого мониторинга деформаций, разложении общей модели на условно отдельные части – быструю, среднюю и медленную (квазистатическую), в оценке периода вырождаемости модели (так для модели Уральского региона этот период равен 12000 лет), изучении возможных внутренних связей кинематических и амплитудных параметров (медленные деформационные фронты и сферические дислокации, как правило, оказываются высокоамплитудными, а быстрые- малоамплитудными). Важной частью анализа является изучение особенностей поведения деформационной модели в очагах наиболее сильных сейсмических событий в регионе. Так для Билимбаевского (1914, M5.3) землетрясения в деформационной модели ретроспективно выявлена на глубине 15-20 км

обширная аномалия (дилатации и скалывания) северо-западного простирания, которая в своем развитии обнаруживает связь с Сысертским землетрясением (1892). Прогнозирование места и времени возникновения потенциально опасных геодинамических явлений основано на выявлении в деформационном процессе особых дискретных точек, полный каталог которых рассчитывается автоматически по параметрам модели. Методика моделирования и прогнозирования применена по регионам с различным геотектоническим режимом: Юго-Восточный Казахстан и Северный Тянь-Шань, Урал, о. Тайвань, Юго-Восточная Европа. Решение перечисленного выше комплекса проблемных задач и создание сложных динамических моделей деформационного процесса по ряду регионов позволяет утверждать об эффективности созданной методики. При создании методики, а также конкретных моделей по регионам, работа была поддержана рядом грантов (РФФИ 94-07-16135, 96-07-59055; Университет «АРНА» и ИС МОН РК Казахстан; *NCREE-00-013/029,* Тайвань R.O.C.; SFB461(part2001-2004) – Германия).

Литература:

1. Овчаренко А.В. Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз. ДАН, т. 359, № 2, 1998, с.251-254.
2. Ovcharenko, A.V. 4-Dimensional models of deformation of the Earth's crust and earthquake prediction, J. of Earthquake Research in China, 1999, 13(1), 59-84.
3. Sokolov V., A. Ovcharenko, C-H. Loh and K-L. Wen. Seismic hazard assessment for the Taiwan region on the basis of recent strong-motion data and prognostic zonation of future earthquakes. Natural Hazard, 2004 33, 319-363.
4. Овчаренко А.В. Обратные задачи при построении динамических моделей деформирования земной коры. Мат. 33 сессии межд. семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург, 2006, с. 250-254.
5. Нусипов Е.Н., Овчаренко А.В. Сейсмичность и динамика напряженно-деформированного состояния земной коры северного Тянь-Шаня. Алматы, «Айкос», 1997, 195 с.
6. Ovcharenko, A., V. Sokolov, C.-H. Loh and K.L. Wen, 4-Dimensional models for the Earth's crust deformation in the Taiwan region: earthquake prediction and zonation (Project description and preliminary results). Proc. of Int. workshop on annual commemoration of Chi-Chi Earthquake. Vol. 1, p. 340-351, 2000, Taipei, Taiwan R.O.C.
7. Ovcharenko, A., V. Sokolov, C.-H. Loh and K.L. Wen, 2000_c. Seismic Hazard Assessment for the Taiwan Region on the Basis of Resent Strong-Motion Data and Prognostic Zonation of Future Earthquakes. Stage 1. Evalution of the resent approaches and development of the revised and new models. Part 2. Development of the models for the Earth’s crust deformation for the prognostic purposes. Report NCREE-00-029, 2000, Taipei, Taiwan R.O.C., 182 pp.
8. Ovcharenko, A., V. Sokolov, C.-H. Loh and K.L. Wen. Seismic Hazard Assessment for the Taiwan Region on the Basis of Resent Strong-Motion Data and Prognostic Zonation of Future Earthquakes. Stage II.Seismic zonationof the Taiwan regionin terms of design input ground motion parameters. Part 1. Stady of the recent geodynamic (seismicity and Earth’crust deformation) process in the Taiwan region for purposes of seismic zonation. Report NCREE-00-013, june 2001, Taipei, Taiwan R.O.C., 238 pp. and CD-ROM version.

АППАРАТУРА ЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Панин Г.Л., Манштейн А.К.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск
paningl@ipgg.nsc.ru

Доклад посвящен описанию аппаратурной части наземного метода ЧЭЗ – аппаратуре электромагнитного сканирования ЭМС, основой которой является трехкатушечный индукционный зонд с магнитными диполями, моменты которых перпендикулярны оси прибора. Две приемные катушки, служащие также для компенсации прямого поля и осуществления режима геометрической фокусировки, изготовлены таким образом, что их моменты достаточно постоянны на всех рабочих частотах [2].

Аппаратура ЭМС предназначена для исследования трехмерного распределения электропроводности на глубину до 10 м в различных средах; уточнения физических параметров верхней части разреза, поиска и локализации захоронений промышленных отходов, источников и объемов утечки жидкостей; определения мест прокладки металлических труб, выделения пустот; и для других целей.

Зондирование выполняется посредством последовательного измерения кажущейся электропроводности грунта на 14 дискретных гармонических частотах (f_i) в диапазоне 2,5÷250 кГц. Глубина зондирования пропорциональна $1/f^{0.5}$.

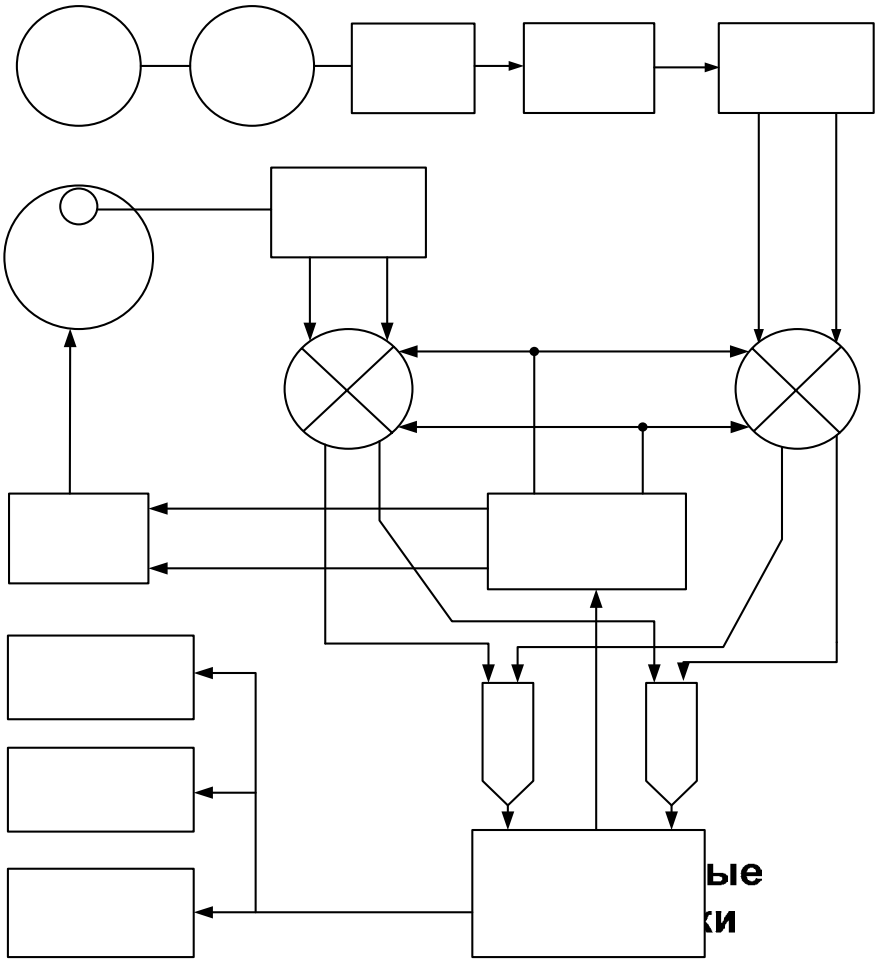


Рис 1. Структурная схема ЭМС

Схематическое устройство аппаратуры представлено на рис. 1. Цикл измерения на каждой частоте имеет два последовательных этапа. Первый этап измерение прямого поля. Второй - измерение компенсированного сигнала от токов в изучаемой среде.

Особенностью работы аппаратуры частотного зондирования является измерение амплитуды периодического немодулированного сигнала в двух фазах, сдвинутых на 90^0, причем информация содержится в узком частотном спектре [4]. Измерение сигнала от приемных катушек или от датчика прямого поля осуществляется в двух одновременно работающих синхронных детекторах. На рис.2 опорные сигналы прямоугольной формы обозначены как $V_{R1}(t)$ и $V_{R2}(t)$. Далее сигналы подаются на фильтры нижних частот с частотой среза 1 кГц. После фильтров измеряемые сигналы в виде постоянной составляющей с оставшимися помехами поступают на сигма-дельта аналого-цифровой преобразователь.

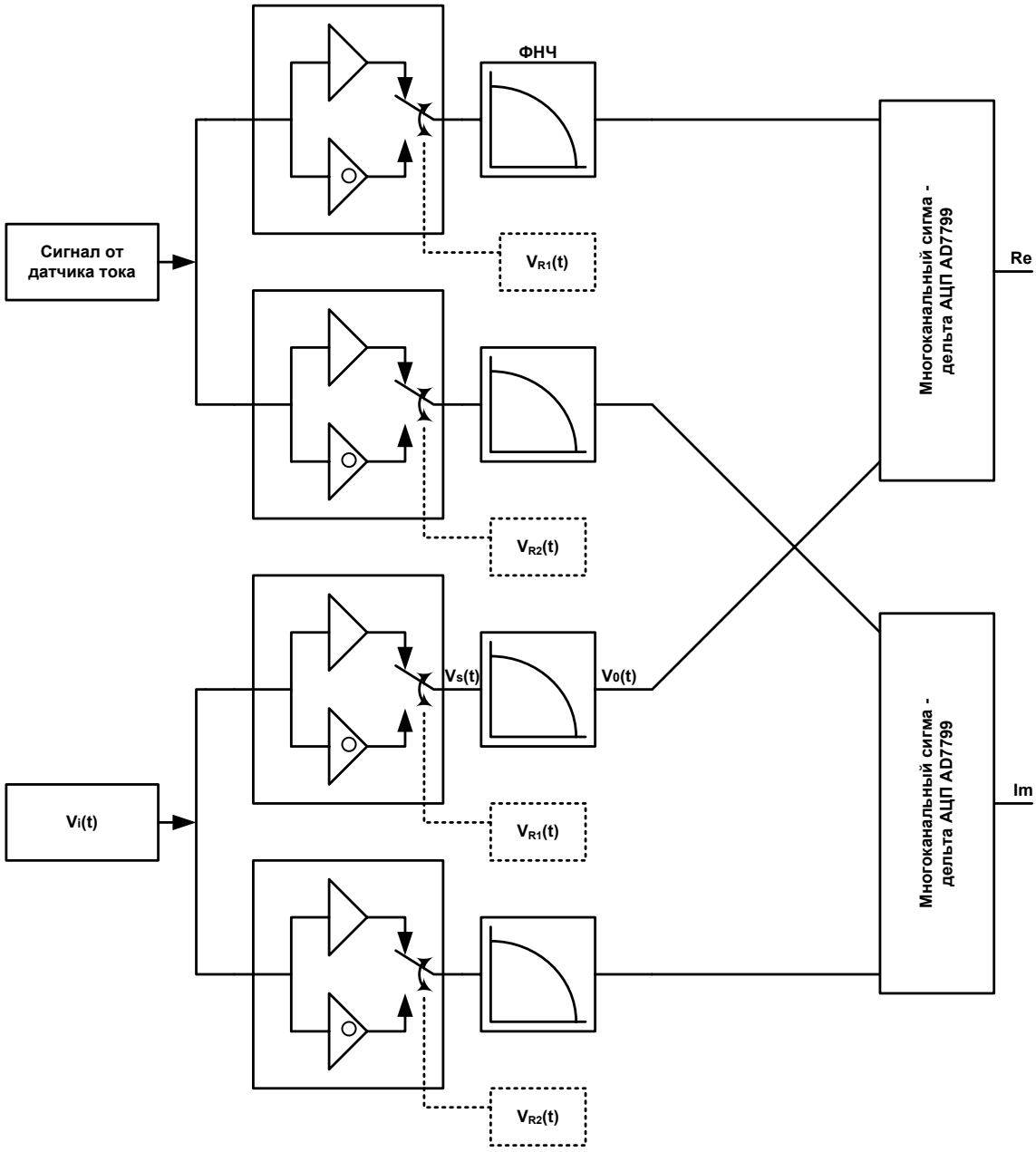


Рис. 2. Синхронные детекторы

В результате статистического анализа случайной погрешности оценены интервалы достоверности каждого измеренного значения сигнала. Для случая, когда среднее значение сигнала равно величине 596,2 единиц АЦП, среднее квадратическое отклонение (СКО) составляет 60,9 единиц или 10,2 % от уровня сигнала. Для уровней сигналов примерно 3000 (в единицах АЦП) СКО составляет 30,4 единиц, и интервал неопределенности равен ± 0,8 %. Для уровня сигналов более 25000 СКО равен 43,2 единиц, интервал неопределенности составил ±0,16 %. Полученные оценки справедливы для имеющегося уровня электромагнитных помех, в которых находился ЭМС во время эксперимента.

Лабораторные измерения чувствительности измерительного тракта аппаратуры дают среднюю величину 10 нВ на единицу пятиразрядного десятичного представления. Максимальное число, соответствующее наибольшему сигналу с приемных катушек равно 65535. Если определить допустимую наибольшую погрешность величиной ±5 %, а среднеквадратическое отклонение принять равным 5 единиц, то минимальный измеряемый сигнал оценивается ± 1 мкВ. Максимальный измеряемый сигнал с учетом усиления имеет величину не более ± 310 мкВ.

В соответствии с ГОСТ Р ИСО 5725-2002 выведена формула для оценки точности измерений. Формула рассчитывалась для шести уровней экспериментального сигнала, и имеет вид

$$\delta = \pm (0.03 + \frac{87.4}{m}) \%,$$

где m - измеряемый уровень сигнала в единицах АЦП пятиразрядного десятичного представления.

Приведенное описание аппаратуры ЭМС демонстрирует одну из возможных реализаций компактной аппаратуры электромагнитного частотного зондирования. Опыт эксплуатации приборов показывает высокую повторяемость измерений переменных ЭДС на частотах до 300 кГц. Примененный тип детектирования обеспечил линейный вид преобразования амплитуды переменного сигнала в постоянную составляющую.

Литература:

1. Балков Е. В. , Манштейн А. К. Трехкатушечный индукционный зонд в частотном зондировании // Геофизический вестник ЕАГО. №12, 2001. Издательство ГЕРС, Москва. с. 17-20.
2. Балков Е. В., Манштейн А.К., Чемякина М.А., Манштейн Ю.А., Эпов М.И. Опыт применения электромагнитного частотного зондирования для решения археолого-геофизических задач // Геофизика, 2006, №1, С.43-50.
3. Дипольные частотные зондирования двухслойной среды. Методические рекомендации. Часть 1. Ответственный редактор Морозова Г. М. СО АН СССР Институт геологии и геофизики. Новосибирск 1980.
4. Левин В. И. Методы математической физики. Москва. Учпедгиз Минпросвещения. 1960. - 242 с.
5. Манштейн А. К. , Эпов М. И. , Воевода В. В. , Сухорукова К. В. . Патент РФ № 2152058 С1, G 01 V 3/10, от 24.06.98 Способ индукционного частотного зондирования. Российское агентство по патентам и товарным знакам. 2000 г. Бюл. № 18. 1 с.
6. Клаассен К. Б. Основы измерений. Электронные методы и приборы в измерительной технике. Москва: Постмаркет, 2002. - 352 с.
7. AD7799 Preliminary Technical Data. - Site of Analog Device Company, www.analog.com.
8. А.К.Манштейн, Г.Л.Панин, С.Ю.Тикунов Аппаратура частотного эелектромагнитного зондирования «ЭМС» принцип действия и технические характеристики. //Геология и геофизика. Сдано в печать.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЫУМКЕУ-ЩУЧЬИНСКОГО РАЙОНА УРАЛА ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Пономарева Т.А.[1], Куликова К.В.[1], Кузнецов Н.Б.[2]

1 – Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар

2 –ГИН РАН, Москва

kulikova@geo.komics.ru

Уральская складчатая область характеризуется отчетливо выраженной продольной тектонической зональностью. Здесь выделяются Западно- и Восточно-Уральская мегазоны. В сложении Восточно-Уральской мегазоны определяющая роль принадлежит вулканогенно-осадочным, вулканогенным и офиолитовым комплексам. Самым северным элементом строения Полярного сегмента Восточно-Уральской мегазоны является Сыумкеу-Щучьинский район. Общая структура района рассматривалась либо как северное окончание Тагило-Магнитогорской зоны Урала [1, 7, 9], либо как выступ фундамента Западно-Сибирской плиты [3]. В рамках первой точки зрения вся структура называлась ранее Щучьинским синклинорием [8], а по мере развития мобилистских представлений о строении Урала, эта его часть стала именоваться Сыумкеу-Щучьинской аллохтонной зоной, а в более широком плане Щучьинской синформой [1, 2, 9]. В рамках второй точки зрения была выделена эндогенная кольцевая вулкано-плутоническая Щучьинская структура [3].

Недавно были сформулированы новые представления о строении Сыумкеу-Щучьинского района [4]. В соответствии с этими представлениями здесь выделены Сыумкеуская и Щучьинская зоны. Контакт между подзонами тектонический. Образования Сыумкеуской подзоны представлены базит-гипербазитовым комплексом (сыумкеуской офиолитовой ассоциацией), слагающим большую часть территории зоны, и янганапэйским риодацит-андезибазальтовым комплексом. В сложении ассоциации участвуют все типовые разности горных пород, характерных для разрезов офиолитов. Здесь выделяются гипербазиты, дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (полосчатая серия) и габброиды. Породы всех трех комплексов пространственно связаны. При этом породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса залегают между гипербазитами и габброидами, которые расположены к западу и востоку от них, соответственно. То есть, породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса занимают в Сыумкеуской зоне положение, которое характерно для положения полосчатой серии в классических офиолитовых разрезах. Однако, судя по пространственной ориентировке плоскостных структурных элементов этих комплексов и углам падения контактов между разными членами сыумкеуской офиолитовой ассоциации, здесь офиолитовая последовательность «перевернута», т. е. породы гипербазитового комплекса залегают на породах полосчатой серии, а те в свою очередь залегают структурно выше габброидов.

В строении Щучьинской зоны участвуют вулканогенные и осадочные образования нижнего-среднего палеозоя. Кроме вулканогенно-осадочных образований в Щучьинской зоне достаточно широко развиты плутонические породы ультраосновного и основного состава, существенно в меньшей степени распространены здесь гранитоиды.

Характер внутреннего строения и взаимоотношений комплексов Сыумкеуской и Щучьинской зон Сыумкеу-Щучьинский района позволяет сделать вывод о том, что в целом его верхнекоровая структура может быть охарактеризована как вторично антиморфно изогнутая крупноамплитудная лежачая антиформа (Рис.1). В ядре вторичной антиформы экспонируются островодужные габброиды, гранитоиды и вулканогенно-осадочные комплексы, выделяемые нами в составе Щучьинской зоны. На западном крыле, которое образует замковую часть лежачей антиформы, распространены перидотиты, пироксениты и габброиды офиолитовой ассоциации и связанные с ними вулканогенно-осадочные толщи, участвующие в строении Сыумкеуской зоны [4].

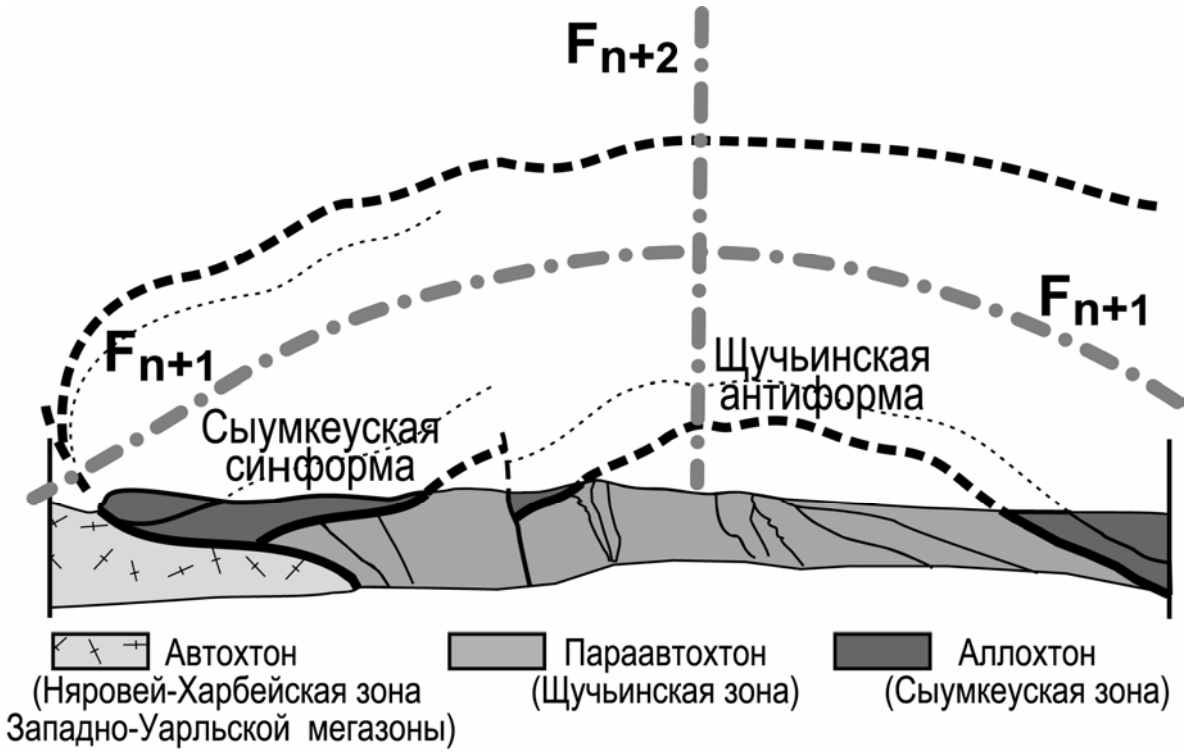


Рис. 1. Схематический широтный структурный профиль через Сыумкеу-Щучьинский район.

Новые представления о строении верхних горизонтов коры Сыумкеу-Щучьиского района по геологическим данным в целом не противоречат геофизическим данным, отражающим также и глубинные структуры. Так, анализ гравитационных полей этого района по картам масштабов 1:500 000, 1:1 000 000 и 1:2 500 000 позволяет получить следующие выводы.

Весь Сыумкеу-Щучьинский район находится в пределах высокоинтенсивной положительной кольцевой аномалии поля силы тяжести, для которой характерно ассиметричное строение со сгущением изолиний Δg на западе и северо-западе и уменьшением значений поля силы тяжести на востоке. С юга-запада и северо-востока Сыумкеу-Щучьинский район обособляется отрицательными линейно-вытянутыми в северо-западном направлении аномалиями, приуроченными к Лонготюганскому и Байдарацкому разломам. В восточном направлении значения поля силы тяжести постепенно уменьшаются и над Щучьинской зоной варьируют от +30 до -15 Мгал.

Региональная гравитационная аномалия хорошо аппроксимируется гравитационным эффектом призмообразного тела со средней плотностью 2,8 г/см^3 и различными углами падения его крыльев: более крутым на северо-западе и пологим на юго-востоке. Локальные аномалии (источники которых располагаются в близповерхностном слое) требуют дополнительных мелких плотностных неоднородностей, в том числе и внутри призмообразного тела. Значения плотностей глубинных комплексов и подкомплексов верхней и нижней частях земной коры прогнозировались с помощью корреляционных зависимостей между плотностью и скоростью, плотности комлексов, обнажающихся на поверхности, уточнялись по лабораторным измерениям плотностей отобранных образцов. Так, сыумкеуский гипербазит-пироксенитовый комплекс мощностью до 3,5 км характеризуется в модели блоком пород со средней плотностью 2,95 г/см^3. Малыкско-харампейскому комплексу габброидов и метаморфитов соответствует блок с плотностью 2,9 г/см^3; Масловский габброидный комплекс мощностью до 2 км аппроксимируется блоком с плотностью 2,7 г/см^3; комплексы вулканогенно-осадочных и карбонатных пород небольшой мощности (до 1км) моделируются блоками с плотностями 2.8-2,85 г/см^3 (рис.2).

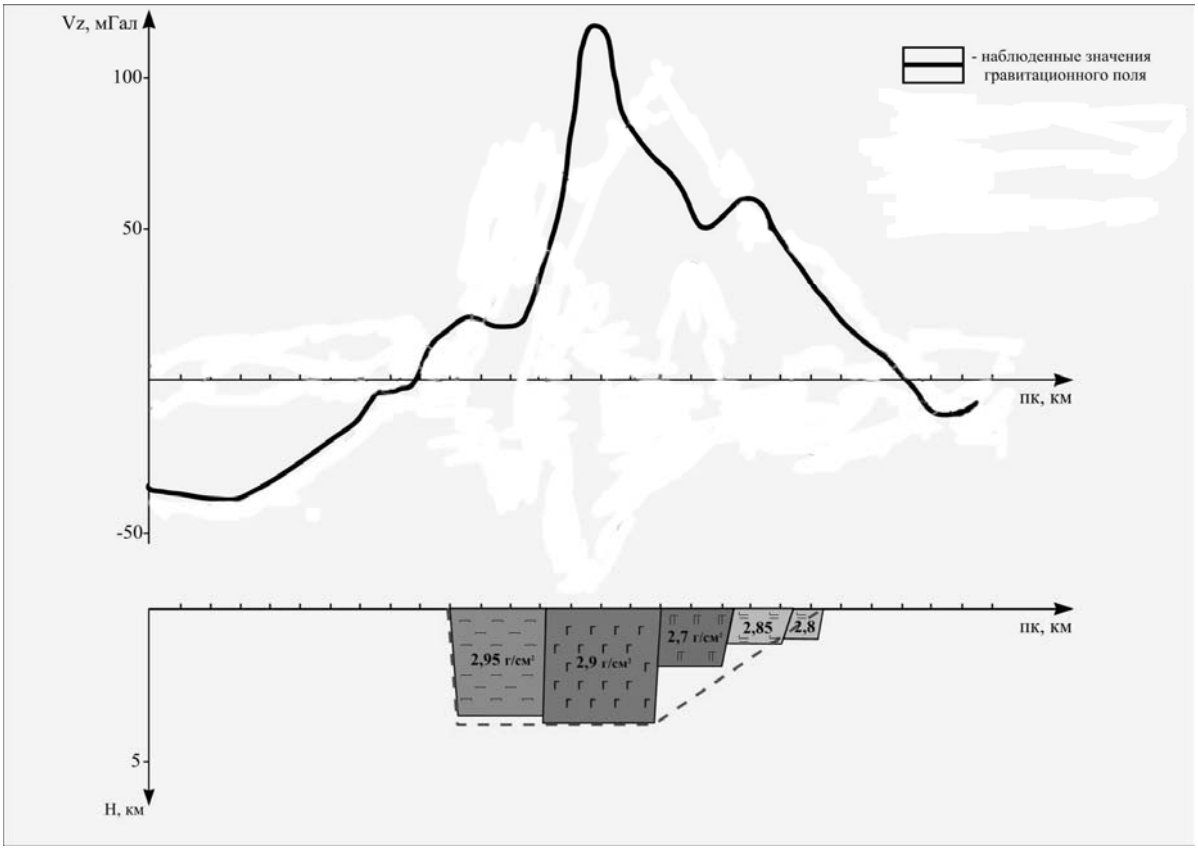


Рис. 2. Предварительная плотностная модель Сыумкеу-Щучьинского района.

При сравнении предварительной и рассчитанной плотностных моделей отмечается значительное расхождение в плотностях. Это позволяет сделать вывод о значительном вкладе в гравитационный максимум глубинных источников.

Учитывая расслоенный характер строения земной коры и верхней мантии региона исследований, расчет глубин залегания источников аномальных масс решается традиционным методом геологического редуцирования, последовательным вычитанием из суммарного поля тех составляющих, которые связаны с основными границами, участвующими в геологическом строении верхней и нижней частей земной коры.

Схематические карты локальных аномалий силы тяжести, характеризующие плотностные неоднородности верхней части земной коры, наглядно показывают, как с глубиной меняется интенсивность, морфология и ориентировка аномалий. В целом контрастно-мозаичный хаотичный рисунок аномалий (глубины 2-3 км) сменяется на рисунок аномалий с устойчивой северо-восточной ориентировкой длинных осей (глубины 8-10 км) [6].

При интерпретации поля силы тяжести от глубинных источников земной коры, расположенных на глубине 10 км и глубже, мы обратились к комплексному грависейсмическому моделированию по профилю АГАТ-II [5]. В северном фрагменте геоплотностной модели, в разрезе земной коры мы отмечаем единые для севера Урала структурно-вещественные комплексы и подкомплексы: зелено-сланцевый (2,6 г/см^3), диоритогнейсовый подкомплекс (2,83-2,89 г/см^3), входящий в состав гнейсо-гранулитового комплекса; гранулитметабазитовый комплекс (3,0 г/см^3). Значительный вклад в гравитационный максимум оказывают породы гнейсо-гранулитового подкомплекса мощностью свыше 22 км, который вместе с подстилающим его гранулито-базитовым комплексом приподняты в пределах Сыумкеу-Щучьинским района. Граница Мохо характеризуется стабильными глубинами 40-42 км на севере Урала. Рассчитаны коэффициенты базификации (K_1) по В.М.Рыбалка, отражающие отношение мощности гранулито-базитового комплекса к общей мощности консолидированной земной коры.

Полученные характеристики коры (например, K_1=0,53) указывают в целом на ее континентальный тип в Сыумкеу-Щучьинском районе.

На схеме районирования гравитационного поля Европейского севера России на верхнемантийном уровне Уральская область представлена также двумя зонами: Западно-Уральской и Восточно-Уральской. На уровне подкорового слоя Восточно-Уральская зона представлена единой отрицательной линейно-вытянутой в субмеридиональном направлении аномалией. В пределах этой зоны наблюдаются участки “пережимов” или сжатия изонамал поля силы тяжести. Самый северный «пережим» совпадает в плане с границей подзон: Щучьинской и Войкарской, «пережим» на юго-западе корелирует с зоной поперечного Лонгот-Юганского разлома. Характерной особенностью Восточно-Уральской зоны является ее четкое прослеживание в системе северных расчетных региональных профилей на северо-восток в район современной Обской губы.

Литература:

1. Афанасьев А. К. Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала: автореф.дис. … канд. геол.-мин. наук. М., 1990. 20 с.
2. Гурская Л. И., Смелова Л. В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сыумкеу (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 2003. том 45, №4. С. 351-371.
3. Долгушин С. С., Садур О. Г., Шадрин А. Н., Островский Л. Я. Новая интерпретация строения Щучьинской структуры Полярного Урала и перспективы ее алмазоносности // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 72-79.
4. Кузнецов Н.Б., Куликова К.В. Комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала. Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Е-бург: ИГиГ УрО РАН. 2007. с.309-349.
5. Лыюрова Т.А. Глубинное строение Полярного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. Наук – Ин-т геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 1997.16С.
6. Молдаванцев Ю.Е., Берлянд Н.Г., Казак А.П. Разрез земной коры Полярного Урала по геолого-геофизическим данным // Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Вып. 240. Л.: ВСЕГЕИ. 1977. с. 85-91.
7. Охотников В. Н., Бевз Е. И. Зависимость генезиса и вещественного состава раннепалеозойских гранитоидов от особенностей тектонического развития северной части Полярного Урала. - Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР, вып.17, Сыктывкар, 1972. С.35-53.
8. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
9. Руженцев С.В. Тектоническая структура Полярного Урала // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. (Тр. ГИН РАН. Вып. 500). 1998. С. 7-24.

РЕШЕНИЕ ТРЕХМЕРНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ В ГЕОФИЗИКЕ И ГЕОДЕЗИИ

Пруткин И.Л.

Технический университет Дельфт, Нидерланды

I.Prutkin@tudelft.nl

Введение. Темой данного доклада являются исследования, выполненные автором в последнее время в Университете Бохум (Германия) и Техническом университете Дельфт (Нидерланды). В первом из названных университетов была проведена трехмерная интерпретация гравитационных данных на площади 600 x 600 км с центром о. Крит (Hellenic subduction zone). С помощью оригинальных алгоритмов удалось разделить источники поля по глубине, извлечь из суммарного поля гравитационный эффект от границы Мохо и найти ее трехмерную геометрию [1]. В Дельфте выполнены два проекта. В первом объектом исследования были временные ряды гравитационных измерений, полученные с помощью высокоточного гравиметра ET-15 в обсерватории Вестерборк. Было проведено математическое моделирование влияния различных гидрогеологических эффектов, возникающих после сильных осадков, на гравитационное поле. Затем в реальных измерениях после вычета остальных факторов (приливы, влияние атмосферного давления, дрифт прибора) были обнаружены изменения, хорошо согласующиеся с предсказанными [2]. Второй проект представлял собой совместное исследование с Федеральным бюро по картографии и геодезии ФРГ (BKG) по построению нового, более точного геоида для территории Германии. В рамках этого проекта было дано математическое описание (нетривиального) ядра оператора, отображающего потенциал в гравитационную аномалию на поверхности теллуроида. Задача нахождения совместного решения для геоида по гравитационным данным и по данным нивелировок и GPS была сформулирована как задача Коши для уравнения Лапласа [3]. Разработаны алгоритмы ее решения, позволившие аппроксимировать данные GPS с точностью выше 1 см [4, 5]. Параллельно были продолжены исследования границы ядро - мантия. Получены магнитные модели границы, соответствующие коэффициентам IGRF1960, IGRF1980 (MAGSAT) и IGRF2000 (Ørsted и CHAMP). Их сравнение подтверждает гипотезу о течении вещества ядра, предложенную для объяснения корреляции между гравитационной и магнитной моделями границы ядро – мантия [6].

Восстановление трехмерной топографии границы Мохо в районе о. Крит. Исходные данные представляли собой значения аномалии Буге с шагом 2,5 км, поэтому сначала с помощью алгоритма пересчета поля вверх и вниз были устранены источники до глубины 2,5 км. Основная проблема при восстановлении границы Мохо заключалась в присутствии к югу от о. Крит интенсивных локальных аномалий (двух отрицательных и положительной между ними), в то время как граница Мохо в этом районе по данным сейсмики монотонно поднимается в сторону берега Африки. Была построена модель приповерхностного слоя до глубины 20 км. Использовалась новая, усовершенствованная версия метода локальных поправок, позволяющая находить две границы раздела одновременно при переменном скачке плотности. В процессе итераций нижняя граница слоя легких осадочных пород и верхняя граница кристаллического фундамента двигались навстречу друг другу. Вычитание из исходных данных поля от построенной модели привело к устранению локальных аномалий. Однако остаточное поле было крайне несимметрично относительно оси, проходящей с севера на юг через центр Крита, что не соответствовало сейсмическим данным. С помощью алгоритма пересчета поля вверх и вниз было вычислено поле от полупространства ниже 100 км. Одновременное вычитание из исходных данных эффектов от приповерхностного слоя и от глубинных источников позволило наконец выделить поле, которое мы рассматривали как эффект от границы Мохо. По нему методом локальных поправок была найдена трехмерная топография границы Мохо. Ее основные черты хорошо согласуются с сейсмическими данными и результатами моделирования, полученными другими авторами.

Изучение влияния различных факторов на временные ряды высокоточных гравитационных измерений. Использовались записи измерений гравиметра ET-15, точность которого превышает 1 микроГал. Сначала из записей был вычтен эффект от приливов твердой Земли (он вычислялся с помощью системы ETERNA, точность доли наноГала). Далее моделировался дрифт прибора, наилучшие результаты при этом были получены при использовании многочленов Чебышева. После этого изучалось влияние на различные частотные компоненты записей эффекта от изменений атмосферного давления. Для коротких периодов (до одного дня) корреляция была очень высока (80-95%). Адмитанс составил -0.37 микроГал/мбар, что близко к теоретическим значениям. Для периодов от 1 до 3 дней коррелция была также достаточно высока (до 70%). Для более низких частот заметной корреляции заметить не удалось, были обнаружены моменты антикорреляции. Для выяснения их природы было проведено детальное моделирование эффекта гидрогеологии на гравитационные измерения. Были выделены три фактора: повышение влажности почвы выше гравиметра (он расположен в бункере на глубине 75 см), повышение влажности в слое ниже гравиметра, подъем уровня грунтовых вод. Первый фактор имеет отрицательный гравитационный эффект, два других - положительный. Суммарный эффект оказался отрицательным. Во время сильных осадков атмосферное давление понижается, что имеет положительный гравитационный эффект. В высокочастотной компоненте записей обнаруживается максимум, однако низкочастотная компонента имеет минимум, что соответствует результатам моделирования.

Исследование неединственности в задаче о нахождении локального геоида по гравитационным данным. Одним из подходов к нахождению высот геоида является аппроксимация измерений гравитационной аномалии полем суммы стандартных источников. Если положение источников фиксировано и определяются их мощности, речь идет о линейной обратной задаче гравиметрии. Далее вычисляется гравитационный потенциал найденных источников и по формуле Брунса - высоты геоида (гравитационное решение). Те же высоты могут быть найдены независимо, по данным нивелировок и GPS (геометрическое решение). Разница между решениями составляет часто несколько дециметров, что пытаются объяснить различными погрешностями измерений. Мы предположили, что оператор, отображающий потенциал в гравитационную аномалию на поверхности теллуроида, обладает нетривиальным ядром. Дано приближенное математическое описание ядра оператора: достаточно потребовать, чтобы радиальная производная функции на теллуроиде равнялась нулю, и добавление такой функции не изменит (на уровне точности измерений) гравитационной аномалии, что означает неединственность гравитационного решения. Его не следует сравнивать с геометрическим решением, тем более ожидать их совпадения. Данные нивелировок и GPS должны применяться *после* нахождения гравитационного решения для устранения неединственности. Разность двух решений должна быть гармонической в окрестности теллуроида, принимать на нем заданные значения и иметь нулевую радиальную производную, т.е. являться решением задачи Коши для уравнения Лапласа. Существование и единственность такого решения обеспечивается теоремой Коши - Ковалевской. Добавляя найденную разность к гравитационному решению, мы получаем совместное решение, удовлетворяющее обоим типам данных. Разработаны эффективные алгоритмы решения задачи Коши. Они успешно применены для нахождения высот локального геоида на территории Нидерландов, Германии, Чехии и Румынии.

Исследование границы ядро – мантия по гравитационным и магнитным данным.

При построении гравитационной и магнитных моделей границы использовались современные спутниковые данные (GRACE, Ørsted, CHAMP). Подтверждена корреляция между гравитационой и магнитной моделями. Для объяснения обнаруженной корреляции предложена гипотеза о нисходящем потоке вещества ядра. С целью ее независимой проверки продолжен временной ряд магнитных моделей, найдены решения, соответствующие данным IGRF1960, IGRF1980 и IGRF2000. Сравнение решений, отвечающих эпохам 1980 и 1960, 2000 и 1980, показало подъем границы однородного эквивалента, что подтверждает гипотезу о течении вещества ядра.

Литература:

1. Prutkin I. Efficient gravity data inversion for 3D topography of a contact surface with application to the Hellenic subduction zone. *Computers & Geosciences* (in press)
2. Prutkin I, Klees R (2007) Enviromental Effects in Time-Series of Gravity Measurements at the Astrometric-Geodetic Observatorium Westerbork (The Netherlands). In: Tregoning P, Rizos C (ed) Dynamic Planet – Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools, IAG Symp Vol 130. Springer, Berlin Heidelberg, pp 557-562
3. Prutkin I, Klees R (2007) On the non-uniqueness of local quasi-geoids computed from terrestrial gravity anomalies. *Journal of Geodesy,* DOI**:**10.1007/s00190-007-0161-1
4. Klees R, Tenzer R, Prutkin I, Wittwer T (2007) A data-driven approach to local gravity field modeling using spherical radial basis functions. *Journal of Geodesy,* DOI**:** 10.1007/s00190-007-0196-3
5. Klees R, Prutkin I, Tenzer R, Wittwer T (2007) Development of a technique for combining parameters of the Earth's gravity field for quasi-geoid determination on the territory of the Federal Republic of Germany and Europe: Final report, Delft. 62 pages.
6. Prutkin I (2007) Gravitational and magnetic models of core - mantle boundary and their correlation. *Journal of Geodynamics,* DOI:10.1016/j.jog.2007.09.001

ТРАНСФОРМАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ СТОРОННИХ МАСС

Пугин А.В., Долгаль А.С., Симанов А.А., Веселкова Н.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь

Трансформации геофизических полей представляют собой неотъемлемую часть современного интерпретационного процесса. Преобразования поля силы тяжести в иные составляющие гравитационного потенциала позволяют обострить аномалии от целевых геологических объектов, не проявляющиеся в суммарном поле в визуально наблюдаемой форме либо проявляющиеся весьма слабо на фоне влияния мешающих факторов.

Среди разработанных методов трансформаций геопотенциальных полей, одним из наиболее точных, является метод, основанный на аналитическом приближении наблюденного гравитационного поля системой гармонических потенциальных функций, представляющих собой поля эквивалентных источников [1]. В его основу положены физические законы затухания поля силы тяжести с удалением от источников аномалий, что позволяет с точностью до весьма малых величин вычислять трансформанты поля, учитывая криволинейный характер поверхности измерений.

При создании интерпретационных компьютерных технологий, адекватных геофизической практике, помимо выбора способа вычисления трансформант, необходимо учитывать и иные факторы, оказывающие существенное влияние на результаты трансформаций. К ним относится влияние сторонних масс, располагающихся за границей площади съемки (или области задания поля). Пренебрежение влиянием сторонних масс может приводить к значительным искажениям при трансформациях, и как следствие, к ошибкам в интерпретации результатов гравиметрических съемок.

Зачастую эти ошибки закладываются уже на уровне постановки задачи трансформаций. Без учета сторонних масс такая задача сводится к следующему: в качестве исходных условий принимается, что наблюденное поле силы тяжести $\Delta g_{изм}$ задано на поверхности измерений $R(x,y)$ в пределах области $\Im$, ограниченной контуром $\wp$; носителем масс, создающих поле $\Delta g_{изм}$, является объем D геологического пространства ограниченный поверхностью наблюдений сверху, в горизонтальных направлениях – вертикальной замкнутой поверхностью, имеющей в горизонтальном сечении контур $\wp$, снизу – плоскостью, расположенной на глубине, максимально доступной для изучения при данных размерах площади исследований (рис 1); необходимо найти распределение значений некоторой трансформанты V поля на заданной поверхности в точках верхнего полупространства в области $\Im$.

В реальности носителем масс, вносящих наибольший вклад в значения $\Delta g_{изм}$, является объем геологической среды $D_n = D + D'$, где D' – объем, содержащий боковые и глубинные источники и простирающийся за пределами D в нижнем полупространстве. В такой постановке задачи поле $\Delta g_{изм}$ можно представить следующим образом:

$$\Delta g_{изм} = \Delta g_{иск} + \Delta g_{ст.м}, \qquad (1)$$

где $\Delta g_{иск}$ – искомое поле, носителем масс которого является объем D, $\Delta g_{ст.м}$ – поле боковых источников (сторонних масс), находящихся в объеме D'.

Допущение о нулевом вкладе масс, находящихся за пределами объема D в измеренное поле $\Delta g_{изм}$ зачастую вносится по той причине, что в общем случае практически невозможно эффективно исключить влияние составляющей поля $\Delta g_{ст.м}$ от боковых источников без достоверных сведений об их петроплотностных и геометрических параметрах (информация, встречающаяся на практике крайне редко).

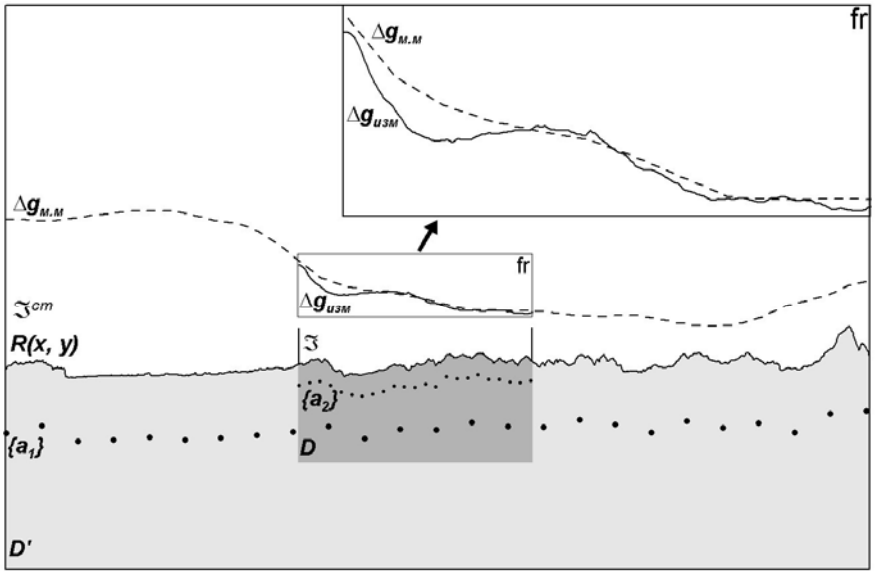


Рис. 1. Постановка задачи без учета и с учетом искажающего влияния сторонних масс

Примечание: fr – увеличенное изображение фрагментов полей $\Delta g_{изм}$ и $\Delta g_{м.м}$ в пределах области $\Im$

В ряде существующих методов предпринимаются попытки ослабить влияние боковых и глубинных источников. Эти попытки в большинстве своем сводятся к анализу поля в краевых частях площади исследований и построении некоторой функции (описывающей эффект боковых источников), достаточно хорошо аппроксимирующей характер поведения поля на краях области, ограниченной $\Im$ с последующим исключением этой функции, а также некоторой фоновой (линейной, либо нелинейной) составляющей из наблюденного поля силы тяжести. Такой метод позволяет существенно подавить мешающее влияние сторонних масс в следующих случаях: а) когда размер аномалий от целевых объектов значительно меньше площади исследований; б) если искомые аномалии расположены на значительном удалении от границы площади исследований. То есть, существует потенциальная возможность проследить поле от аномалиеобразующих объектов на асимптоты.

На практике подобная возможность часто представляется роскошью – когда глубина залегания и пространственные размеры искомых аномалиеобразующих объектов соизмеримы с размерами площади исследований или требуется детально изучить весь объем геологического пространства D. В этом случае приходится использовать трансформанты, отражающие региональную составляющую изучаемого поля и исследовать его морфологию как в центре области, так и в краевых частях. Соответственно, ограничения, накладываемые конечной областью измерений, не лучшим образом отразятся на результатах построения трансформант и последующей их интерпретации.

Авторами предлагается иной подход, базирующийся на применении многоуровневых аппроксимационных конструкций. Основная идея предлагаемого метода кратко описана в работе [2]. В окрестности области $\Im$ выбирается некоторая область $\Im^{cm} >> \Im$, в пределах которой имеется поле силы тяжести $\Delta g_{м.м}$, полученное при выполнении съемок более мелкого масштаба (например, 1 : 1 000 000, 1 : 200 000). Поле $\Delta g_{м.м}$ в области $\Im^{cm}$ приближается полем аппроксимационной конструкции $\{a_1\}$, представляющей собой совокупность элементарных источников (точечных масс), расположенных всюду ниже поверхности наблюдений $R(x,y)$; затем, поле от аппроксимационной конструкции $\{a_1\}$ восстанавливается

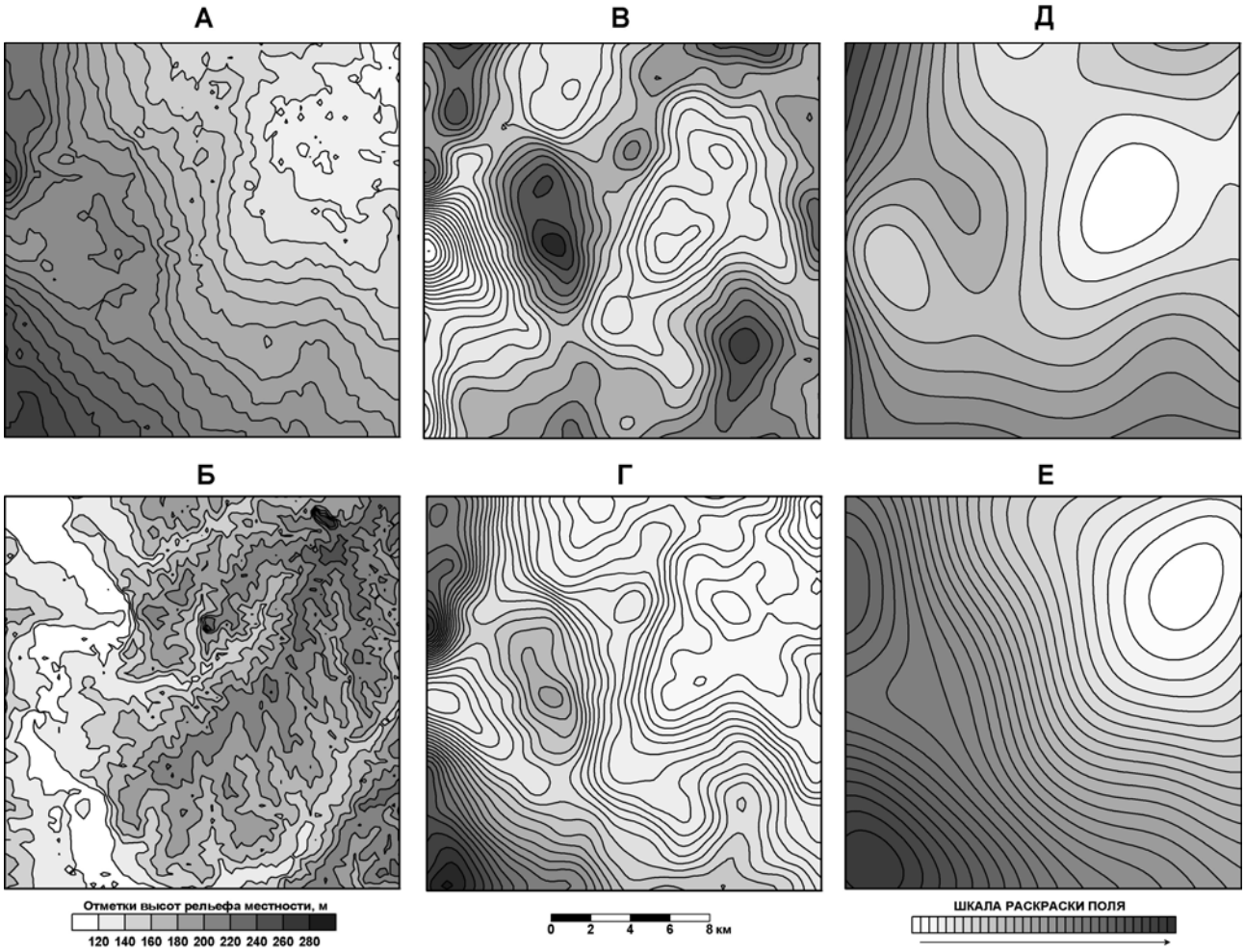


Рис. 2. Практический пример вычисления трансформант поля силы тяжести с учетом влияния сторонних масс

А – измеренное поле силы тяжести $\Delta g_{изм}$; Б – рельеф поверхности наблюдений $R(x,y)$ в пределах $\Im$; В – трансформанта поля силы тяжести $\Delta g_{1000м-1500м} = \Delta g_{1000м} - \Delta g_{1500м}$, построенная с использованием нового подхода; Г – трансформанта $\Delta g_{1000м-1500м} = \Delta g_{1000м} - \Delta g_{1500м}$, построенная без учета влияния сторонних масс; Д – трансформанта $\Delta g_{4000м-5000м} = \Delta g_{4000м} - \Delta g_{5000м}$, построенная с использованием нового подхода; Е – трансформанта $\Delta g_{4000м-5000м} = \Delta g_{4000м} - \Delta g_{5000м}$, построенная без учета влияния сторонних масс.

Примечание: $\Delta g_{1000м}$, $\Delta g_{1500м}$, $\Delta g_{4000м}$, $\Delta g_{5000м}$ - поле силы тяжести, редуцированное на горизонтальную плоскость $z = 1000, 1500, 4000, 5000$ метров соответственно. При построении трансформант Г, Е с целью уменьшения краевых эффектов из наблюденного поля был исключен линейный среднеарифметический фон

в пределах $\Im$ в точках $R(x,y)$, содержащих значения $\Delta g_{изм}$:

$$\Delta g_{лок} = \Delta g_{изм} - \Delta g_{восст}. \qquad (2)$$

и разность $\Delta g_{лок}$ в области $\Im$ аналогично аппроксимируется с построением уточняющей эквивалентной сеточной модели $\{a_2\}$.

Все последующие трансформации сводятся к применению разного рода линейных операторов L к аппроксимационным моделям $\{a_1\}$ и $\{a_2\}$, состоящим из физических (условных «аномальных масс») и геометрических (координат местоположения) параметров элементарных источников и аддитивного наложения полученных трансформант V_1 и V_2:

$$V = V_1 + V_2. \quad (3)$$

На рисунке 2 приведены примеры трансформант поля силы тяжести, полученного по результатам выполнения гравиметрических исследований масштаба 1 : 50 000 на одной из нефтеперспективных площадей Пермского Прикамья, с учетом влияния сторонних масс и с допущением об их отсутствии. Аппроксимационная конструкция $\{a_1\}$ в пределах $\Im^{cm} = 36 \times \Im$ построена по результатам съемки масштаба 1 : 1 000 000. Ясно, что для построения аппроксимационных конструкций поверхность рельефа в обоих случаях должна быть описана с одинаковой точностью. Основой послужила цифровая модель рельефа земной поверхности SRTM, удовлетворяющая точности топографических съемок масштаба 1 : 50 000, по значениям которой построена аналитическая модель поверхности измерений в виде коэффициентов двойного ряда Фурье, позволяющая оперативно и с заданной погрешностью δ восстановить значения высотных отметок рельефа в узлах необходимой сети точек [3].

Следует отметить, что искажающее влияние глубинных сторонних масс, которое крайне затруднительно исключить какими-либо технологическими приемами, достигает значительной амплитуды как в близи границ, так и в центре изучаемой площади. Применение данного подхода позволяет вычислять трансформанты поля силы тяжести на рельефе поверхности наблюдений или в верхнем полупространстве в пределах всей площади исследований при минимальных искажениях в краевых частях, учитывая фактическое пространственное распределение поля на требуемом удалении во вне от ее границ, а, следовательно, и – физическое влияние сторонних масс в той степени, в которой оно проявляется в аномальном поле мелкомасштабных съемок.

Литература:

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. – М.: Недра, 1990. 301 с.
2. Долгаль А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач. // Геофизический журнал. Т 21. № 4. 1999. С. 71-80.
3. Симанов А.А. Построение аналитической модели рельефа местности с использованием ГИС-технологий. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Межд. сем. Им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН. 2007. С. 223-226.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 07-05-96009, 07-05-96011) и Уральского отделения РАН (по результатам конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов 2007 года).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ И МЕСТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОНИТОРИНГА ЭКСХАЛЯЦИИ РАДОНА

Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Задачей любых прогностических исследований является определение динамических параметров развития аномальной зоны земной коры, свойства которой и формируют условия протекания тектонического события. Таким образом, нам необходимо проинтерпретировать наблюденные данные. Интерпретация вариаций радона, как и любого другого физического поля, должна начинаться с его разделения на нормальную и аномальную составляющие. В нашей работе проведены исследования вариаций поля эксхаляции радона из массива горных пород, полученные Чи-Ю Кином по 12 скважинам в районе разлома Сан-Андреас (США, Калифорния) в период с 1975 по 1980 год [1]. В этот период времени произошло 17 сейсмических событий с магнитудой от 4,0 до 5,8. Для анализа выбраны данные, полученные при недельной экспозиции трековых детекторов.

Для выделения тектонического сигнала в поле вариаций эксхаляции радона применен аппарат факторного анализа, использование которого позволяет получить упорядоченную пространственно-временную картину поля и наблюдать за ее локальными искажениями во времени. В факторном анализе предполагается, что наблюдаемые переменные (в нашем случае это ряды данных на скважинах непрерывной регистрации концентрации радона) являются линейной комбинацией некоторых латентных переменных, число которых, как правило, существенно меньше числа исследуемых переменных.

Факторный анализ представляет собой набор моделей и методов, предназначенных для сжатия информации, содержащейся в исходной матрице, из которой формируется матрица коэффициентов корреляции r_{ij} . Пирсон предложил эвристический метод сжатия большого массива информации с одновременным выделением максимальной дисперсии, а позднее Хотеллинг развил эту идею, создав метод главных компонент [2].

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + \ldots + a_{jn}F_n \qquad (1),$$

где каждый из наблюденных параметров линейно зависит от n некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) $F_1, F_2, \ldots F_n$.

Поскольку элементами, использующимися в вычислениях, являются коэффициенты парной корреляции, то рассмотрим сущность этих коэффициентов. Известно, что произведение матрицы $\boldsymbol{Z}$ на транспонированную $\boldsymbol{Z}'$ равно произведению корреляционной матрицы $\boldsymbol{R}$ на скаляр N:

$$\boldsymbol{ZZ'} = N\boldsymbol{R} \qquad (2)$$

Из этого следует: если m – ранг матрицы $\boldsymbol{Z}$, то ранг матрицы $\boldsymbol{R} = \boldsymbol{ZZ'}$ равен также m.Иными словами, ранг корреляционной матрицы равен рангу матрицы наблюденных данных. В работе [2] сформулировано более сильное утверждение относительно взаимосвязи между двумя матрицами (в том числе между матрицей вычисленных коэффициентов корреляции и факторной матрицей).

Теорема 1. Если $\boldsymbol{ZZ'}$ *есть n N – матрица ранга m с действительными элементами, то* $\boldsymbol{ZZ'} = \boldsymbol{R}$ *является положительно полуопределенной симметрической матрицей Грама ранга m.*

Таким образом, любое свойство параметров, связанное с рангом матрицы $\boldsymbol{Z}$, может быть установлено и с помощью матрицы $\boldsymbol{R}$. А n параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем m факторов, где m – ранг корреляционной матрицы параметров. Набор из n параметров можно анализировать в терминах общих факторов (тогда на главной диагонали матрицы $\boldsymbol{R}$ стоят единицы). В этом случае, как сказано выше, $\boldsymbol{R}$ есть матрица Грамма, а факторное решение

$$z = A f \tag{3}$$

дается в терминах n общих факторов. Поскольку здесь A есть квадратная невырожденная матрица, то она имеет обратную матрицу. Поэтому искомые факторы определяются просто:

$$f = A^{-1} z \tag{4}$$

Это решение является точным и однозначным и не связано ни с какими «оценками».

Таким образом, если мы проводим разделение вариаций радона методом главных компонент, то получаем для этого случая единственное решение.

В режиме «реального времени» проанализированы отрезки рядов наблюдений на скважинах с 1 по 12, расположенных вблизи пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас. При анализе использован скользящий интервал. Для каждого интервала времени определялось количество латентных факторов. Проведенный анализ позволяет предположить следующий сценарий развития системы наблюдаемых переменных. В тектонически спокойные периоды ряды на станциях непрерывного наблюдения отражают только вариации нормального поля эксхаляции радона. Отрезки рядов за эти периоды – однофакторные. Затем, в период подготовки тектонического события, начинает работать механизм, ответственный за перераспределение концентрации радона в объеме горной породы. Начиная с этого момента времени, отрезки рядов наблюдений становятся двухфакторными. Причем, вначале фактор, ответственный за нормальное поле, преобладает (рис. 1).

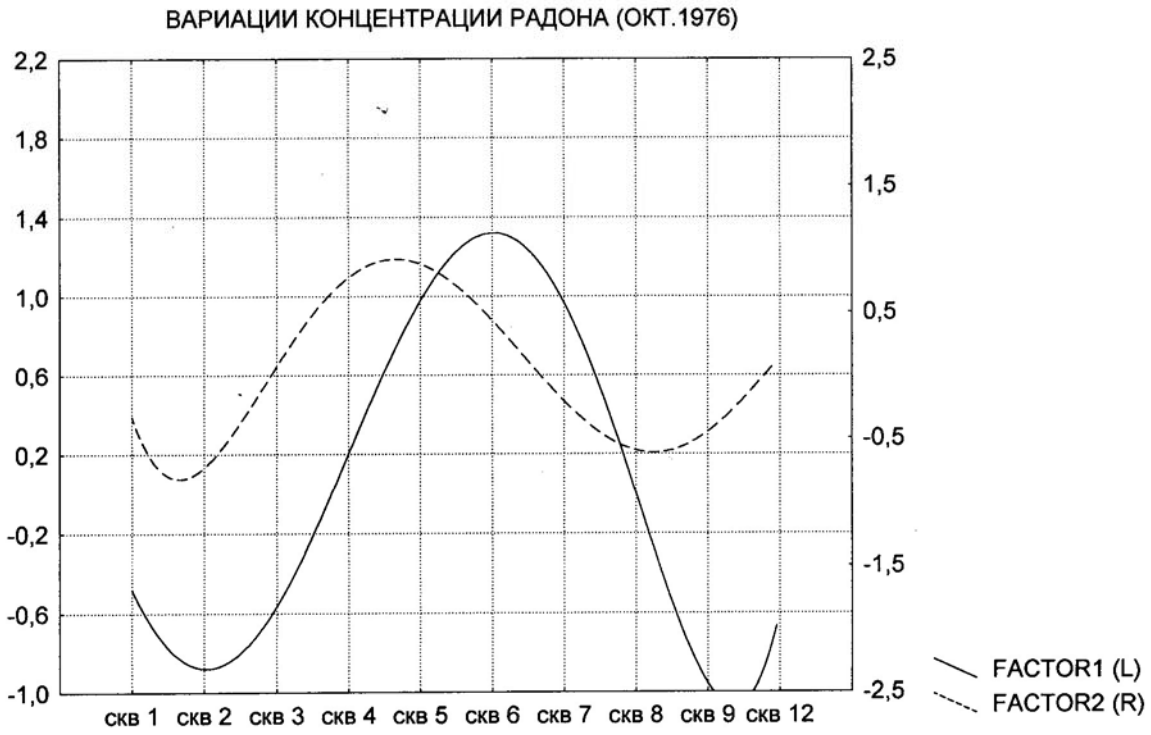


Рис. 1

Соотношение нормальной и аномальной составляющих вариаций радона на начальной стадии развития тектонического события

Далее усиливается роль второго (аномального) фактора (рис. 2). После тектонического события система вновь становится однофакторной. Так, например, с октября по декабрь 1976 года при исследовании 10 переменных обнаружено, что система из однофакторной становится двухфакторной за 8 недель до землетрясения с M = 5.Причем, зона экстремума второго фактора пространственно совпадает с эпицентральной зоной

землетрясения с точностью ±5 км, что соответствует пространственной дискретности наблюдений. Всего из 17 землетрясений прогноз осуществлен для 14. Отмечено,что время предвестника прогрессивно уменьшается с 8 недель для событий 1976 года до 1 недели в 1980 году. Кроме того, факторы становятся менее контрастно связанными с эпицентром прогнозируемого землетрясения.

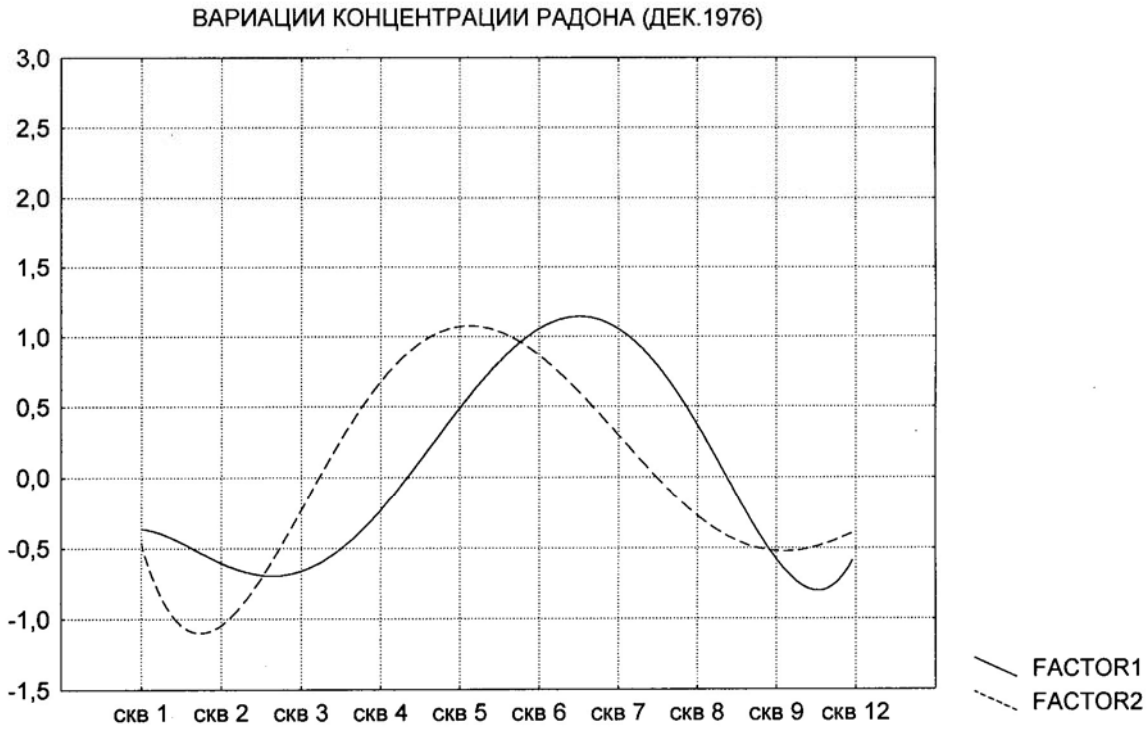


Рис. 2
Соотношение нормальной и аномальной составляющих вариаций радона на конечной стадии развития тектонического события

Наиболее ярким является пример прогноза землетрясения с M > 5, произошедшего между двумя пересекающимися профилями наблюдений. Так, предвестниковый сигнал, наблюдающийся в аномальном втором факторе, проявляется на этих двух профилях, что позволяет произвести засечку места будущего тектонического события (рис. 3).

Таким образом, в результате исследования пространственно-временной картины эксхаляции радона в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас удалось в режиме «реального» времени получить достаточно уверенный прогноз времени и места ожидаемых землетрясений. Выделенный аномальный сигнал позволяет надеяться, что в результате дальнейших исследований удастся оценить магнитуду прогнозируемого события.

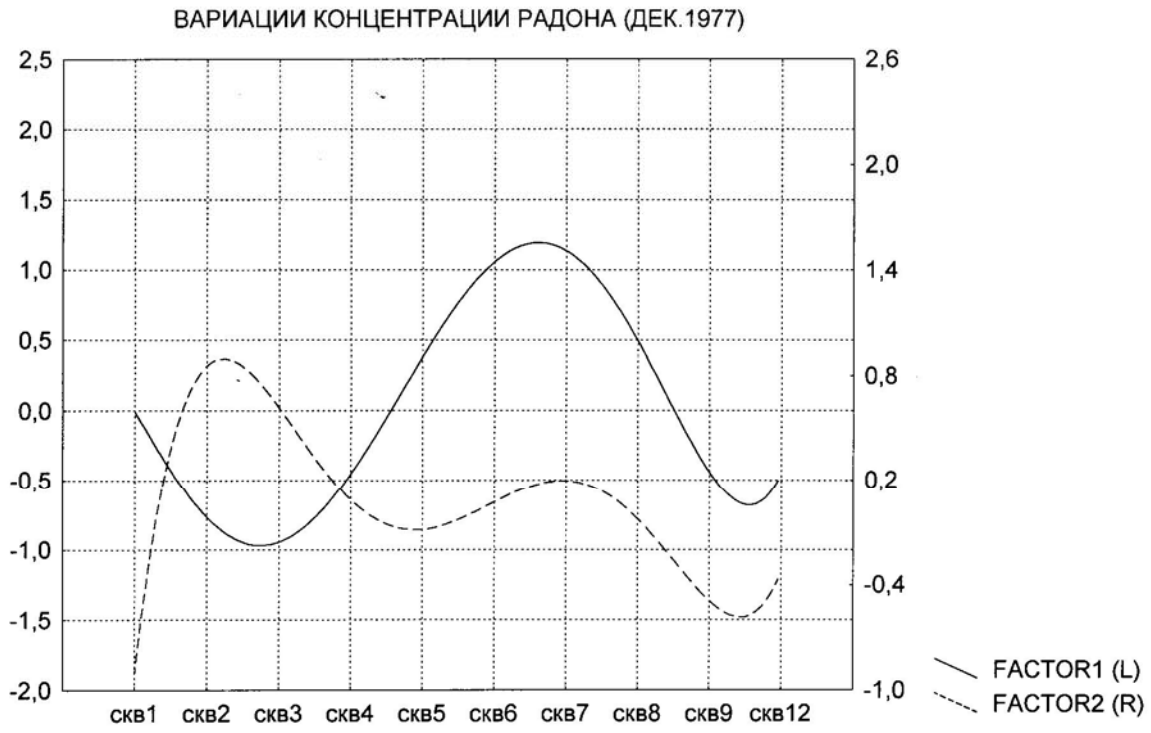


Рис. 3
Прогноз землетрясения с предполагаемым эпицентром между скв.2 и скв.7

Литература

1. King Chi-Yu. Episodic radon changes in subsurface soil gas along active fault and possible relation tj earthquakes. J. Geoph. Res., 1980, v.85, No.6, pp. 3065-3078.
2. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 350 с.

АНОМАЛИИ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА УРАЛЕ И ИХ СВЯЗЬ С СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аномальными вековыми вариациями называются искажения нормальной картины поля геомагнитных вариаций, связанные с внутриземными процессами, воздействующими на магнитные и электрические параметры горных пород. Исследование аномальных вековых вариаций геомагнитного поля позволяет изучать природу генерирующих их тектонических процессов и дает возможность следить за динамикой тектонических сил. Актуальной задачей является изучение пространственно-временных особенностей аномального векового хода, связанных с фоновой тектонической активностью, которая, в свою очередь, отображает все фазы развития деформационного процесса. Этими фазами, предшествующими разрушению массива горных пород, согласно принципам мезомеханики, является образование деформационных доменов и последующая фрагментация [1, 2]. Наиболее интенсивно диссипация энергии тектонических напряжений в регионах со слабой сейсмичностью проявляется на участках дизъюнктивных нарушений. Эти участки, по-видимому, представляют собой реликты зон локализации деформаций в полосы и являются высокопроницаемыми блоками земной коры, в которых может происходить активная миграция разного рода флюидов и газов. На образцах показано [1], что сдвиговая деформация не распределяется равномерно по всему объему, а локализуется в пачки узких полос, называемых полосами Людерса. Такие явления отмечены нами в виде сопряженных полос сдвиговых деформаций в массиве дунитов [3]. По-видимому, в объемах горных пород существует иерархия локализации сдвиговых деформаций в полосы, которая должна прослеживаться от мезоуровней всех рангов до макроуровня, одним из проявлений которого являются тектонические разломы. В этих узких зонах и происходит диссипация энергии сдвиговых деформаций, что находит свое отражение в вариациях геомагнитного поля.

Таким образом, взаимосвязь аномальных вековых вариаций с фоновыми тектоническими процессами позволяет решить вопрос о возможности применения магнитометрии в комплексе с другими геолого-геофизическими методами для изучения динамики тектонических напряжений и связанных с ней асейсмических диссипативных явлений. В результате многолетних исследований геомагнитного поля T на территории Среднего и Южного Урала выделены серии субмеридиональных протяженных аномалий векового хода. Это Буткинская АВХ, пространственно совпадающая с Зауральским поднятием, и Башкирская АВХ, совпадающая со структурами Предуральского краевого прогиба [4]. Отличительная особенность этих протяженных субмеридиональных зон – изменение знака приращений $\delta(\Delta T)$ в течение периода наблюдений. Наибольшей интенсивности аномальные изменения $\delta(\Delta T)$, 10-15 нТл/год, достигают на севере изучаемой территории. Эти изменения происходят на фоне нормального поля с амплитудами ±2 нТл/год. Анализ аномального магнитного поля показал отсутствие в земной коре в зонах АВХ блоков горных пород с аномально высокими магнитными свойствами. Это позволило исключить из рассмотрения альтернатив пьезомагнитную гипотезу происхождения аномальных вариаций. Остается в рассмотрении только гипотеза о связи аномальных вековых вариаций T с внутриземными токами электрокинетической природы. В работе [4] показано, что появление на земной поверхности АВХ электрокинетической природы возможно только при наличии в земной коре горизонтальных геоэлектрических неоднородностей или границ со скачком коэффициента потенциала течения. В результате комплексных исследований установлено, что выделенные зоны АВХ (рис. 1) пространственно совпадают с участками повышенной электропроводности земной коры [4].

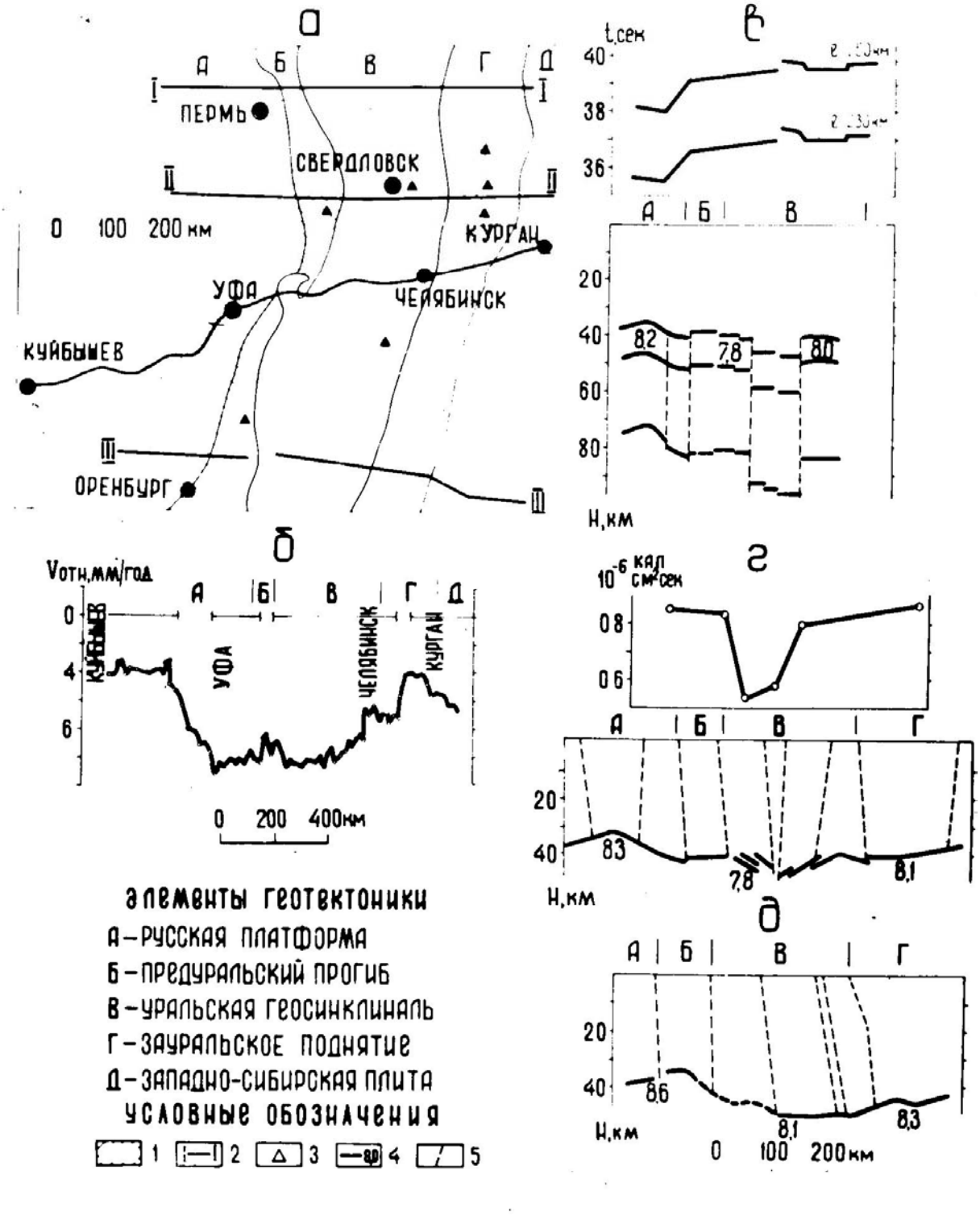


Рис. 1
Расположение зон аномального векового хода геомагнитного поля и сопровождающая их геолого-геофизическая обстановка

В рамках гипотезы электрокинетической природы Башкирской и Буткинской АВХ была получена структурно-динамическая модель строения и развития как Предуралького краевого прогиба, так и Зауральского поднятия [3]. Динамика аномального магнитного поля в зонах АВХ в рамках рассматриваемой модели отражает закономерности развития зон дилатансии, проявляющиеся при стабилизирующем действии поровых вод. Вследствие

этого, в зонах аномалий электрокинетической природы на Урале релаксация энергии тектонических напряжений должна происходить, в основном, путем асейсмического крипа. Это следует из сути тектонического процесса и поэтому вряд ли является особенностью только слабосейсмичного Уральского региона. Этот вывод нашел свое экспериментальное подтверждение только в настоящее время, когда после начала работы сети KNDC [4] за период с 2000 по 2007 гг. на территории Южного и Среднего Урала было зарегистрировано более 2000 слабых землетрясений.

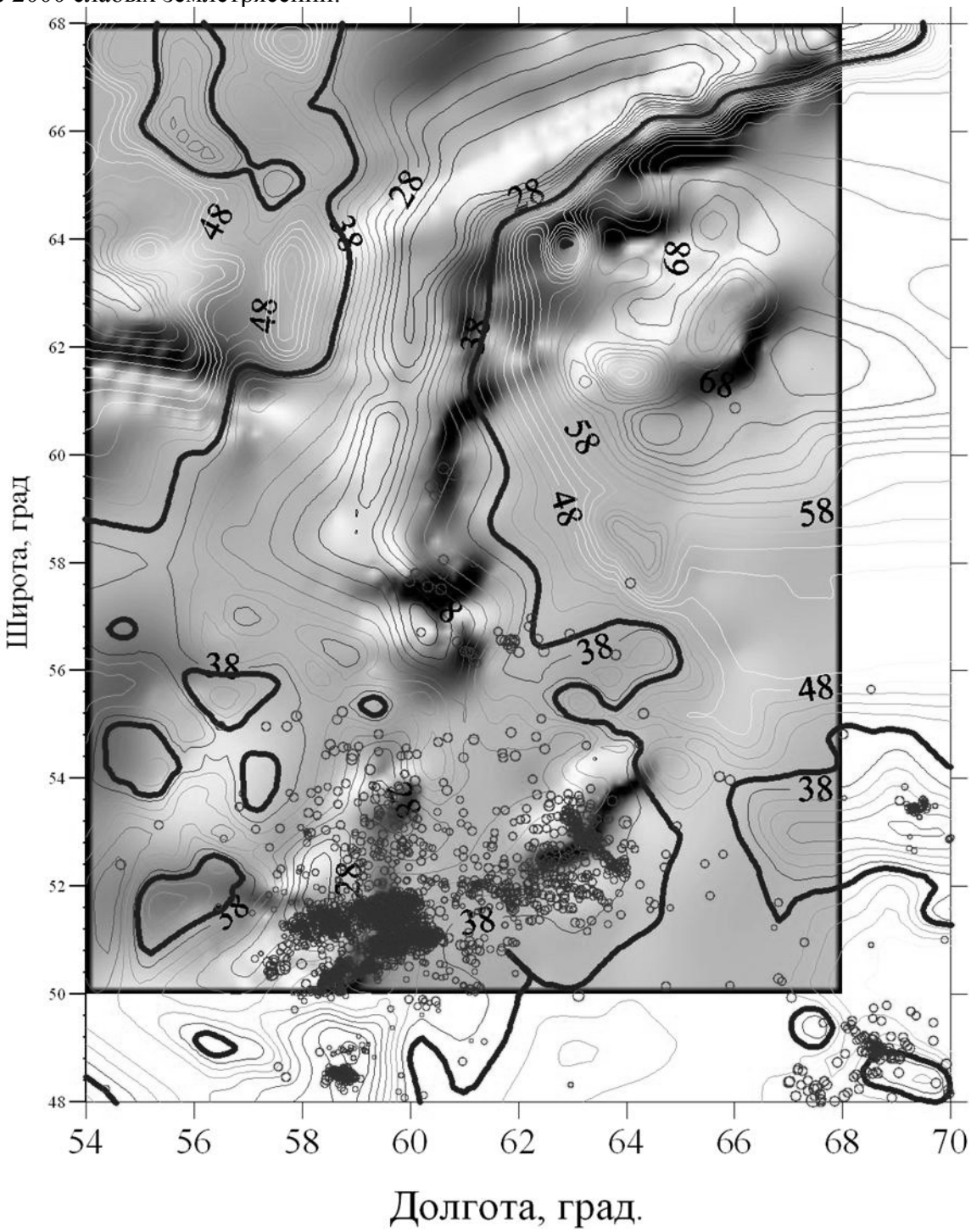


Рис.2
Схема распределения эпицентров землетрясений на территории Южного и Среднего Урала [5,7]. Изолинии – тепловой поток. Тоновая подложка – основность земной коры (по Ананьевой Е.М., 1990).

Как следует из рисунков 1 и 2, слабые сейсмические события, в основном, находятся внутри структуры, ограниченной с запада и востока зонами АВХ – участками интенсивной релаксации энергии тектонических напряжений. Отсутствие сейсмических событий севернее 60^{o}N, объясняется, по нашему мнению, только значительной удаленностью от станций сейсмологического мониторинга (обсерватория Арти и сеть KNDC). Это лишний раз подтверждает важность создания сетей сейсмологического мониторинга по всей территории Урала.

Отметим, что при изучении АВХ электрокинетической природы на Тянь-Шане [6], получена надежная зависимость между сейсмической активностью A_{10} и квадратом амплитуды аномальных вековых вариаций $\delta(\Delta T)^2$. Анализ эмпирической зависимости, выявленной для высокосейсмичного региона,

$$A_{10} = [-0{,}075(\delta\Delta T)^2 + 35 \pm 4]\ 10^{-2},$$

подтверждает наши выводы об универсальности особенностей релаксации энергии тектонических процессов в зонах АВХ электрокинетической природы. В таких аномальных зонах диссипация энергии тектонических напряжений больше, чем на окружающей территории, следовательно, вероятность возникновения сильных землетрясений снижается. Таким образом, закономерность, подтвержденная для слабосейсмичного Урала, является достаточно универсальной. Следовательно, полосы зон аномально высокой диссипации энергии тектонических напряжений находят свое отражение в геомагнитных вариациях электрокинетической природы. Это доказывает возможность распространения парадигм мезомеханики на объемы блоков земной коры.

Литература:

1. Панин В.Е., Панин С.В., Мамаев А.И. Деформационные домены на мезоуровне в деформируемом твердом теле// Доклады РАН. 1996. Т.350. №1. С. 35-38.
2. Гриняев Ю.В., Панин В.Е. Полевая теория дефектов на мезоуровне// ДАН. 1997. Т.353. № 1. С. 37-39.
3. Пьянков В.А., Мартышко П.С. Пространственные вариации магнитных параметров дунитов и их связь с особенностями формирования массива Кондер// Геофизический вестник. 2007. №1. С. 13-15.
4. Пьянков В.А., Шапиро В.А. Связь пространственно-временных характеристик аномального магнитного поля со структурно-динамическими особенностями строения и развития земной коры Урала// Прогноз землетрясений. Предвестники землетрясений магнитной, электромагнитной и электрической природы, №7. Душанбе-Москва: Дониш, 1986. С. 234-248.
5. Михайлова Н.Н. и др. URL= http://www.kndc.kz/ Центр Сбора и Обработки Специальной сейсмической информации.
6. Поляков А.В. Анализ связи отклонений вековой вариации геомагнитного поля с сейсмичностью и другими геолого-геофизическими параметрами (на примере Северного Тянь-Шаня). Автореферат кандидатской диссертации. М., ИФЗ АН СССР: 1976. 21 с.
7. А.В. Овчаренко, В.А. Щапов. О пространственной связи слабой сейсмичности Южного и Среднего Урала с пониженным тепловым потоком. В сб. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Мат.четвертых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург, ИГФ УрО РАН, 2007, с.53-55.

АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕКТОНОМАГНИТНОЙ ПРИРОДЫ И ИХ ПРИУРОЧЕННОСТЬ К БЛОКАМ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ВЫСОКОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТЬЮ

Пьянков В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Поиски связи между аномальными геомагнитными вариациями и тектонической активностью основаны на предположении о том, что протекающие в земной коре тектонические процессы изменяют деформированное состояние массива горных пород, трансформируя их магнитные свойства, и, таким образом, отображаются в магнитном поле Земли. Считается, что наиболее интенсивные геомагнитные вариации такого рода должны наблюдаться в зонах, пространственно совпадающих со статическими аномалиями магнитного поля Земли. Следовательно, изменения магнитных параметров горных пород, связанных с внутриземными процессами, могут вызывать локальное искажение нормальной картины поля геомагнитных вариаций, измеряемых на поверхности Земли. Такие изменения называются аномальными вековыми вариациями (АВХ).

В современных физических полях содержится интегральная информация о тектонических процессах прошлого, в результате которых сформировались закономерно распределенные физические неоднородности земной коры. Анализ пространственной структуры неоднородностей позволяет восстанавливать закономерности их образования. Так, например, в магнитном поле отражается как распределение ферромагнетиков в горной породе, так и их состояние. Состояние данного ферромагнетика зависит от его предыстории, то есть от испытанных им тектонических воздействий. Кроме того, безусловно, на его состояние влияет динамика современных тектонических напряжений, что может проявляться в аномальных вариациях геомагнитного поля. Для определения магнитных параметров геофизической модели земной коры необходимо пройти два этапа решения обратной задачи магнитометрии. На первом этапе решения этой задачи по заданному магнитному полю определяется пространственное распределение набора эквивалентных источников, адекватно описывающих это поле. Второй этап обратной задачи магнитометрии заключается в изучении магнитного состояния горной породы с целью определения возможных причин, обусловивших это состояние. Из хода дальнейших рассуждений становится понятно, что эти два этапа решения обратной задачи должны взаимно дополнять друг друга. То есть, выбор одного из эквивалентных источников может зависеть от состояния ферромагнетика, слагающего этот источник. Связующим звеном между этими двумя этапами могут стать аномальные вековые вариации геомагнитного поля. Таким образом, изучение прнроды аномальных вековых вариаций тесно связано с определением единственного решения обратной задачи магнитометрии. В свою очередь, взаимосвязь между этими двумя этапами вытекает из выбранной концепции тектонического развития Урала. При построении модели,описывающей динамику аномальных вековых вариаций, как и любой другой модели земной коры, немаловажным фактором является то, какая геодинамическая концепция заложена в ее основу. Известен тот факт, что Уральские структуры представляют собой пространственно стабильный более чем 2000-километровый линеамент, представленный рядом массивов (Денежкин Камень, Кумба, Кытлым и т.д.). Эти крупные массивы располагаются в центральной части Урала и пространственно разделены. Поскольку деформирование горных пород в геологическом масштабе времени можно рассматривать как следствие движений сильно вязкой среды, то такое размещение ультрамафитовых массивов находит свое объяснение [1].Подобные пространственные закономерности характерны для развития диапира. Неотъемлемой особенностью формирования диапировых структур является и то, что на периферии должны возникать более плоские локальные структуры антиклинального типа. Отражение реликтов такого явления наблюдается как в региональном гравитационном, так и в магнитном поле Урала. Таким образом, магнитные аномалии центральной части Урала формируются активными зонами диапира, а окраинные аномалии магнитного поля – пассивными (рис. 1).

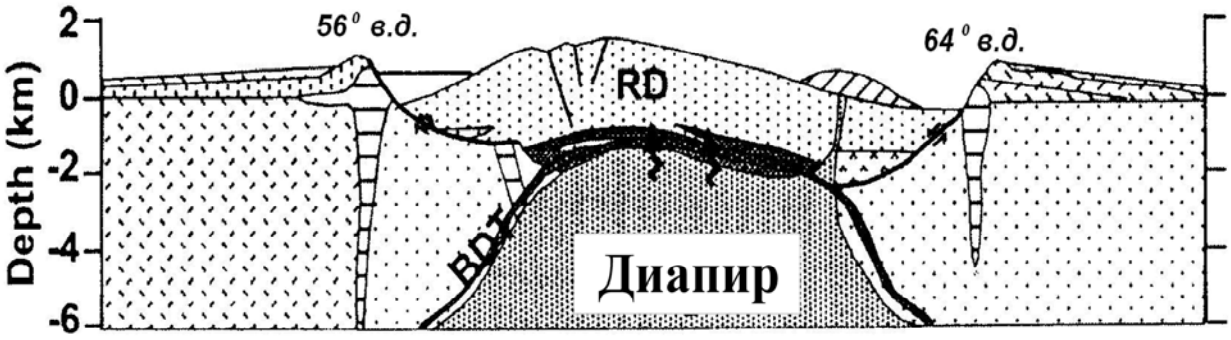


Рис. 1
К схеме образования АВХ в изучаемом регионе

В активной зоне диапира расположены Кальинская (массивы Денежкин Камень и Кумба) и Кагинская АВХ. (южная оконечность массива Крака). На западной окраине расположены Манчажская , Шарлыкская и Оренбургская АВХ. В результате анализа пространственно-временной структуры поля вековых вариаций показано, что аномальные изменения на этих аномалиях связаны с эффектом подмагничивания нормальным полем вековых вариаций (рис. 2).

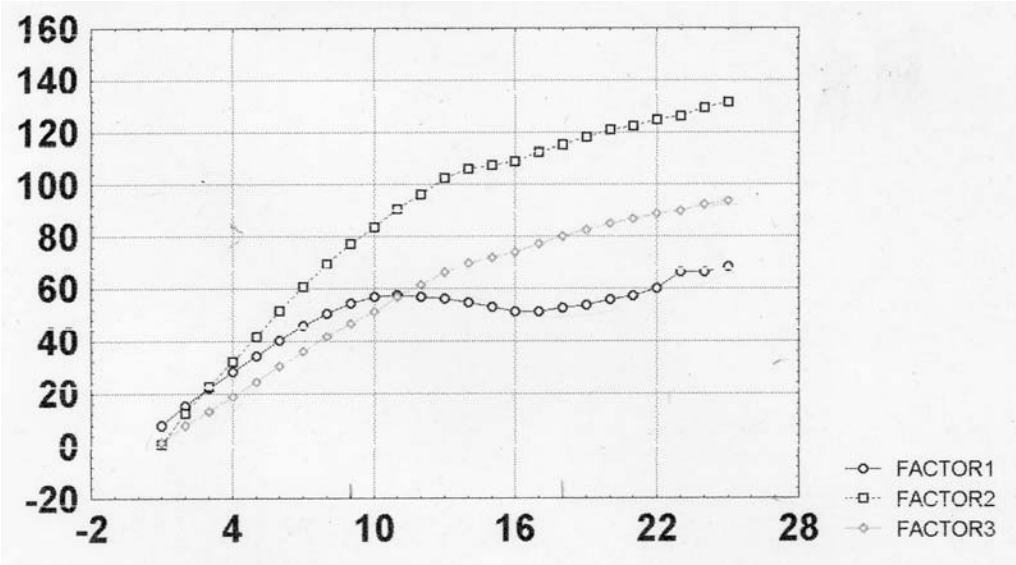


Рис. 2
Трехфакторное решение для профиля, секущего Шарлыкскую магнитную аномалию

Первый фактор характеризует составляющую вариаций электрокинетиеской природы, второй фактор – нормальные вариации + эффект подмагничивания, третий фактор – нормальные вариации. Таким образом, вариации геомагнитного поля на каждой точке долговременных наблюдений представляют собой (в разных пропорциях) сумму трех составляющих:

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + ... + a_{jn}F_n \quad (1),$$

где каждый из наблюденных параметров линейно зависит от трех некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) $F_1, F_2, ...F_n$.

Для Кальинской АВХ характерны следующие особенности. Объект, ответственный за аномальные вековые вариации обусловлен узким верхним сегментом аномального тела Кальинской статической аномалии. Аномальные вековые вариации +3 нТл/год наблюдаются

на фоне многолетних нулевых изменений нормального векового хода. Т.е. эффект подмагничивания отсутствует. Характерной особенностью Кальинской статической аномалии является высокая остаточная намагниченность слагающих ее пород. Такая же особенность характерна и для Кагинской АВХ. С целью изучения динамики аномального векового хода и разделения полей от различных источников нами проведен факторный анализ временных рядов *T(t)*. В результате анализа получены две факторные кривые, по своей морфологии напоминающие магнитное поле от объекта с современной намагниченностью и более глубинного объекта, намагниченного против поля, соответственно. Следует учесть, что в отличие от метода аппроксимации сингулярными источниками нет необходимости фиксировать направление намагничивания как для источника положительного, так и отрицательного поля (рис.3).



Рис.3. Разделение аномального векового хода на составляющие от источников

В результате анализа временной динамики факторных нагрузок удалось показать, что в случае положительного источника аномального векового хода геомагнитного поля *T* его магнитная масса *M* уменьшается со временем, а магнитная масс *M* отрицательного источника растет по абсолютной величине..Следовательно, изучаемый региональный объект действительно намагничен против современного поля, что не является неким исключением для складчатого Урала.

Таким образом, только центральноуральские аномалии магнитного поля генерируют вековые вариации тектономагнитной природы. Эти вариации, по-видимому, обусловлены структурными изменениями горных пород под воздействием пластических деформаций, изменяющих как их остаточную намагниченность, так и коэрцитивную силу [2].

Литература:

1. Осипова Е.Б. Модельное исследование формирования солянокупольных структур в бассейне эллиптической формы// Физическая мезомеханика. 1999. Т.2. С. 95-98.
2. Горкунов Э.С., Драгошанский Ю.Н., Миховски М. Эффект Баркгаузена и его использование в структуроскопии ферромагнитных материалов (обзор 2). Влияние упругой и пластической деформации // Дефектоскопия.2000. №6. С.3-38.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ОДНОРОДНОГО ЛОКАЛЬНОГО ОБЪЕКТА В ПОЛЕ СТАЦИОНАРНОГО ИСТОЧНИКА

Ратушняк А.Н.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Обнаружение локальных объектов, отличающихся по удельному электрическому сопротивлению от вмещающей среды, является одной из задач электроразведки постоянным током, применяемой при поисках месторождений полезных ископаемых, изучении геоэлектрического строения верхней части земной коры и инженерно-геофизических изысканиях. Для определения электромагнитного поля от локального объекта используются различные математические методы, обладающие как определенными достоинствами, так и недостатками. Одним из методов является метод поверхностных интегральных уравнений для плотности зарядов простого слоя и эквивалентной задачи – для плотности двойного слоя [1].

Постановка задачи

Если замкнутая поверхность S ограничивает локальный однородный объем V с электропроводностью σ, находящийся в однородной вмещающей среде с электропроводностью σ_1 в электрическом поле стороннего источника, то под действием силы Кулона происходит поляризация зарядов на поверхности тела [2].

Из электростатической теоремы Гаусса в дифференциальной форме $div\,\mathbf{D} = \rho$ следует, что электрический потенциал удовлетворяет уравнению Пуассона $\Delta U = -\rho / \varepsilon_o \varepsilon$, которое имеет решение в виде интеграла Пуассона [2]

$$U(\mathrm{r}) = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0\varepsilon}\int_V \frac{\rho(\mathrm{r}')}{R}dV\,, \qquad (1)$$

где $\mathbf{D} = -\varepsilon_0\varepsilon \cdot gradU$ – электрическая индукция, Кл/м^2, $\varepsilon_o = 10^{-9}/36\pi$ – электрическая постоянная, Ф/м, ε – диэлектрическая проницаемость среды, ρ – объемная плотность зарядов, Кл/·м^3, U – электрический потенциал, В, $R = |\mathbf{r} - \mathbf{r}'|$, $\mathbf{r}$ (x, y, z) $\notin V$ и $\mathbf{r}'$(ξ, η, ζ) $\in V$ – радиус-векторы точки наблюдения и элементов объема dV.

Поскольку в проводящей среде свободные заряды существовать не могут, аномальный потенциал от локального объекта (1) обусловлен появлением под действием стороннего источника поля зарядов на границе сред с различной электропроводностью, а поляризация локального тела внешним электрическим полем в соответствии с законом Кулона сводится к появлению на поверхности тела простого слоя связанных зарядов.

Будем считать, что слой зарядов на поверхности S тела занимает толщину dn с поверхностной плотностью $\tau = \rho dn$, Кл/·м^2. Областью интегрирования в (1) фактически является замкнутая поверхность S, покрытая тонким слоем уплощенных элементарных объемов $dV = dSdn$ с поперечным размером dn, в которых находится простой слой зарядов. Формула для электрического потенциала, создаваемого простым слоем зарядов, преобразуется в интеграл по поверхности S

$$U(\mathrm{r}) = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0\varepsilon}\int_S \frac{\tau(\mathrm{r}')}{R}dS\,. \qquad (2)$$

Потенциал, создаваемый локальным объектом, имеет эквивалентное описание - через двойной слой зарядов на поверхности тела S, который имеет вид [2]

$$U(\mathrm{r}) = \frac{1}{4\pi}\int_S \mu(\mathrm{r}')\frac{\partial}{\partial \mathrm{r}'_n}\left(\frac{1}{R}\right)dS\,. \qquad (3)$$

Сомножитель

$$\mu = U(+) - U(-) = \frac{\tau dn}{\varepsilon_0\varepsilon} \qquad (4)$$

имеет размерность Вольт и является собственным потенциалом двойного слоя, равным

скачку потенциала при переходе через поверхность с двойным слоем зарядов.

Потенциал и его градиенты $\mathbf{E} = -gradU$, создаваемые локальным объектом могут быть определены, если известно распределение величины потенциала двойного слоя μ на поверхности тела. Для нахождения потенциала двойного слоя выполнение граничных условий непрерывности потенциала и нормальной составляющей плотности тока на поверхности S приводит к скалярному поверхностному интегральному уравнению, приведенному в работах [1] и [3]. В работе [3] дан эффективный метод решения этого интегрального уравнения, а способ численной реализации на ЭВМ методом итераций и анализ закономерностей изменения характеристик электромагнитного поля для различных моделей выполнен в работе [4].

Объемное ИУ двойного слоя зарядов на локальном объекте

Приведем еще один метод определения стационарного электромагнитного поля стороннего источника в среде, содержащей локальный однородный объем V.

Представим потенциал двойного электрического слоя зарядов через объемный интеграл (1), определив его как суммарный потенциал двух объемов V_1 и V_2, причем объем V_2 заряжен противоположно ($\rho_2 = -\rho$) и имеет в каждой точке поверхности S меньший размер на малую величину dn.

$$U(\mathrm{r}) = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0\varepsilon}\left[\int\limits_{V_1}\frac{\rho(\mathrm{r}')}{R_1}dV_1 - \int\limits_{V_2}\frac{\rho(\mathrm{r}')}{R_2}dV_2\right] = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0\varepsilon}\int\limits_{V_S}\rho(\mathrm{r}')\left(\frac{1}{R_1}-\frac{1}{R_2}\right)dV_S = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0\varepsilon}\int\limits_{V_S}\rho(\mathrm{r}')dn\frac{R_n}{R^3}dV_S \quad (5)$$

Перейдем от электростатических величин поля к электрическим величинам. Из непрерывности нормальной составляющей плотности тока $i_{n1} = i_n$ и теоремы Гаусса $div\,\mathrm{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_o\varepsilon}$ следует, что на поверхности S нормальная составляющая напряженности электрического поля E_{n1} с наружной и E_n с внутренней стороны тела терпит разрыв, пропорциональный поверхностной плотности зарядов

$$\gamma = E_{n1} - E_n = \frac{\rho dn}{\varepsilon_o\varepsilon} = \frac{\tau}{\varepsilon_o\varepsilon}. \quad (6)$$

Для двойного слоя зарядов γ - это величина составляющей напряженности электрического поля между обкладками двойного слоя, направленная по нормали к поверхности S. Электрический потенциал и напряженность поля получат вид

$$U(\mathrm{r}) = \frac{1}{4\pi}\int\limits_{V_S}\gamma(\mathrm{r}')\frac{\partial}{\partial\,\mathrm{r}'_n}\left(\frac{1}{R}\right)dV_S, \quad (7)$$

$$\vec{E}(\mathrm{r}) = -\frac{1}{4\pi}\frac{\partial}{\partial\,\mathrm{r}}\int\limits_{V_S}\gamma(\mathrm{r}')\frac{\partial}{\partial\,\mathrm{r}'_n}\left(\frac{1}{R}\right)dV_S. \quad (8)$$

Локальный объем V_S двойного слоя представлен в виде замкнутой поверхности, покрытой тонким слоем уплощенных элементарных объемов с поперечным размером dn. Точность решения в такой постановке зависит от того, насколько тонким будет этот слой по сравнению с остальными характерными размерами.

Интегральное уравнение для напряженности поля двойного слоя получим с помощью граничного условия непрерывности нормальной составляющей плотности тока $i_{n1} = i_n$ на поверхности S, которое преобразуем к виду

$$E_{n1} - E_n = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1}E_n.$$

Представляя напряженность электрического поля в виде $E_n = E_n^o + E_n^a$, где аномальная часть напряженности электрического поля E_n^a имеет вид (8), выполнение граничного

условия приводит к объемному скалярному интегральному уравнению для напряженности поля двойного слоя

$$\gamma(\mathrm{r})+\frac{\sigma-\sigma_1}{4\pi\sigma_1}\frac{\partial}{\partial \mathrm{r}_n}\int\limits_{V_S}\gamma(\mathrm{r}')\frac{\partial}{\partial \mathrm{r}'_n}\left(\frac{1}{R}\right)dV_S=\frac{\sigma-\sigma_1}{\sigma_1}E_n^o(\mathrm{r})\,. \tag{9}$$

Второе слагаемое в уравнении (9) для каждого малого элемента dV можно интерпретировать как составляющую по направлению нормали аномальную часть напряженности электрического поля

$$E_n^a(\mathrm{r}')=\frac{J^a}{4\pi\sigma_1}\frac{\partial^2}{\partial \mathrm{r}_n\,\partial \mathrm{r}'_n}\left(\frac{1}{R}\right) \tag{10}$$

электрического дипольного источника, ориентированного по направлению нормали к поверхности, с моментом $J^a\,\mathrm{dn}=(\sigma-\sigma_1)\gamma(\mathrm{r}')dS\,\mathrm{dn}$.

Регуляризация объемного интегрального уравнения

Представим интеграл в (9) в виде двух слагаемых, выделив точку $\mathbf{r}=\mathbf{r}'$ в явном виде

$$\gamma(\mathrm{r})+\frac{\sigma-\sigma_1}{4\pi\sigma_1}\left\{P\frac{\partial}{\partial \mathrm{r}_n}\int\limits_{V_S}\gamma(\mathrm{r}')\frac{\partial}{\partial \mathrm{r}_n'}\left(\frac{1}{R}\right)dV_S+\gamma(\mathrm{r})t(\mathrm{r})\right\}=\frac{\sigma-\sigma_1}{\sigma_1}E_n^o(\mathrm{r})\,,$$

где P означает главное значение интеграла.

Интеграл от функции Грина в точке $\mathrm{r}=\mathrm{r}'$ по малому объему $V\to 0$ равен

$$t(\mathrm{r})=\frac{\partial}{\partial \mathrm{r}_n}\int\limits_{V\to 0}\frac{\partial}{\partial \mathrm{r}'_n}\left(\frac{1}{R}\right)dV=\frac{4\pi}{3}\,.$$

Подставляя t в исходное уравнение, после перегруппировки слагаемых получим объемное скалярное интегральное уравнение в регуляризованном виде

$$\nu(\mathrm{r})+kP\int\limits_{V_S}\nu(\mathrm{r}')G(\mathrm{r}-\mathrm{r}')dV_S=\frac{\sigma-\sigma_1}{\sigma_1}E_n^o(\mathrm{r})\,, \tag{11}$$

где введены обозначения

$$G(\mathrm{r}-\mathrm{r}')=\frac{\partial^2}{\partial \mathrm{r}_n\,\partial \mathrm{r}'_n}\left(\frac{1}{R}\right),\quad \nu(\mathrm{r})=\gamma(\mathrm{r})\left(\frac{2\sigma_1+\sigma}{3\sigma_1}\right),\quad k=\frac{3}{4\pi}\frac{\sigma-\sigma_1}{\sigma+2\sigma_1}\,.$$

При значениях электропроводности локального объема, соответствующих идеальному проводнику и идеальному изолятору коэффициент поляризации k в уравнении (12) имеет предельных значения:

$$\sigma>>\sigma_1,\ k=\frac{3}{4\pi}\ \text{ и }\ \sigma<<\sigma_1,\ k=-\frac{3}{8\pi}\,.$$

Решение объемного интегрального уравнения

Преимущество полученного объемного скалярного интегрального уравнения для напряженности электрического поля двойного слоя заключается в том, что его решение можно получить в явном виде.

Определим прямое и обратное преобразования Фурье как [5]

$$F(\mathrm{p})=\int\limits_{-\infty}^{\infty}F(\mathrm{r})\exp\{i\,\mathrm{pr}\}d\,\mathrm{r}\,,\quad F(\mathrm{r})=\frac{1}{(2\pi)^3}\int\limits_{-\infty}^{\infty}F(\mathrm{p})\exp\{-i\,\mathrm{pr}\}d\,\mathrm{p}\,.$$

Поскольку Фурье образ свертки равен произведению Фурье образов, уравнение (11) примет вид

$$\nu(\mathrm{p})+k\nu(\mathrm{p})G(\mathrm{p})=\frac{\sigma-\sigma_1}{\sigma_1}E_n^o(\mathrm{p})\,, \tag{12}$$

решение которого находим для изображений скалярных функций

$$\nu(\mathrm{p}) = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} \frac{E_n^o(\mathrm{p})}{1 + kG(\mathrm{p})}.$$

Преобразуем последнее выражение к более удобному виду, оригинал которого всегда существует, если существует изображение для функции $G(\mathbf{r} - \mathbf{r}')$ [6]

$$\nu(\mathrm{p}) = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(\mathrm{p}) \left[1 - k \frac{G(\mathrm{p})}{1 + kG(\mathrm{p})} \right] = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} E_n^o(\mathrm{p}) \left[1 - kW(\mathrm{p}) \right], \qquad (13)$$

где $W(\mathrm{p}) = \dfrac{G(\mathrm{p})}{1 + kG(\mathrm{p})}$.

Выполняя обратное преобразование Фурье с использованием теоремы о свертке для изображений, получим решение в виде

$$\nu(\mathrm{r}) = \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma_1} \left(E_n^o(\mathrm{r}) - k \int_{V_S} E_n^o(\mathrm{r}') W(\mathrm{r} - \mathrm{r}') dV_S \right), \qquad (14)$$

или для напряженности поля двойного слоя

$$\gamma(\mathrm{r}) = 3 \frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma + 2\sigma_1} \left(E_n^o(\mathrm{r}) - k \int_{V_S} E_n^o(\mathrm{r}') W(\mathrm{r} - \mathrm{r}') dV_S \right).$$

Литература:

1. Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. Часть 2. М.-Л., ОНТИ. 1937. 998 с.
2. Тамм И.Е. Основы теории электричества. - М.: Наука, 1989. 504 с.
3. Воскобойников Г.М. О вычислении стационарных электромагнитных полей в некоторых кусочно-однородных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С.63-76.
4. Гуревич Ю.М. Методы расчета магнитного поля токов растекания в объёмных проводниках. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. 63 с.
5. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (для научных работников и инженеров). М.: Наука, 1977. 792 с.
6. Полянин А.Д., Манжиров А.В. Справочник по интегральным уравнениям. М.: Физматлит, 2003. 524 с.

УРАВНЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И АЛГОРИТМЫ ИХ РЕШЕНИЯ

Рублёв А.Л.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

A.Roublev@list.ru

Цель работы – получение интегральных уравнений обратной задачи электромагнитных геофизических полей и разработка эффективных алгоритмов решения этой задачи.

Поле, произвольно меняющееся во времени, в силу линейности уравнений Максвелла, может быть представлено в виде суммы гармонических полей, зависимость которых от времени выражена с помощью множителя $\exp(-i\omega t)$. Далее в работе рассматривались уравнения для гармонических электромагнитных полей – уравнения Гельмгольца. При численном решении этих уравнений использовался алгоритм, разработанный для класса звездных тел.

О решении трехмерной обратной задачи для уравнения Гельмгольца

Рассматривается обратная задача для скалярного уравнения Гельмгольца. Такая задача возникает при интерпретации данных электромагнитных методов, когда электромагнитное поле релаксирует в отсутствие индукции (например, в методе вызванной поляризации), а также диффузии и соответствующего ей электрического поля, термометрии, поля давлений при течении сжимаемой жидкости в однородном пространстве, включающем ограниченную область с другой фазовой проницаемостью.

Пусть D - область из евклидова пространства R^3, функция $V_1(P)$ удовлетворяет однородному уравнению Гельмгольца

$$\Delta V_1(P) + k_1^2 V_1(P) = 0,\ P \in D^- \tag{1}$$

а функция $U_2(M)$ удовлетворяет уравнению

$$\Delta U_2(M) + k_2^2 U_2(M) = 0,\ M \in D,\ k_1, k_2 = const\,. \tag{2}$$

Кроме того, на границе D - поверхности Ляпунова S - выполняются условия:

$$U_1 = U_2\,, \tag{3}$$

$$\sigma_2 \frac{\partial U_2}{\partial n} = \sigma_1 \frac{\partial U_1}{\partial n}\,, \tag{4}$$

где $U_1 = V_1 + W$; U_1 удовлетворяет условиям Зоммерфельда

$$U_1 = o(1/r),\ \partial U_1/\partial r + ikU_1 = o(1/r),\ r \to \infty \tag{5}$$

W удовлетворяет уравнению

$$\Delta W(M) + k_2^2 W(M) = 0,\ M \in D \tag{6}$$

(так называемый потенциал возбуждающего поля, источники которого находятся вне D), $k_i^2 = i\omega\mu_i\sigma_i$, $i = 1, 2$, где ω - круговая частота; μ_1, μ_2 - параметры среды, например магнитная проницаемость; σ_1, σ_2 - характеристики поля, например электрическая проводимость.

Обратная задача может быть сформулирована следующим образом: по заданной функции $V_1(V_2)$, удовлетворяющей на границе искомой области условиям (1)-(6), найти эту область. Обратную задачу будем называть теоретической, если функция V_1 задана в явном виде (ситуация, возникающая, например, после аппроксимации экспериментальных данных модельными функциями).

Из условий (1)-(6) и формулы Грина, получаем следующее уравнение:

$$\frac{1}{4\pi}\int_S\left[V_1(P)\left(\frac{\partial\dfrac{e^{ik_1r}}{r}}{\partial n}-\frac{\partial\dfrac{e^{ik_2r}}{r}}{\partial n}\right)+\frac{\partial V_1(P)}{\partial n}\left(\frac{\sigma_1}{\sigma_2}\frac{e^{ik_2r}}{r}-\frac{e^{ik_1r}}{r}\right)+\right.$$
$$\left.+\frac{\sigma_1}{\sigma_2}\frac{\partial W(P)}{\partial n}\frac{e^{ik_2r}}{r}-W(P)\frac{\partial\dfrac{e^{ik_2r}}{r}}{\partial n}\right]dS=\begin{cases}V_1(P_0),\ P_0\in D^-\\ V_2(P_0),\ P_0\in D\end{cases}, \qquad (7)$$

где n - внешняя нормаль к поверхности S. Соотношение (7) можно рассматривать как уравнения ТОЗ для определения границы S [2].

Для решения уравнения (9) использовался алгоритм, разработанный в [1] для класса тел, звездных относительно некоторой внутренней точки O. Построим систему координат с центром в этой точке. Выполняя в уравнении (9) сферическую замену переменных, получаем

$$V_1(P_0)=\frac{1}{4\pi}\int_0^{2\pi}\int_0^{\pi}\left[\frac{\sigma_1}{\sigma_2}(gradW,N)\frac{e^{ik_2r}}{r}-W(P)(grad\frac{e^{ik_2r}}{r},N)+\right.$$
$$\left.+V_1(P)(grad\frac{e^{ik_1r}-e^{ik_2r}}{r},N)+(gradW,N)\left(\frac{\sigma_1}{\sigma_2}\frac{e^{ik_2r}}{r}-\frac{e^{ik_1r}}{r}\right)\right]d\theta d\phi, \qquad (8)$$

где $r(\theta,\phi)$ - правая часть уравнения поверхности S в сферических координатах $r=r(\theta,\phi)$, $P=P[r(\theta,\phi),\theta,\phi]$, $N=r_\theta\times r_\phi$.

При заданной всюду (вплоть до особенностей) функции V_1 соотношение (8) – явное уравнение относительно $r(\theta,\phi)$. Функция $r(\theta,\phi)$ выбирается в виде отрезка двойного ряда Фурье

$$r_{n,m}(\theta,\phi)=\sum_{k=-n}^{n}\sum_{j=-m}^{m}a_{kj}e^{i(k\theta+j\phi)}. \qquad (9)$$

Коэффициенты ряда a_{kj} находятся при минимизации функционала

$$f+f_1+\alpha\Theta, \qquad (10)$$

где $f(\vec{a})=\sum_{i\in M}\left[\left|\mathrm{Re}V_1(x_i,y_i,z_i)-\mathrm{Re}V_1^{nm}(x_i,y_i,z_i;\vec{a})\right|^2+\left|\mathrm{Im}V_1(x_i,y_i,z_i)-\mathrm{Im}V_1^{nm}(x_i,y_i,z_i;\vec{a})\right|^2\right]$,

$f_1=\sum_j P_j\left(\left|\sum_k a_{kj}\right|^2+\left|\sum_{k_1}a_{k_1j}\right|^2\right)$ - штрафной функционал, возникающий из условия $r(0,\phi)=const$, $r(\pi,\phi)=const$, $\Theta(r)=\int_0^{2\pi}\int_0^{\pi}\left(\left|r_\theta\right|^2+\left|r_\phi\right|^2\right)d\theta d\phi=2\pi^2\sum_{k=-n}^{n}\sum_{j=-m}^{m}(k^2+j^2)\left|a_{kj}\right|^2$ - аналог сглаживающего тихоновского регуляризатора 1-го порядка [6], α - параметр регуляризации. Описанные алгоритмы программно реализованы и опробованы на теоретических примерах [2].

Алгоритм и примеры решения обратной задачи для электромагнитного поля

Пусть в линейной однородной среде с проводимостью σ_1 и магнитной проницаемостью μ_1 находится тело T с параметрами σ_2, μ_2. Пусть также в среде имеются источники электромагнитного поля и $\vec{H}_1,\vec{E}_1,\vec{H}_2,\vec{E}_2$ - напряженности магнитного и электрического полей во внешности и внутри проводящего включения, соответственно, обусловленные этими источниками. В дальнейшем предполагаем, что T - трехмерная область, S - ее граница - поверхность Ляпунова, $r=\{x,y,z\}$ - радиус-вектор точки из R^3. Как известно, в линейной изотропной среде (ε,μ,σ - const) в отсутствие сторонних токов и

зарядов вектор-функции $\vec{H}$, $\vec{E}$ удовлетворяют следующей системе уравнений (соответственно внутри и вне T):

$$rot\vec{H} = \vec{j} + \partial\vec{D}/\partial t, \tag{11}$$

$$rot\vec{E} = -\partial\vec{B}/\partial t, \tag{12}$$

$$div\vec{B} = 0, \tag{13}$$

$$div\vec{D} = 0, \tag{14}$$

где $\vec{D} = \varepsilon\vec{E}$, $\vec{B} = \mu\vec{H}$, $\vec{j} = \sigma\vec{E}$ - плотность токов проводимости.

На границе S имеем

$$\begin{aligned} &[\vec{H}_2 - \vec{H}_1, \vec{n}] = 0,\ (\mu_2\vec{H}_2 - \mu_1\vec{H}_1, \vec{n}) = 0, \\ &[\vec{E}_2 - \vec{E}_1, \vec{n}] = 0,\ (\varepsilon_2\vec{E}_2 - \varepsilon_1\vec{E}_1, \vec{n}) = \eta, \end{aligned} \tag{15}$$

ε - диэлектрическая проницаемость среды, η - поверхностная плотность электрического заряда. Пусть $\vec{H}_1$, $\vec{E}_1$ - внешнее поле области T, наведенное полем источников $\vec{H}^H$ и $\vec{E}^H$. Тогда

$$\vec{H}_1 = \vec{H}_1^a + \vec{H}^H,\ \vec{E}_1 = \vec{E}_1^a + \vec{E}^H, \tag{16}$$

$$\begin{aligned} &[\vec{H}^H + \vec{H}_1^a, \vec{n}] = [\vec{H}_2, \vec{n}],\ [\vec{E}^H + \vec{E}_1^a, \vec{n}] = [\vec{E}_2, \vec{n}], \\ &(\vec{H}_2, \vec{n}) = \frac{\mu_1}{\mu_2}(\vec{H}^H + \vec{H}_1^a, \vec{n}),\ (\vec{E}_2, \vec{n}) = [\varepsilon_1(\vec{E}_1, \vec{n}) + \eta]/\varepsilon_2. \end{aligned} \tag{17}$$

В силу линейности уравнений Максвелла поле, произвольно меняющееся во времени, может быть представлено в виде суммы гармонических полей, зависимость которых от времени выражена с помощью множителя $\exp(-i\omega t)$.

Для монохроматического поля из (11)-(14) следует

$$rot\vec{H} = \sigma^*\vec{E},\ rot\vec{E} = i\omega\mu\vec{H},\ div\vec{E} = 0,\ div\vec{H} = 0, \tag{18}$$

где $\sigma^* = \sigma - i\omega\varepsilon$ - комплексная электропроводность; вектор-функции $\vec{E}$ и $\vec{H}$ удовлетворяют уравнению Гельмгольца

$$\Delta\vec{F} + k^{*2}\vec{F} = 0, \tag{19}$$

где волновое число среды $k^*: k^{*2} = i\omega\mu\sigma + \omega^2\mu\varepsilon$.

Обратную задачу можно сформулировать следующим образом: по заданной вектор-функции $\vec{F}(r)$, удовлетворяющей вне T уравнению (19) и на границе искомой области S - условиям (17), найти эту область.

Пусть $\vec{F}$ и P - произвольные дважды непрерывно дифференцируемые в T (вплоть до границы) функции. Тогда справедливо следующее интегральное соотношение

$$\begin{aligned} &\int_T \left(\Delta P\cdot\vec{F} + gradP\cdot div\vec{F} + P\cdot rotrot\vec{F}\right)dV = \\ &= \int_S \left\{(\vec{n}, \vec{F})gradP + [\vec{n}\times\vec{F}]\times gradP + P\cdot[\vec{n}\times rot\vec{F}]\right\}dS \end{aligned}, \tag{20}$$

с использованием которого были получены явные операторные уравнения для монохроматического электромагнитного поля с учетом границы земля-воздух:

$$\begin{aligned} &\vec{E}_1^a(r') = \int_S \left\{(n, \vec{E}_1^a)grad((\varepsilon_1/\varepsilon_2)G_2 - G_1) + gradG_2[\eta + \varepsilon_1(\vec{E}^H, n)]/\varepsilon_2 + \right. \\ &+ [n\times\vec{E}_1^a]\times grad(G_2 - G_1) + [n\times\vec{E}^H]\times gradG_2 + i\omega[n\times\vec{H}_1^a](\mu_2G_2 - \mu_1G_1) + \\ &\left. + i\omega\mu_2[n\times\vec{H}^H]G_2\right\}dS + \int_L \left\{(\vec{n}, \vec{E}_1^\alpha)gradG_1 + [n\times\vec{E}_1^a]\times gradG_1 + i\omega\mu_1[n\times\vec{H}_1^a]G_1\right\}dL. \end{aligned} \tag{21}$$

$$\vec{H}_1^a(r') = \int_S \{(n,\vec{H}_1^a)grad((\mu_1/\mu_2)G_2 - G_1) + (\vec{H}^H,n)(\mu_1/\mu_2)gradG_2 +$$
$$+ [n\times\vec{H}_1^a]\times grad(G_2 - G_1) + [n\times\vec{H}^H]\times gradG_2 + [n\times\vec{E}_1^a](\sigma_2^*G_2 - \sigma_1^*G_1) + \qquad (22)$$
$$+ [n\times\vec{E}^H]\sigma_2^*G_2\}dS + \int_L \{(\vec{n},\vec{H}_2)gradG_2 + [n\times\vec{H}_1^a]\times gradG_1 + [n\times\vec{E}_1^a]\sigma_1^*G_1\}dL,$$

где

$$\eta = \left(\frac{\varepsilon_1}{\sigma_1^*} - \frac{\varepsilon_2}{\sigma_2^*}\right) div[\vec{n}\times\vec{H}_1]$$, L – граница раздела земля-воздух.

Замечание. S может быть объединением, как границ локальных объектов, так и структурных границ.

При численном решении уравнения (21) использовался алгоритм, описанный выше для класса звездных тел. Интеграл по бесконечной границе L аппроксимируется интегралом по достаточно большому ограниченному прямоугольнику, на котором прослежено поле. В результате были построены примеры решения ТОЗ для электромагнитного поля для различных значений проводимости аномального объекта [4], для различных значений частоты поля, исследована зависимость решений от выбора носителя, на котором задано поле [3], от рельефа границы раздела земля-воздух [4, 5] и положения возбуждающего источника [4].

Заключение.

Результатом работы является создание алгоритмов решения теоретической обратной задачи для электромагнитных полей на основе оригинальных уравнений с явно заданным оператором.

Литература:

1. Мартышко П.С. О решении обратной задачи электроразведки на постоянном токе для произвольных классов потенциалов // Изв. АН СССР Физика Земли, № 1, 1986. С.87-92.
2. Мартышко П.С., Рублев А.Л. О решении трехмерной обратной задачи для уравнения Гельмгольца // Российский геофизический журнал. № 13 – 14, 1999. Санкт–Петербург, ВИРГ–Рудгеофизика. С.98 – 101.
3. Мартышко П.С., Рублев А.Л. О выборе носителя данных при решении обратной задачи для эл.-маг. поля // Теория и практика геоэлектрических исследований: Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С.3-10.
4. Мартышко П.С., Рублев А.Л. Алгоритм и примеры эквивалентных решений обратной задачи для электромагнитного поля // Электронный научно-информационный журнал "Вестник ОГГГГН РАН" № 1 (20)'2002.
5. Рублёв А. Л. Теоретическая обратная задача для трехмерных электромагнитных полей // V Международная научно-практическая геолого-геофизическая конкурс-конференция молодых ученых и специалистов «ГЕОФИЗИКА-2005». Тезисы докладов. Санкт-Петербург, 2005. С.249-251.
6. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректно поставленных задач. // М: Наука, 1979, 286с.

СТРОЕНИЕ ВЕНД-РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФУНДАМЕНТА НА ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ СЕЙСМИЧЕСКОМУ ПРОФИЛЮ №7 (ЮЖНЫЙ БЛОК).

Светлакова А.Н.

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Настоящая статья является результатом анализа временных разрезов по двум региональным сейсмическим профилям: субширотному и субмеридинальному, отработанным в ОАО Башнефтегеофизика. Сейсмический материал получен нами из геологических фондов, дана альтернативная интерпретация, несколько отличающаяся от оригинальной интерпретации авторов [1].

Профиль № 3, протяженностью 235,5 км, пересекает в широтном направлении юго-восточный склон Южно-Татарского свода, Благовещенскую впадину и Бельскую депрессию – часть Предуральского краевого прогиба. Профиль №3 был представлен на Четвертых чтениях памяти Ю.П. Булашевича [2].

Профиль №7, протяженностью 505 км, имеет субмеридиональное простирание, с юга на север пересекает следующие крупные структуры восточной окраины Русской платформы: восточную периферию Жигулёвско-Оренбургского свода (Салмышскую впадину), Серноводско-Абдулинский авлакоген и Бельскую депрессию. Мы рассматриваем только южную половину профиля до пикета 480 км.

Геологические представления о строении Урала и восточной окраины Восточно-Европейской платформы наиболее полно, с современных позиций, изложены в работах В.Н.Пучкова [3]. В этой модели строение всего Приуралья тесно связано со строением и геодинамикой складчатого Урала.

В начале 80-х годов В.Н.Николаевский [4], изучая проблему разрушения горных пород, установил что горизонтальная составляющая давления нарастает с глубиной быстрее вертикальной (об этом свидетельствуют реальные замеры в скважинах и в шахтах). Поэтому в областях тектонического сжатия ось максимального сжатия с глубиной постепенно переходит от вертикального положения в горизонтальное: разломы становятся более пологими с увеличением глубины.

Подобные разломы впервые были описаны Э. Зюссом в 1909 году и названы листрическими (от греческого listron – совок, лопата) [5].

Еще в 1972 году И.Г.Бинкин и О.А.Шалаевская [6] показали, что дифрагированные волны при работах МОГТ также суммируются как и обычные отраженные волны и образуют систему коротких осей синфазности, начальные точки которых фиксируют плоскость (на разрезе –линию) разлома.

Исходя из этих представлений мы и рассматривали сейсмический материал по профилям № 3 и № 7. Были обнаружены системы коротких осей синфазности, чаще всего наклоненные на восток и на запад (пр.№3), или на север и на юг – на профиле №7. Такие наклонные системы коротких осей синфазности, мы, согласно теории [6], принимаем за тектонические контакты.

В результате оказалось, что все крупные структуры на профиле 3 – Троицкий выступ, Барангуловское поднятие, Кипчакский выступ ограничены листрическими разломами восточного падения и оперяющими их разломами западного падения. При приведении масштаба 1:1 разломы выполаживаются и приближаются к реальной картине [2].

На субмеридиональном профиле № 7 обнаруживается, что разломы приурочены к каждому стратиграфическому комплексу самостоятельно и всегда имеют сдвиговую компоненту. Они не всегда вертикальны, как это трактуют авторы оригинального отчета, а наклонены и в каждом стратиграфическом диапазоне имеют свой наклон и образуют при этом свои локальные структуры.

Разрез осадочного чехла расчленяется на две крупные структурно-формационные системы: нижнюю - авлакогеновую, и верхнюю – плитную. Граница между ними проходит по отражающему горизонту II –основной межсистемной поверхности несогласия типа

«кровельного среза» [1]. Этот отражающий горизонт не имеет точной стратиграфической привязки, потому что это «плавающая» граница. Чаще всего она приурочена к подошве венда. На временных разрезах видно, как эта граница срезает и пенепленизирует сложно построенную, с поднятиями и впадинами, осадочную толщу рифейско-вендских отложений. Выше этой границы наблюдается спокойное залегание палеозойских осадочных образований, моноклинально погружающихся на восток и на юг. Но при всем кажущемся спокойствии многие разломы, выделенные в авлакогеновой системе передаются в плитную, вероятно, в связи и во время реактивизаций тектонических движений с Урала.

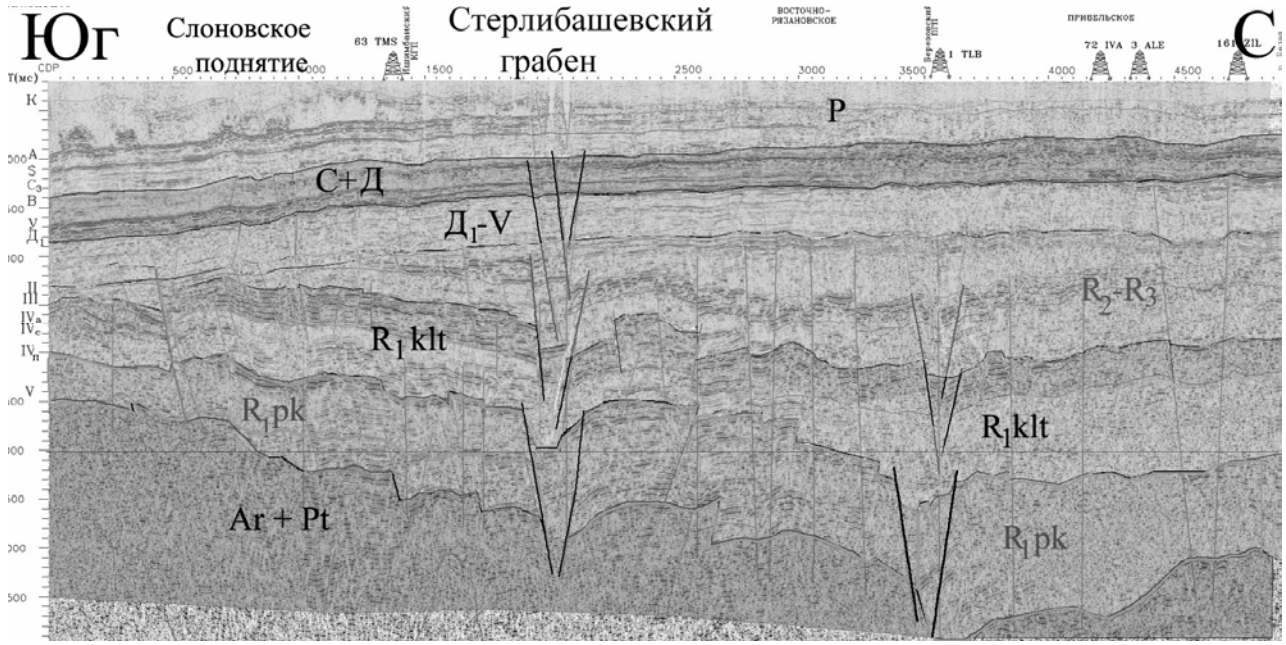


Рис. 1. Временной разрез по профилю № 7.

Условные обозначения: P – пермские и мезозойские отложения; С-Д каменноугольные и девонские отложения, V-Д – нижнедевонские и вендские отложения; R_1-R_2 –средне-верхнерифейские отложения; R_1klt –нижнерифейские отложения, калтасинская свита; R_1pk – прикамская серия отложений нижнего рифея.

Стратиграфическая привязка опорных отражающих горизонтов плитной системы выполнена с учетом ГИС имеющихся здесь глубоких скважин. Профиль № 3 проходит вблизи параметрических скважин: 191 УРТ (Урустамакская), 1 МОР (Морозовская), 495 СРФ (Серафимовская), 547 ТРЦ (Троицкая), 4 АКЛ (Аслыкульская) [1].

На профиле 7 от южных границ с Оренбургской областью фиксируется резкое стратиграфическое и тектоническое несогласие палеозойских и рифейских отложений. Палеозойские отложения воздымаются на север от начала профиля на границе с Оренбургской областью, согласно с известным региональным наклоном на юг и на восток всех палеозойских отложений. В то же время рифейские отложения и фундамент погружаются на север, образуя при этом структуры – поднятия и впадины, разделенные сложно построенными разломами.

Строение нижнерифейских отложений наиболее полно характеризуется поведением отражающих горизонтов III и IV, в интервале прослеживания калтасинской свиты, которая является нефтематеринской. Отражение III прослеживается повсеместно и характеризует внутреннее строение нижнерифейского комплекса. Все структуры в этом надкомплексе являются унаследованными

На пикете 500 на фоне регионального погружения на север выделяется Слоновское поднятие. Оно отображается по всем рифейским отложениям и передается в палеозойские.

В интервале пикетов 1400-1600 картируется Федоровское поднятие. С севера поднятие ограничено известным Нордовским разломом. Далее на север, в районе пикета

2000 закартирован Стерлибашевский грабен, впервые выявленный работами 1975 года (Меламед, 1975). Амплитуда смещения блоков на уровне Прикамской серии отложений составляет 300-350 мс, что соответствует амплитуде по глубине порядка 700-750м. Несомненно, Стерлибашвский грабен является самым значительным структурным элементом на этом профиле. Скорее всего здесь фиксируется продолжение на восток Серноводско-Абдулинского авлакогена. На более высоких уровнях амплитуда грабена уменьшается. Грабен достигает палеозойских отложений, где отмечается небольшим смещением горизонтов. Вдоль этого нарушения картируется крупное Калининское поднятие, ограниченное с севера Серафимовско-Раевско-Услинской зоной дислокаций.

Далее на север, в районе пикетов 3800 выявляется ещё один грабен в нижнерифейских отложениях, также достаточно большой амплитуды. К нему приурочено известное месторождение в палеозойских отложениях – Толбазинское.

Литература:

1. Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З Региональные геофизические исследования Башкортостана.// Первые Тимергазинские чтения. Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Материалы конференции Уфа. 20-21 ноября 2003 г. – Уфа: Тау, 2004. С. 148-161.
2. Светлакова А.Н. Строение венд-рифейских отложений и фундамента на востоке Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным/ В сб. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007. С. 55-58.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа, 1987, № 7. С. 54-60.
5. Suess E. THE FACE OF THE EARTH. Oxford, 1909-1914. V. 1Y
6. Бинкин И.Г., Шалаевская О.А. Суммирование дифрагированных волн в методе ОГТ // Разведочная геофизика.1972. Вып 54. С. 15-21.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ЕГО ПРИЛОЖЕНИЕ К ИЗУЧЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Свяжина И.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

palmag@mail.ru

Палеомагнитный метод - единственный исторический метод геофизики, который позволяет изучать не только строение, но и эволюцию Земли. Палеомагнитные исследования находят всё большее приложение в решении геологических задач, прежде всего являясь количественной основой палеореконструкций географических, тектонических и геодинамических. Выполнение таких схем особенно важно для Урала - уникального региона, расположенного на стыке двух континентов.

Палеомагнитные наблюдения на Урале были начаты в 1958 году профессором Н.А.Ивановым, в то время заведующим лабораторией геомагнетизма и магнитометрии Института геофизики УФАН СССР. В 1968 году им впервые была показана перспективность применения палеомагнитного метода для изучения тектоники Урала, направления исследований, впоследствии ставшего одним из основных в лаборатории и самостоятельной темой в Институте [1].

В геологическом строении современного Уральского горного пояса выделяются две крупные области, включающие комплексы окраины Восточно-Европейского палеоматерика (Западный Урал) и коллаж аккретированных к нему гетерогенных террейнов (Восточный Урал). Палеомагнитные исследования проведены в пределах обеих областей Северного, Среднего, Южного Урала, а также в смежной части Северного Казахстана, между 61ºс.ш. и 49ºс.ш. Ориентированные образцы отобраны в 130 разрезах, сложенных породами палеозойского возраста (от раннего ордовика до ранней перми) и мезозойского (ранний-средний триас). Полученные данные послужили основой палеомагнитной модели движений литосферных блоков Урала и Кокчетавского террейна Казахстана [2]. Для построения модели использованы палеогеографические, палеотектонические и палеогеодинамические реконструкции, выполненные для восьми геологических эпох (в современной системе координат).

Наиболее представительный материал получен по палеомагнетизму ордовика Урала и сопредельной области Казахстана, что весьма важно: ордовикская эпоха явилась определяющей в становлении основных черт структуры уральских палеозоид. Палеомагнитные реконструции, выполненные для ордовикского периода, показывают, что палеомеридианы региона были субпараллельны современным, тогда как палеошироты Западного и Восточного Урала имели различие до 20º [3]. По палеомагнитным данным первый, то есть уральский край Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК), располагался в южном полушарии между 5ºю.ш. и 20ºю.ш., в то время как южноуральские террейны второго – Восточно-Мугоджарский, Зауральский, Денисовская спрединговая зона и Кокчетавский блок находились на 4,7ºю.ш.-7,1ºс.ш., напротив палеоокраинно-континентальной области современного Полярного Урала. В позднем ордовике началось формирование офиолитовой ассоциации основания Тагильской палеоостроводужной системы и, вероятно, задугового спредингового бассейна в Восточно-Уральской мегазоне. Надсубдукционные офиолитовые комплексы основания Тагильской дуги, согласно палеомагнитным широтам её разрезов на Северном и Среднем Урале, располагались на 9,6º ю.ш.-1,5º с.ш. Таким образом, из палеомагнитных данных следует, что в ордовике, во-первых, все террейны Восточного Урала и Кокчетавский Казахстана были сгруппированы в приэкваториальной области и, во-вторых, они свидетельствуют в пользу существования в это время Уральского палеоокеана [4] . Палеомагнитные широты, полученные на профиле, пересекшем Южный Урал, кстати, близком профилю URSEIS-95, позволяют представить положение современных уральских структур, бывших в то время структурами палеоокеана. Восточно-Европейский палеоконтинент являлся западной окраиной, роль восточной окраины выполняло на раннем этапе Приколымско-Верхоянское ограничение Сибирского

континента, в то время обращенное к ВЕК [5]. Кокчетавский блок, по-видимому, был одним из микроконтинентов. Сохранились следы двух раннепалеозойских областей с океаническим типом коры, осадков и вулканитов – Присакмаро-Вознесенская и Денисовская. В пределах океана располагались также Восточно-Мугоджарский и Зауральский микроконтиненты, которые уже в ордовикское время могли быть единым Восточно-Уральским микроконтинентом, поскольку их палеоширoты были близки.

В раннем силуре произошло небольшое смещение блоков на север и палеоширoты структур сместились на несколько градусов при сохранившемся направлении палеомеридианов. Движения вдоль параллелей палеомагнитным методом не фиксируются.

В девонское время обстановка коренным образом изменилась вследствие происходивших на Урале интенсивных движений разного масштаба, являющихся отражением каледонской коллизии [6]. Последняя привела к замыканию палеоокеана Япетус и формированию мощного складчато-надвигового орогена, способствовавшего образованию Еврамериканского континента [5] В палеомагнитных результатах это событие проявилось в кардинальном изменении направлений палеомеридианов на близкое к З-В: произошел поворот региона против часовой стрелки, что привело к выравниванию палеоширoт уральских структур. Урал занял приэкваториальное положение между 1,7º с.ш.- 7,6º с.ш. Таким образом, палеомагнитные данные, полученные для девонского времени, согласуются с геологическими относительно аккреции Тагильского палеоостроводужного мегаблока к окраине ВЕК, а в интервале поздний девон-ранний карбон – аккреции Восточно Уральской мегазоны и столкновения Магнитогорской островной дуги с ВЕК. Что касается южноуральских блоков - Восточно-Мугоджарского, Зауральского, Денисовского, а также Кокчетавского, то эти структуры испытали в упомянутом интервале времени значительное смещение вдоль экватора от полярной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента к его юго-восточному краю. Этот вывод находит косвенное подтверждение в геологических наблюдениях, которые показывают на наличие у аккреционной окраины ВЕК средне-позднедевонского задугового (Ирендыкского) бассейна [7]. Путь, по которому.происходило движение террейнов, пролегал восточнее Тагильской палеодуги, иначе последняя располагалась бы в настоящее время на Южном Урале.

Следует особо остановиться на последних результатах палеомагнитного изучения тектоники Восточно-Уральской мегазоны в девонско-каменноугольное время. Среднеуральский фрагмент мегазоны расположен в пограничной с Западно-Сибирской плитой области и отличается исключительной пестротой и сложностью строения. Объектом исследований был выбран комплекс наименее изменённых палеозойских отложений Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны. Палеомагнитные данные свидетельствуют о широком проявлении на её площади тектонических движений – разноориентированных горизонтальных перемещений разной амплитуды пластин, сложенных образованиями раннедевонско-среднекаменноугольного возраста [8]. Палеомагнитные широты разрезов на протяжении указанного времени оставались практически постоянными, варьируя от 0,4º с.ш. до 4,0º с.ш., тогда как простирания меридианов значительно изменялись: в раннем-среднем девоне расхождение достигало 100º, в раннем карбоне уменьшилось до 30º, в среднем (московский век) исчезло, и палеомеридианы приобрели юго-западное, общее для позднего палеозоя Урала направление. По-видимому, в конце среднего карбона движения, ответственные за современное строение среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны, завершились. На юге, в Зауральском поднятии, как, впрочем, и в других восточноуральских структурах, где проведены палеомагнитные исследования палеозойских образований, мозаичное строение не зафиксировано. В Зауральском блоке палеомагнитные меридианы, начиная с раннего силура и до конца палеозоя, имели юго-западное направление.

Близкие значения палеомагнитные широт, изменяющих в пределах от 2,0º с.ш. до 6,8º с.ш., свидетельствуют о том, что после поворота Урала в девоне против часовой стрелки он сохранял приэкваториальное положение до конца среднего карбона. Значительное смещение на север и поворот, но теперь по часовой стрелке, начались на рубеже среднего-позднего

каменноугольного времени и завершились косонаправленной Уральской коллизией. В результате этих движений в позднем карбоне-ранней перми Урал достиг 18,8º с.ш. - 26,7º с.ш., а в раннем-среднем триасе – 32,1º с.ш. – 35,0º с.ш.

Палеомагнитная модель формирования палеозойского Урала показывает сложную картину его становления. Если Западный Урал, как отмечено выше, расположен на окраине огромной литосферной плиты, то Восточный состоит из блоков, имевших разную геологическую историю, различную траекторию движения в палеозойское время и в разное иремя аккретированных к краю ВЕК. По этим причинам тектоническая история северной, средней и южной частей Восточного Урала в палеозое не могла быть единой.

Палеомагнитные исследования, результаты которых стали основой палеомагнитных реконструкций дрейфа литосферных блоков Урала, были поддержаны РФФИ, гранты 95-05-14143 и частично 06-05-64041.

Решения геологических задач палеомагнитным методом всегда базируются на наблюдениях, проведённых на уровне разрезов горных пород. Подобная детальность исследований позволяет заниматься наряду с глобальными проблемами задачами локального плана. Примером могут служить уже упоминавшиеся исследования образований раннеостроводужной ассоциации в пределах Шемурской вулканотектонической структуры Тагильской мегазоны на Северном Урале. Опробование офиолитов проведено на 16 выходах параллельных диабазовых даек по р. Ивдель и 14 обнажений вулканитов риолит-базальтовой формации Ново-Шемурского медноколчеданного месторождения [9]. Палеомагнитное изучение тех и других позволили получить новую независимую информацию о возрасте диабазов комплекса «дайка в дайке». Совпадение палеомагнитных направлений даек ранней генерации, возраст которых неизвестен, и эффузивов колчеданоносной толщи позднеордовикского возраста свидетельствует о том, что внедрение первых, как и излияние вторых, происходило в конце ордовикского времени. Анализ палеомагнитных данных, полученных в целом по раннеостроводужному комплексу, показал, что они отражают многостадийный процесс эволюции пород, который, с учетом геологических и геохимических факторов, был подразделён на четыре этапа: формирование офиолитовой ассоциации, его завершение, эпоха развития и коллизия, формирование орогена.

При палеомагнитных исследованиях основным параметром являются направления векторов естественной остаточной намагниченности. Между тем геологическую информацию несут и скалярные характеристики намагниченности. Так, при палеомагнитном изучении разреза Мурунтауской сверхглубокой скважины на общем фоне векторов естественной остаточной намагниченности, направленных вверх и связанных с моноклинным пирротином, были выявлены векторы, направленные вниз [10]. Последние оказались приуроченными к главным зонам тектонических нарушений Использование методов магнитной минералогии позволило установить, что магнетизм углеродисто-слюдистых сланцев из этих зон обусловлен в основном минералами, имеющими точки Кюри в области 210-270ºС и 380-600ºС, то есть магнитными карбидами железа (когенитом и халипитом) и суперпирротином, ранее здесь не известными.. Карбиды железа ассоциировали с гексагональным пирротином λ-типа, пик которого исчезает при 250ºС и поэтому служит геотермометром. Таким образом, наличие λ-пика свидетельствует о том, что отложение карбидов происходило на последнем этапе формирования чернослацевой толщи, в результате гидротермально-метасоматической деятельности в восстановительных условиях.

Другим примером магнитоминералогических исследований могут послужить результаты изучении палеомагнетизма пород ордовикского возраста западного склона Башкирского Урала [3]. В естественной остаточной намагниченности отложений преобладает компонента, имеющая направление, характерное для позднепалеозойского времени. Исследования показали, что магнетизм песчаников связан в основном с гётитом (гидрогётитом), что наблюдается редко: гидроокислы железа относятся к слабомагнитным образованиям и их вклад в намагниченность ничтожен. Следовательно, в то время должны были существовать условия, способствующие его накоплению. Действительно, согласно геологической информации в позднем палеозое песчаники были выведены на древнюю

поверхность вследствие эрозии и пенепленизации складчатой области [5]. Южный Урал находился в зоне с тропическим климатом, что способствовало латеритному выветриванию пород и их обогащению гидроокислами.

В заключение следует отметить, что палеомагнитные и магнитные исследования в своё время поставили последнюю точку в объяснении сильного магнетизма мезокайнозойских каменистых бокситов Урала и Казахстана [11]. Свойства последних связаны с тонкодисперсным маггемитом, имеющим одинаковый химический состав с гематитом, но кубическую решётку магнетита, что и затрудняло его диагностику. Присутствие маггемита было доказано термомагнитным методом: при нагревании он переходит в гематит, что приводит к резкому падению магнитных свойств. Особенностью маггемита в бокситах является высокая устойчивость к нагревам: алюминий входит в дефектную решетку маггемита и стабилизирует её. Наличие в бокситах алюминийсодержащего маггемита приводит к потере металла при переработке руды.

Литература:

1. Иванов Н.А. Использование палеомагнитных методов для определения некоторых элементов тектоники горных пород Урала // Глубинное строение Урала. Тр. Первой Уральской сессии Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии. М.: Наука. 1966. С. 52-54.
2. Свяжина И.А., Пучков В.Н. Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое-раннем мезозое. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы Международного семинара. Казань: Казанский университет. 2004. С. 61-64.
3. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
4. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // ,, Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17-22..
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
6. Петров Г.А., Свяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23-39.
7. Мизенс Г.А., Свяжина И.А. О палеогеографии юга Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2 С. 15-29.
8. Свяжина И.А., Петров Г.А.,. Палеозойская тектоника и геодинамика Восточно-Уральской мегазоны, Средний Урал, по палеомагнитным данным // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Материалы международной конференции. Казань: Казанский университет. 2007. Т. 2. С. 217-220.
9. Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 36-44.
10. Свяжина И.А, Коптева Р.А., Лагутина М.В., Глухих И.И. . Диагностика магнитных карбидов железа в углеродисто-слюдистых сланцах Мурунтауской СГС // ДАН.1996. № 6. Т.347. С.792-794.
11. Свяжина И.А., Иванов Н.А. О диагностике и генезисе окислов железа в бокситах Урала и Тургайского прогиба по магнитным и палеомагнитным данным. В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука. 1975. С. 252-257.

ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ ПРИБОРЫ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сенин Л. Н.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
selenik@rambler.ru

1.Переносная сейсмическая станция «Синус».

Сейсмическая станция «Синус» является многоканальным, высокочувствительным прибором, предназначенным для определения статических и динамических параметров сейсмического волнового поля и может работать совместно с любым источником возбуждения сейсмических колебаний импульсного типа.

Прибор компактен и экономичен. Это позволяет эффективно использовать его при проведении полевых работ в труднодоступных участках местности, на промышленных и строительных площадках с повышенным уровнем геосейсмического фона, в шахтных выработках.

В основе работы станции лежит принцип синхронного накопления сигналов со знаком «плюс» или «минус», что обеспечивает повышение отношения сигнал/шум сейсморегистрирующего канала. Одним из искажающих факторов в станциях такого типа является постоянная составляющая по напряжению, возникающая, например, в результате резкого перепада температур. При большом количестве синхронных накоплений эта составляющая может существенно повлиять на качество регистрируемых сейсмических сигналов. В станции «Синус» данная проблема решена путем введения простого и эффективного алгоритма цифровой коррекции смещения нуля в реальном масштабе времени [1].

Сейсмостанция выполнена на современной элементной базе импортного производства с использованием AVR контроллеров Mega фирмы Atmel. В состав прибора входят блок управления и цифровой обработки, Flash-память для долговременного хранения больших объемов данных, блок АЦП и блок предварительной аналоговой обработки, обеспечивающий необходимую амплитудно-частотную коррекцию входных сейсмических сигналов. Все блоки питаются от импульсного стабилизированного источника. Графическая и текстовая информация визуализируется на экране встроенного плазменного или ЖК дисплея фирм Planar и WinStar с разрешением 320×240 пикселей. Управление работой прибора осуществляется в режиме «диалог» с помощью матричной клавиатуры 84LS фирмы Grayhill. Управляющая программа содержит большое количество сервисных функций в виде текстовых «подсказок», что способствует оперативности освоения прибора и упрощает работу с ним.

Внешний вид сейсмической станции, выполненной в виде единого, функционально законченного модуля, размещенного в герметичном, ударопрочном дюралюминиевом корпусе, показан на рис. 1. Органы управления, соединительные разъемы и дисплей выведены на лицевую (верхнюю) панель.

Прибор может применяться для изучения структурных особенностей верхней части геологической среды, расположенных на глубинах от единиц до сотен метров, в частности, для определения карстовых пустот, подземных воронок и выработок, для локализации месторождений полезных ископаемых, например, нефте-газоносных структур небольшой мощности, для поиска и трассирования подземных водоносных пластов, для оценки надежности грунтов в зонах предполагаемого строительства зданий, сооружений, транспортных и коммуникационных магистралей и т. п.

Основные технические характеристики. Сейсмостанция легко трансформируется в 6, 12 или 24-канальный вариант. Динамический диапазон регистрируемых сигналов – 120 дБ. Рабочая полоса частот – 10…4000 Гц. Имеются в наличии программно управляемые ФВЧ, ФНЧ и режекторный фильтр, настроенный на частоту промышленных помех 50±2 Гц. Минимальный объем Flash-памяти – 6 Мбайт. Сейсмические данные перегружаются в ЭВМ через стандартный порт USB. Сохранение данных в компьютере – один из международных форматов: SEG-Y, SEG-2 или SU. Масса прибора не более 5 кг. Питание осуществляется от

источника постоянного тока с напряжением 10…20 В (мощность потребления не более 4,5 Вт). Диапазон рабочих температур от –30 до +45°С.



Рис. 1. Внешний вид сейсмической станции «Синус».

2.Регистратор сейсмических сигналов «Регистр».

Сейсмический регистратор «Регистр» предназначен для автономной работы в полевых условиях и обеспечивает непрерывную регистрацию трех каналов сейсмической информации в течение длительного времени.

Прибор состоит из 3-канального комбинированного АЦП, обеспечивающего качественное преобразование аналоговых сигналов в динамическом диапазоне более 90 дБ [2, 3], микромощного управляющего контроллера AVR, флэш-диска, выполненного на микросхемах флэш-памяти с последовательным интерфейсом, календаря - часов и импульсного стабилизированного источника питания.

В отличие от аналогичных приборов, сейсмический регистратор «Регистр» способен фиксировать не только реальные сейсмические сигналы, но и содержит алгоритм, позволяющий оперативно вычислять и записывать величину энергии сейсмического поля в точке наблюдения [4]. Это на два порядка увеличивает время автономной работы регистратора, а при наличии нескольких приборов, установленных в пределах некоторой площади, позволяет оперативно оценить динамику и особенности распределения сейсмического волнового поля в контурах исследуемого участка.

В комплект регистратора входит 3-компонентный сейсмический датчик электродинамического типа и компьютерная программа управления и обработки сейсмической информации. Связь регистратора с компьютером обеспечивается через стандартный порт USB. Простой и удобный пользовательский интерфейс программы позволяет тестировать любой узел регистратора, а также производить установку параметров для работы в автономном режиме.

На рис. 2 показан внешний вид регистратора сейсмических сигналов «Регистр» с 3-компонентным электродинамическим датчиком. На лицевой панели прибора расположены соединительные разъемы байонетного типа, включатель питания и индикаторный светодиод «контроль», позволяющий визуально оценивать работу прибора.

Регистратор может применяться для записи ближних и удаленных (тысячи километров) землетрясений, для оценки сейсмоопасности участков и площадей, в том числе техногенного характера, для изучения геологических структур, расположенных на глубинах десятки километров и т. п.

Основные технические характеристики. Число сейсмических каналов 3. Диапазон регистрируемых частот 0 – 64 Гц. Мгновенный динамический диапазон аналого-цифрового преобразования не менее 90 дБ. Частоты среза программно управляемого фильтра нижних частот 2, 4, 8, 16, 32 и 64 Гц. Ступени усиления (устанавливаются программно) 1, 2, 4, 8, 16, 32 и 64. Объем флэш-диска ≥ 6 Мбайт. Имеется встроенный календарь – часы с автономным литиевым источником питания, гарантийный срок службы ≥ 10 лет. Напряжение питания 10 – 20 В (мощность потребления 0,35 Вт). Диапазон рабочих температур от –30 до +45°С.



Рис. 2. Внешний вид регистратора сейсмических сигналов «Регистр» с 3-компонентным электродинамическим датчиком.

Литература:

1. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Накопительная сейсмическая станция с цифровой коррекцией смещения нуля. // Патент RU 2248592 C1.
2. Сенин Л.Н., Никитин С.Н. Способ и устройство преобразования аналоговых сигналов. // Патент RU 2131167.
3. Сенин Л.Н. Устройство преобразования аналоговых сигналов. // Патент RU 2201032 C1.
4. Уткин В.И., Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Полевая аппаратура и способ сейсмического мониторинга. // Патент RU 2265867.

ДИНАМИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ДИСПЛЕЯ В АППАРАТНО-ПРОГРАММНОМ МОДУЛЕ ВИЗУАЛИЗАЦИИ ПЕРЕНОСНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «СИНУС».

Сенина Т.Е.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

selenik@rambler.ru

Переносные сейсмические станции – это особый класс сейсморегистрирующей аппаратуры, предназначенной для изучения структурных особенностей верхней части геологической среды. Глубина исследований обычно не превышает десятков метров. Наиболее важные характеристики для такого рода станций - экономичность, компактность, стабильность работы в широком диапазоне изменения температур, устойчивость к механическим воздействиям. Обязательным условием является наличие графического дисплея для визуальной оценки качества регистрируемой информации (сейсмограмм) и организация диалога с оператором.

В Институте геофизики УрО РАН разработана и успешно опробована в разнообразных полевых испытаниях моноблочная сейсмическая станция «Синус» [1, 2], которую реально можно отнести к классу переносных. Например, последняя модификация 24-канальной станции «Синус-24MS» имеет габариты 240×190×265 мм, массу 4,8 кг, мощность потребления 4,4 Вт без подсветки дисплея и 6,5 Вт с подсветкой. Аккумулятор напряжением 12 В и емкостью 16 Ач обеспечивает полноценную работу в течение семи рабочих смен без дополнительной подзарядки. Практически весь аппарат выполнен на микромощных цифровых и аналоговых элементах, рассчитанных на работу в расширенном диапазоне температур. Управляющим является AVR контроллер ATmega 8515 фирмы Atmel, обеспечивающий выполнение всех необходимых функций, в том числе и функции визуализации данных на экране дисплея динамического типа с внешним управлением.

При разработке модуля визуализации рассматривались различные варианты применения импортных матричных дисплеев. Прежде всего учитывались такие факторы, как возможность работы при отрицательных температурах, массогабаритные параметры и параметры энергопотребления, разрешение, достаточное для визуальной оценки графической информации. В результате были выбраны два типа дисплеев с внешним динамическим управлением и разрешением 320×240 пикселей. Первый тип – электролюминесцентный (ЭЛ) дисплей EL320.240.36 фирмы Planar [3], второй – жидкокристаллический (ЖК) дисплей WG320240A фирмы Winstar [4]. При замене одного дисплея на другой изменений в аппаратной или программной части схемы управления не требуется.

На рис. 1 показана принципиальная схема модуля визуализации переносной сейсмической станции «Синус-12М», в которой используется ЭЛ дисплей EL320.240.

Модуль состоит из управляющего контроллера DD1, буферного регистра DD2, обеспечивающего установку младшего байта адреса при обращении контроллера к внешней памяти данных, оперативного запоминающего устройства (ОЗУ) DD3, а также формирователя видеосигнала и сигналов синхронизации, выполненного на стробируемом регистре DD4 и пяти инверторах DD5. Разъем SPI предназначен для подключения программатора и позволяет изменять коды прошивки контроллера DD1, не извлекая его из схемы.

В управляющем контроллере DD1 задействованы следующие линии и порты. Порт A (*PA*) является 8-разрядной шиной данных и служит для обмена с внешними устройствами. На этой же шине по команде обращения к внешней памяти DD3 в первом такте выставляется младший байт адреса, который защелкивается сигналом *ALE* в регистре DD2, где сохраняется до момента выбора следующего адреса. Порт C (*PC*) – шина, на которой формируется старший байт адреса при обращении к ОЗУ DD3. Вывод *PB.0* контроллера обеспечивает обращение к одной из двух возможных страниц внешней памяти, поскольку 2-байтный адрес позволяет обратиться только к 64 Кбайтам, а ОЗУ DD3 имеет объем 128

Кбайт. Вывод *PB.1* (*CE0 – Chip Enable*) обеспечивает включение или выключение микросхемы DD3. Выводы *PB.4 – PB.7* – периферийный последовательный интерфейс SPI (Serial Peripheral Interface). Порт D (*PD*) загружен незначительно. Выводы *PD.6* и *PD.7* всегда используются в режиме альтернативной функции для формирования сигналов записи *WR (Write)* и чтения *RD (Read)* при обращении к внешней памяти данных. Кнопка *S* служит для принудительного системного сброса *RST (Reset).*

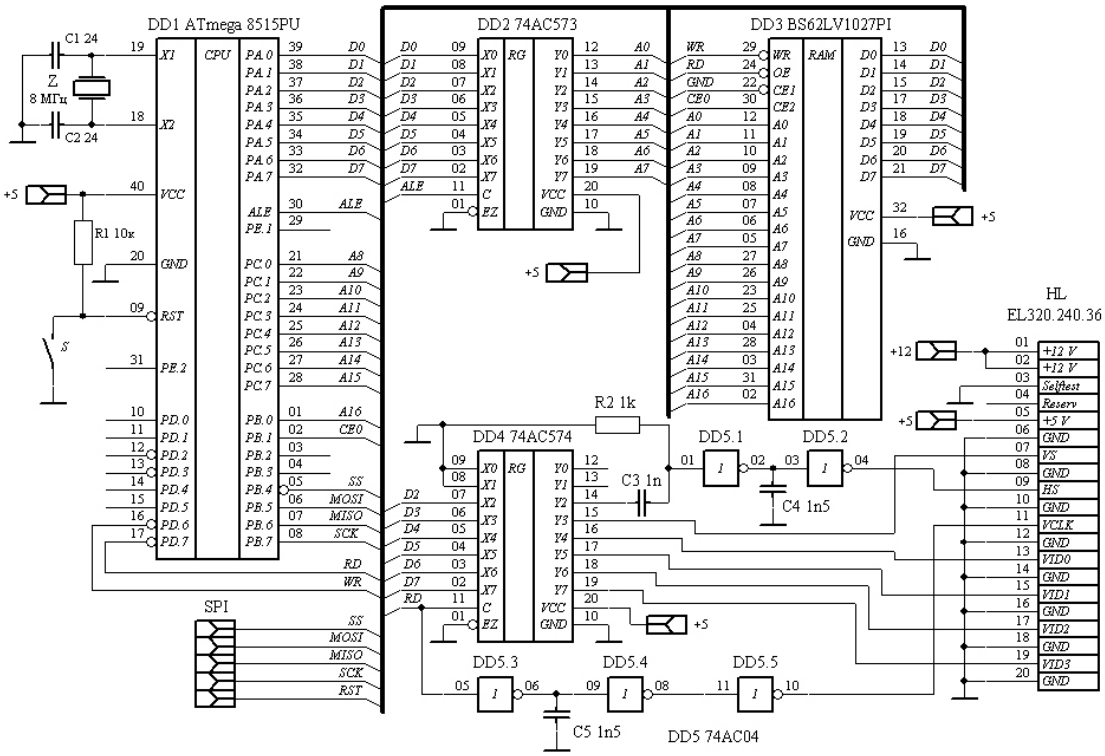


Рис. 1. Принципиальная схема модуля визуализации.

Формирователь видеосигнала и сигналов синхронизации (DD4 и DD5) непосредственно управляет работой дисплея HL. На его выходе присутствует тетрада видеоимпульсов *VID0 – VID3*, тактовый видеосигнал *VCLK*, импульсы синхронизации изображения по горизонтали *HS* и по вертикали *VS*. Дифференцирующая цепочка R2C3 и линия задержки на двух инверторах DD5.1, DD5.2 и конденсаторе C4 обеспечивают формирование коротких импульсов горизонтальной развертки *HS*. На элементах DD5.3 – DD5.5 и конденсаторе C5 выполнена инвертирующая линия задержки, преобразующая сигнал чтения данных из ОЗУ в тактовые видеоимпульсы *VCLK*.

В общем виде работа модуля визуализации описывается следующим образом. После включения питания (или принудительного системного сброса кнопкой *S*) контроллер DD1 начинает выполнять программу загрузки экранной области ОЗУ видеоданными и данными формирования сигналов синхронизации. Начальный этап работы большинства приборов, в том числе и сейсмической станции, подразумевает вывод на экран дисплея исходной текстовой информации и простейшей графики в виде прямоугольников и линий, например, изображение корневого меню. Такого рода данные лучше сформировать один раз и разместить их в памяти программ контроллера в виде таблицы.

Определяя экранную область ОЗУ, необходимо учитывать, что адресное пространство контроллера DD1 при обращении к внешней памяти ограничено адресами 0260H – FFFFH. Адреса с 0000H по 025FH зарезервированы под внутреннюю память данных контроллера. Поскольку в нашем случае объем памяти DD3 достаточно велик, для удобства расчетов адресное поле экранной области ОЗУ было выбрано в диапазоне 1000H – 5AFFH, что соответствует объему памяти 19200 байт. В каждом байте информация представлена четырьмя битами (тетрадой) видеоданных *VID0 – VID3*, двумя битами синхронизации *VS*, *HS*

и двумя незадействованными битами *XX* (таблица 1), так как наиболее оперативно контроллер DD1 осуществляет обмен с внешними устройствами побайтно.

Таблица 1. Распределение битов в каждом байте видеоданных.

Бит 7	Бит 6	Бит 5	Бит 4	Бит 3	Бит 2	Бит 1	Бит 0
VID3	**VID2**	**VID1**	**VID0**	**VS**	**HS**	**X**	**X**

Одна строка дисплея *HL* содержит 320 пикселей, следовательно, для ее заполнения видеоданными требуется 80 тетрад, а с учетом двух бит синхронизации и двух незадействованных разрядов – 80 байт. Импульс синхронизации *HS* (разряд *PA.2* контроллера) стробирует окончание каждой строки дисплея и формируется в каждом восьмидесятом байте, начиная с адреса 1000H. Импульс вертикальной синхронизации отмечает конец первой строки в каждом кадре, содержащем 240 строк. По окончании заполнения экранной области ОЗУ видеоданными и синхроимпульсами контроллер переходит в режим циклического считывания информации из памяти DD3. Период развертки одной строки составляет 52 мкС, а частота кадров – около 80 Гц, что обеспечивает отсутствие мелькания картинки на экране дисплея даже при периферийном зрении.

```
;===  Unit= Lcd Example ===
.Org $0                     БЛОК 1
      rjmp   BEGIN
.equ hsync= $04                  ;коды горизонт. и
.equ vsync= $08                  ;вертик. синхрониз.
.equ nX=    80                   ;полузнакомест по горизонтали
.equ nY=    240                  ;строк/пикселей по вертикали
.equ naVram=       $10           ;нач. адрес экранной области
.equ szVram=       High(nX*nY)   ;объем в байтах экранной области=$4b00
.include "m8515def.inc"
BEGIN:                      БЛОК 2
      in     vd2,   MCUCR
      andi   vd2,   $3f
      ori    vd2,   $80          ;разрешение работы
      out    MCUCR, vd2          ;с внешней памятью.
      ldi    xh,    naVram       ;очистка экранной
      clr    xl                  ;области.
      clr    r16                 ;видеоданные=0.
clscr:st     X+,    r16          ;запись видеоданных и инкремент адреса.
      cpi    xh,    naVram+szVram;
      brne   clscr               ;продолжать до конца экранной области.
      ldi    xh,    naVram       ;отобразить в верхнем левом
      clr    xl                  ;углу экрана штрих,
      ldi    r16,   $f0          ;состоящий из четырех
      st     X,     r16          ;пикселей.
                            БЛОК 3
      ;запись кодов синхронизации в экранную область.
      ldi    r16,   vsync|hsync  ;код= $0c.
      ldi    xh,    naVram       ;
      ldi    xl,    $4f          ;
      st     X,     r16          ;запись кода= $0c по адресу 104FH.
      ldi    r16,   hsync        ;код= $04.
      ldi    yl ,   MonY-1       ;счетчик числа строк (без 1-й).
hs1:  adiw   xl,    $3f          ;подготовка адреса
      adiw   xl,    MonX-$3f     ;следующей строки.
      st     X,     r16          ;запись кода= $04.
      dec    yl                  ;счетчик=кол-ву строк без первой.
      brne   hs1                 ;продолжать до конца экранной области.
                            БЛОК 4
      ;чтение экранной области в течение ~12.5 мсек.
rdvd: ldi    zh,    naVram       ;загрузка нач. адреса
      clr    zl                  ;экранной области.
nxrv: ld     r1,    Z+           ;чтение и инкремент адреса
      cpi    zh,    naVram+szVram;
      brne   nxrv                ;продолжать до конца экранной области.
      rjmp   rdvd                ;чтение по циклу
      ;.
```

Рис. 2. Пример Ассемблерной программы визуализации отрезка горизонтальной линии длиной 4 пикселя на экране дисплея EL320.240.36.

В моменты времени, когда сигнал *RD* принимает нулевой уровень, на шине данных ОЗУ и, следовательно, на входах 02–07 регистра DD4 выставляются 6 бит видеоинформации, распределенные следующим образом. Разряды *D2, D3* – сигналы синхронизации (*HS, VS*), разряды *D4 – D7* – видеоданные (*VID0 – VID3*). Этим же нулевым уровнем сигнала *RD* видеопакет фиксируется в соответствующих разрядах регистра DD4, на выходах 16 – 20 которого формируется тетрада *VID0 – VID3*, на выводе 15 – сигнал *VS*, а импульс *HS* (вывод

14) дифференцируется, задерживается на элементах R2C3, DD5.1, C4, DD5.2 и фиксирует окончание каждой строки развертки. Импульс *VS* фиксирует окончание каждой первой строки кадра. Импульсы *RD* инвертируются, задерживаются на элементах C5, DD5.3 – DD5.5 и поступают на тактовый вход дисплея *VCLK*. Спадом импульсов *VCLK* защелкиваются видеоданные *VID0 – VID3* во внутренних регистрах дисплея.

На рис. 2 приведен пример Ассемблерной программы визуализации отрезка горизонтальной линии длиной 4 пикселя на экране дисплея EL320.240.36. Линия расположена в левом верхнем углу (начало отсчета) экранного поля. Программа условно состоит из четырех блоков. В блоке 1 производится определение символических имен для констант, присваиваются коды синхроимпульсам, определяются такие рабочие параметры, как начальный адрес экранной области, объем необходимой памяти, размер строки, количество строк, а также осуществляется подключение файла описаний имен регистров ввода/вывода рабочего микроконтроллера.

Разрешение работы с внешней памятью микроконтроллера и обнуление экранной области, расположенной в этой внешней памяти, происходит в блоке 2. В процессе обнуления в каждую ячейку памяти записывается байт 00H. По окончании очистки в адрес 1000H прописывается код F0H, при этом старшая тетрада байта, определяющая сигналы *VID3 – VID0,* принимает значение 1111B, которое инициирует 4 пикселя дисплея в начале первой строки. Вся остальная экранная область остается без изменения (заполнена кодами 00H).

В третьем блоке программы осуществляется распределение и запись кодов горизонтальной и вертикальной синхронизации в пределах адресного поля экранной области ОЗУ

Первые три блока программы обеспечивают подготовку визуализации, тогда как четвертый блок - непосредственную развертку подготовленного изображения. Кратко его функциональное назначение можно охарактеризовать как циклическое чтение данных из экранной области ОЗУ с непрерывным инкрементом адреса в пределах пространства 1000H – 5AFFH.

Приведенный пример программы невелик по объему, однако он обеспечивает корректную работу аппаратной части модуля визуализации (рис. 1). Воспользовавшись данным примером как базовым, можно создать программу отображения любой необходимой информации, представленной в виде графиков, гистограмм, рисунков, сопроводив все это текстовыми приложениями.

Несмотря на то, что описанный аппаратно-программный модуль визуализации был разработан для использования в сейсмических станциях «Синус», он с успехом может быть применен в любом другом приборе, где необходима визуализация данных, причем очевидно, что наиболее эффективен он будет там, где требуется экономичность (особенно в варианте с использованием ЖК дисплея), компактность, сохранение работоспособности при отрицательных температурах, т. е. в полевых вариантах приборов.

Литература:

1. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Накопительная сейсмическая станция с цифровой коррекцией смещения нуля. // Патент RU 2248592 C1. Бюл. №8 20.05.2005 г.
2. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Сейсмическая станция «Синус» // Приборы и техника эксперимента № 5. М: Наука, 2005. С. 163-164.
3. EL320.240.36 Quarter-VGA Operations Manual (OM202-00). // Planar Systems, Inc., 1997. 15 p.p.
4. WG320240A-FFK-TZ. Specification. // Winstar Display Co., LTD, 1998. 14 p.p.

ИЗМЕРЕНИЕ АМПЛИТУДЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН В ПЛОТНОЙ СРЕДЕ

Сокол-Кутыловский О.Л.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

s-k52@mail.ru

Вопросы, связанные с распространением электромагнитных волн (ЭМВ) в плотной и неоднородной материальной среде, представляют интерес не только в технике специальных видов радиосвязи, но и в геофизике, где широко применяются различные методы электроразведки, в том числе такие, как подземная электромагнитная локация и радиоволновое «просвечивание».

Имеющихся в настоящее время представления об излучении и распространении ЭМВ в плотной неоднородной среде не дают удовлетворительных результатов: из теории следует, что ЭМВ должна проникать в любую плотную среду хотя бы на глубину скин-слоя, а в опыте эта волна не обнаруживается. Теория скин-эффекта, разработанная для металлических проводников, явно не применима к неупорядоченным проводникам с более высоким, чем у металлов, удельным электрическим сопротивлением. Известная теория распространения ЭМВ исходит из волнового уравнения, полученного из уравнений Максвелла для пустого пространства:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}; \qquad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \qquad (2)$$

которые, по сути, являются законами взаимного преобразования векторных полей [1].

Общие уравнения электродинамики для произвольной материальной среды имеют вид:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu\mu_0 \varepsilon\varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu\mu_0 \mathbf{j} + \mu\mu_0 \mathbf{j}_{s-i}; \qquad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}_\Sigma}{\partial t}, \qquad (4)$$

где ε – диэлектрическая проницаемость вещества, μ – магнитная проницаемость вещества, $\mathbf{j}_{s\text{-}i}$ – плотность электрического тока самоиндукции, $\mathbf{B}_\Sigma$ – сумма векторов магнитной индукции в данной точке. В конденсированных средах с высоким удельным электрическим сопротивлением ($\geq 2 \cdot 10^{-6}$ Ом·м) $\boldsymbol{j}_{s-i} \equiv 0$.

Для того, чтобы в среде существовала и распространялась бегущая ЭМВ, необходима трансформация уравнения (3) в уравнение (4) и наоборот. Очевидно, что уравнения (3) и (4) в общем случае никакими преобразованиями трансформироваться друг в друга не могут и, следовательно, не имеют общего волнового решения, то есть не могут создать в веществе бегущую ЭМВ. Волновое уравнение из уравнений (3) и (4) можно получить только в некоторых частных случаях.

Принятое в настоящее время описание излучения ЭМВ основано на искусственном введении так называемых «запаздывающих и опережающих потенциалов», причем последние отбрасываются, так как не удовлетворяют принципу причинности. При этом никто не может внятно объяснить, почему вдруг потенциал, создаваемый полем ЭМВ, движется со скоростью, отличающейся от скорости распространения самой ЭМВ. Кроме того, само представление об ЭМВ, как распространение в пространстве всего двух ортогональных полей, сдвинутых на четверть периода, противоречит принципу непрерывности потока и закону сохранения энергии, что способствует поддержанию интереса к различным гипотезам об эфире или энергоемком «физическом вакууме».

Собственно механизм излучения макро- и микроскопических ЭМВ известен и опубликован [2, 3], и из него следует, что поля ЭМВ радиоволнового диапазона образуются за счет суммы электромагнитных полей, одновременно излучаемых огромным числом

электронов проводника антенны. Поэтому ЭМВ радиоволнового диапазона при ее взаимодействии с веществом нельзя рассматривать, как единое целое.

Поскольку в настоящее время нет адекватной теории распространения ЭМВ в плотной неоднородной среде, то единственным способом получения информации о процессах в такой среде является прямое измерение амплитуды ЭМВ на различной глубине. При этом должны выполняться необходимые условия: 1) приемник электромагнитных волн должен находиться в дальней зоне излучения; 2) приемник ЭМВ не должен быть соединен с регистрирующей наземной аппаратурой при помощи металлических проводов, так как они являются хорошими антеннами и могут быть связаны с приемником емкостной связью, кроме того, между регистрирующей наземной аппаратурой и приемником не должно быть протяженных металлических предметов, которые могут служить антеннами – переизлучателями электромагнитного поля. Первое условие легко осуществимо при приеме ЭМВ от удаленных радиостанций (радиомаяков), работающих в диапазоне низких частот. Второе условие может быть выполнено при связи приемника ЭМВ с регистрирующей аппаратурой с помощью линии волоконно-оптической связи.

Приемник ЭМВ низких частот может быть выполнен на основе пассивной или активной магнитной антенны 1 (Рис. 1), преобразующей амплитуду магнитной составляющей ЭМВ в электрический сигнал. Этот электрический сигнал усиливается широкополосным усилителем 2 и поступает на амплитудный детектор 3. Детектор выполнен на основе диодного моста (интегральная диодная сборка 2ДС523), питаемого стабилизированным опорным напряжением и нагруженного на прецизионный дифференциальный усилитель (К140УД24), и обеспечивает детектирование сигналов в динамическом диапазоне от единиц микровольт до единиц вольт с частотой сигнала до 1 МГц. Выходное напряжение с амплитудного детектора поступает на преобразователь «напряжение – частота» 4, выполненный на микросхеме AD654. Далее, сигнал в виде частоты поступает на формирователь импульсов 5, нагруженный на оптический излучатель 6, включенный в 300-метровую линию волоконно-оптической связи 7.

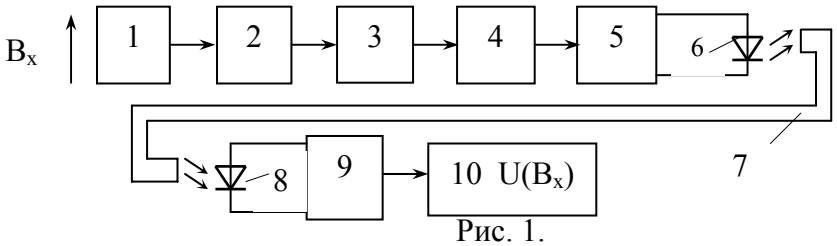


Рис. 1.

Приемная часть оптического модуля состоит из фотоприемника 8, электронного преобразователя-формирователя импульсов 9 и электронной схемы преобразования «частота - напряжение», выход которого соединен с измерительным прибором 10.

Эта же система волоконно-оптической связи может быть применена при измерениях горизонтального градиента магнитного поля с базой до 300 метров и для измерения разности вариаций магнитного поля в двух разнесенных точках на поверхности.

Литература:

1. Сокол-Кутыловский О.Л. Гравитационные и электромагнитные силы. Екатеринбург, 2005, 48 с.
2. Сокол-Кутыловский О.Л. Об излучении электромагнитных волн // Информост. Радиоэлектроника и телекоммуникации, 2006, № 1, С 49-53.
3. Сокол-Кутыловский О.Л. Излучение микроскопических электромагнитных волн // Информост. Радиоэлектроника и телекоммуникации, 2006, № 6, С 22-27.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СТРУКТУР ДНА КОТЛОВИНЫ ПОУЭЛЛ (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)

Соловьев В.Д.[1], Бахмутов В.Г.[1], Козленко Ю.В.[1], Корчагин И.Н.[1], Левашов С.П.[2], Якимчук Н.А.[2]

1 – Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

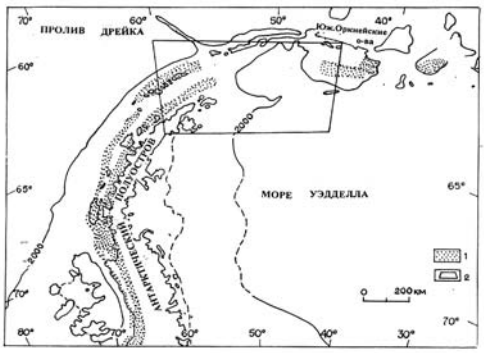
2 – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев

korchagin@karbon.com.ua

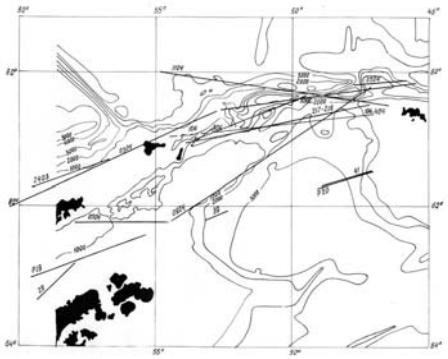
В результате геофизических исследований, выполненных во время проведения морских экспедиций Национального Антарктического центра Украины в 2004-2006гг, были получены новые данные о распределении геофизических полей над различными структурами дна, расположенными вблизи Антарктического полуострова. Полученные материалы были использованы для уточнения возраста формирования отдельных блоков, выделения локальных неоднородностей земной коры и получения информации о состоянии и мощности земной коры проливов Дрейка и Брансфилда, структур побережья Антарктического полуострова [1,2].

Важными крупными структурными элементами северной границы Антарктической плиты, являются пролив Брансфилда, котловина Поуэлл и блок Южных Оркнейских островов (рис.1).

Котловина Поуэлл расположена между северо-восточным окончанием Антарктического полуострова и Южно-Оркнейским микроконтинентом. С севера она ограничена Южным хребтом Скоша, а на юге – структурами моря Уэдделла.. Изучение котловины представляет особый интерес, поскольку она граничит с континентальным блоком Южных Оркнейских островов, а ее северная часть является пограничной областью между Антарктической плитой и плитой Скоша.



А



Б

Рис.1 Положение котловины Поуэлл на схематической карте северо-восточного сектора Антарктического полуострова (А) и схема расположения основных галсов геофизической съемки, проведенной во время 60-61 рейсов НИС «Эрнст Кренкель» (Б). Условные обозначения: 1- положение Тихоокеанской окраинной аномалии, по [3,4]; 2- район исследований.

Определение особенностей глубинного строения, эволюции и геодинамики этой структуры важно для изучения этапов формирования и эволюции тектонических элементов всего региона Западной Антарктики.

Морфология магнитного поля котловины во многом определяется тем, что Южный хребет Скоша и котловина Поуэлл являются основными тектоническими структурами, формирующими границу между плитой Скоша и Антарктической плитой в этом районе.

С геологической точки зрения процессы формирования структур плиты Скоша тесно связаны между собой, при этом наиболее древние магнитные аномалии пролива Дрейка имеют возраст не более 29 млн. лет [4].

Распределение датированных линейных аномалий пролива свидетельствует о длительных процессах субдукции, происходивших вдоль Тихоокеанского побережья Антарктического полуострова в кайнозое. Предполагается, что в настоящее время процессы поглощения древней океанической коры Тихого океана происходят лишь в Южно-Шетландском жёлобе, где по ряду признаков выделяется область активной континентальной окраины.

Наиболее характерной особенностью распределения **магнитных аномалий** в северной части котловины Поуэлл является наличие протяжённой зоны повышенных значений магнитного поля, известной как Тихоокеанская окраинная аномалия (ТОА) или Магнитная аномалия западного побережья (МАЗП), выделенной по данным аэромагнитных съёмок [3,4].

Ширина этой зоны, вытянутой вдоль Тихоокеанского побережья Антарктического полуострова, составляет около 100км, а амплитуды аномалий превышают 1000нТл. Аномалии котловины фиксируют наличие двух ветвей ТОА к северо-востоку от о. Аделаида: одна из них протягивается вдоль Южных Шетландских островов к северо-востоку от Антарктического полуострова, а вторая располагается вдоль его побережья. Единые у о.Аделаида, ветви постепенно расходятся в пространстве, причём на самое большое расстояние ветви удалены в проливе Брансфилда, где, вероятно, происходили масштабные процессы раскрытия бассейна (рис. 1.).

Достаточно уверенно можно говорить о том, что источником интенсивных магнитных аномалий этих зон являются магнитоактивные тела, приуроченные к мощному и протяжённому батолитовому комплексу, образующему мезо-кайнозойскую магматическую дугу, сложенную основными породами [4]. Отдельные интрузии, связанные с батолитом, поднимаются с глубины порядка 15км и формируют локальные формы, находящие четкое отражение в магнитном поле.

Определение возможного продолжения ветвей ТОА в район котловины Поуэлл и Южных Оркнейских островов позволяет уточнить процессы геологической эволюции этого региона по геофизическим данным.

Обобщение имеющихся результатов съёмок в котловине Поуэлл показало, что в структуре магнитного поля западной и восточной частей котловины наблюдаются достаточно чёткие различия – аномалии западной части более интенсивны и локализованы в пространстве. Интенсивность магнитных аномалий здесь достигает 1000нТл и более, а наиболее характерные максимумы поля прослеживаются на значительные расстояния, маркируя протяжённую зону повышенных значений шириной порядка 50км. В центральной части котловины Поуэлл аномалии имеют более сглаженную форму и, как правило, меньшую интенсивность. Измерения, выполненные над южным хребтом Скоша, показали, что для этой структуры характерно разнообразие распределения магнитных аномалий в различных его сегментах. К северо-западу от котловины Поуэлл аномалии над Южным хребтом Скоша составляют 100-150нТл, а вблизи северной границы котловины они нередко превышают 500нТл, достигая значений более1000нТл. Характерной особенностью распределения магнитных аномалий над различными сегментами Южного хребта Скоша является наличие интенсивных максимумов только в его южной части. На всех изученных профилях северная часть этого хребта очень слабо проявляется в магнитном поле, что даёт основание предполагать не только отсутствие магнитоактивных источников, но и возможное различие литологического состава.

Данные магнитных съемок дают основание допускать, что внедрение батолита основного состава в континентальную кору произошло в мелу, в период длительного существования прямой полярности поля.

Модельные расчёты, выполненные для отдельных профилей, пересекающих структуры побережья и котловины, показали, что источники протяженных аномалий имеют

глубину от 0,5км до 12-15км. Результаты формальной интерпретации магнитных данных показывают достаточно устойчивую связь большинства магнитоактивных тел с поверхностью консолидированного фундамента, положение которого в котловине Поуэлл определено по результатам сейсмических исследований.

Расчёты, выполненные для серий профилей съёмки в северной части котловины Поуэлл, показали, что магнитная восприимчивость источников аномалий колеблется в пределах 0,05-0,1 ед. СИ для различных моделируемых тел. Эти значения находятся в хорошем соответствии с определениями магнитной восприимчивости образцов пород основного состава из различных обнажений Антарктического полуострова, в том числе и обнажений вблизи УАС "Академик Вернадский". Полученные на этой станции значения магнитной восприимчивости для коллекций пород вулканических, интрузивных и жильных комплексов варьировали в достаточно широком диапазоне от 0,01 до 0,2 ед. СИ. Значения от 0,05 до 0,2 ед. СИ были определены как характерные для интрузивных и жильных образований. Значения параметра Q для всех измеренных образцов колебались в пределах 0,1÷5, что подтверждает обычно принятое при интерпретации предположение о субпараллельности индуктивной и остаточной намагниченности при формировании магнитоактивных источников в породах Антарктического полуострова.

В **гравитационном поле** участкам с интенсивными магнитными аномалиями соответствуют зоны повышенных до 50-100 мГал значений аномалий в свободном воздухе. Выполненное ранее моделирование гравитационных аномалий вдоль профиля, пересекающего ТОА, показало, что породы, слагающие батолит, могут иметь плотность 2,7 г/см^3 и залегать на глубинах до 15км.

В сезонных работах Украинских антарктических экспедиций для изучения глубинного строения региона использовалась экспресс-технология **геоэлектрических исследований**, которые включали метод становления короткоимпульсного поля (СКИП) и метод вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ), основанный на изучении процессов естественной поляризации среды и спектральных характеристик естественного электрического поля над геологическими объектами и неоднородностями. Для слоистых разрезов земной коры метод ВЭРЗ дает возможность эффективно разделять разрез в точке зондирования на отдельные стратиграфические и петрографические интервалы и с приемлемой точностью определять глубину их залегания. Регистрация данных зондирований осуществлялась с помощью портативного измерительного аппаратурного комплекса, в состав которого входил также GPS-приемник и полевой компьютер. В жестких условиях проведения морских работ в Антарктике осуществлялась первичная обработка данных геоэлектрических наблюдений, выбиралась оптимальная детальность и глубинность зондирований, проводилась предварительная интерпретация полученных данных [1].
Результаты интерпретации ВЭРЗ, полученные во время проведения сезонных работ 9-ой и 11-ой УАЭ (2004-2006гг), показали, что в земной коре участков побережья Антарктического полуострова с зафиксованной ТОА обнаружены аномальные горизонты, протяженностью до 70км, с которыми могут быть связаны источники интенсивных магнитных аномалий побережья Антарктического полу острова, которые имеют различный возраст и, преимущественно, основной состав. Данные ВЭРЗ впервые показали особенности глубинного строения этой аномальной зоны. По этим данным были выделены интервалы глубин с аномально поляризованными зонами, обусловленные различными неоднородностями пород, в том числе тектоническими нарушениями и зонами дробления.

Накопленные данные о распределении магнитных аномалий в регионе позволяют более детально определить положение ветвей ТОА восточнее Антарктического полуострова. Морфология зоны повышенных аномалий котловины может свидетельствовать о её пространственной и генетической связи с ветвями ТОА, выделенными в области пролива Брансфилда. Существование различных вариантов северо-восточного продолжения ветвей ТОА, возможно, обусловлено тем, что сложное тектоническое взаимодействие отдельных блоков на границе Антарктической плиты и плиты Скоша привело к частичной утрате намагниченности образований, что затрудняет корреляцию магнитных аномалий.

По результатам геофизических съёмок было уточнено пространственное положение этой интенсивной аномалии по всей периферии котловины Поуэлл (рис.2.).

Данные магнитных съёмок и моделирования источников аномалий вдоль отдельных профилей показали, что в северной части котловины Поуэлл можно выделить пограничные области, формирующие особый тип аномалий, контролирующих положение границы океан-континент.

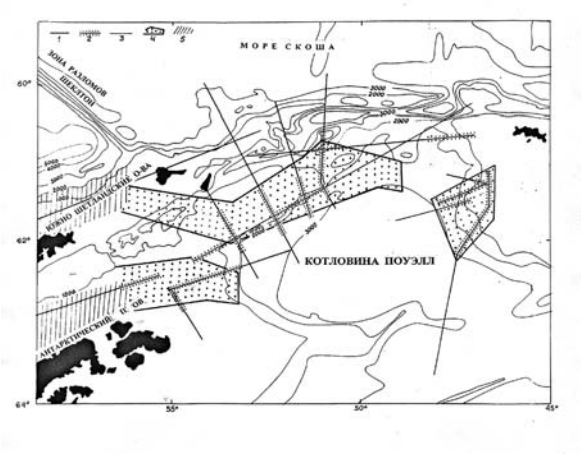


Рис.2. Результаты картирования зоны ТОА в котловине Поуэлл. Условные обозначения: 1- профили съемки; 2-участки с интенсивными магнитными аномалиями; 3- изолинии глубин; 4, 5- положение зоны ТОА в котловине Поуелл и проливе Брансфилда.

Эти характерные аномалии располагаются вблизи самой южной части Южного хребта Скоша, отражая наличие переходной зоны от континентальной коры хребта к коре океанического типа котловины Поуэлл.

Выводы.

В результате проведенных исследований уточнено пространственное положение зоны интенсивных магнитных аномалий котловины Поуэлл, а также пространственное положение ветвей региональной ТОА от Антарктического полуострова далее на северо-восток, в котловину Поуэлл.

Впервые, по данным материалов ВЭРЗ, получен глубинный (до 32км) разрез участков земной коры, над которыми наблюдается зона интенсивных магнитных аномалий. Предполагается, что в пределах выявленных аномальных горизонтов на глубинах до 18,0км формируются магнитоактивные источники отдельных сегментов ТОА.

Литература:

1. Левашов С.П., Бахмутов В.Г., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М., Якимчук Н.А. Геоэлектрические исследования во время проведения сезонных работ 11-ой Украинской антарктической экспедиции // Геоінформатика. 2006. № 2. С.24-33.
2. Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Solovyov V.D., Pyschaniy Ju.M. Geoelectric investigations of crustal inhomogeneities of Antarctic Peninsula area. The 4th Balkan Geophysical Congress – International Conference of Applied Geophysics and Earth Physics, Bucharest Romania, 9-12 October 2005. Extended Abstracts compact disk. 4 pages.
3. Surinach E., Galindo-Zaldivar, J., Maldovaldo, A., Livermore, R. Large Amplitude Magnetic Anomalies in the Northern Sector of the Powell Basin, NE Antarctic Peninsula. // Mar. Geophys. Res. 1997. 19, №1. P.65-80.
4. Garrett S.W. Interpretation of Reconnaissance Gravity and Aeromagnetic Surveys of the Antarctic Peninsula. // J. Geoph. Res.1990. 95, NO.B5. P.6759-6777.

ОСОБЕННОСТИ ТРЕХМЕРНОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Мельник Е.А.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск
SuvorovVD@ipgg.nsc.ru

Данные вдоль сверхдлинных профилей ГСЗ отработанных с ядерными взрывами [1-9, 11-14] дополняются оцифрованными аналоговыми записями этих же взрывов, зарегистрированных Алтае-Саянской сетью из 12 сейсмологических станций. Таким образом, собраны данные от 30 взрывов [15], расположенных на территории Западно-Сибирской и Туранской плит в интервале расстояний взрыв-прием 200-3500 км, характеризующие трехмерную структуру верхней мантии регионов.

Уникальность имеющихся профильных наблюдений от ядерных взрывов заключается в их исключительно высокой детальности при практически непрерывном прослеживании волн до расстояний взрыв-прием 2500-3000 км, проникающих на глубину до 660-700 км. По этим данным составлены одно- и двумерные модели верхней мантии, опубликованные в многочисленных работах. Некоторые из них представлены в списке [1-9, 11-14]. Однако, вследствие значительного расстояния между пунктами взрывов (в среднем около 1000 км), когда отсутствуют системы встречных и нагоняющих годографов, трудно разделить эффекты, связанные с вертикальной расслоенностью среды и горизонтальными неоднородностями. В этом ряду исключительное значение имеют сейсмогеологические условия расстановки регистрирующих станций. Важно учитывать возможные аномалии волнового поля, обусловленные приповерхностными геологическими структурами.

Использование записей взрывов на сейсмологических станциях имеет другие особенности. Расстояния между пунктами взрывов уменьшаются примерно в 2-3 раза, но и количество регистрирующих станций, разнесенных на значительные удаления друг от друга, также становится меньше при соответствующем сокращении интервала прослеживания волн от каждого взрыва. Это приводит к уменьшению детальности построений, однако данные о временах пробега волн, распространяющихся в верхней мантии по различным направлениям, дают возможность оценить трехмерность среды и увязать региональные особенности среды, выявляемые при детальном профильном прослеживании волн.

На рис. 1 в качестве примера приведен монтаж сейсмограмм для взрывов, расположенных в Западной Сибири. Для сравнения показаны и три годографа, полученные при профильных наблюдениях [4]. Два из них характеризуют свойства верхней мантии под Западно-Сибирской плитой вдоль профилей Кварц, Кимберлит, третий получен на Сибирской платформе также вдоль профиля Кимберлит

Анализ времен пробега волн по совокупности всех данных от ядерных взрывов приводит к выводу о значительной скоростной латеральной неоднородности верхней мантии (рис. 2). Различия во временах пробега волн первых вступлений в пределах отдельных региональных структур достигают 5-7 с в зависимости от расположения источника возбуждения. Различия во временах пробега волн, проникающих под границу 660 км (расстояния взрыв-прием свыше 2200-2500 км) меньше, что свидетельствует о более однородных характеристиках верхов нижней мантии. Для Туранской плиты, в сравнении с Западно-Сибирской, можно отметить некоторое увеличение времен пробега волн при несколько пониженных значениях кажущейся скорости. При этом времена пробега волн от Семипалатинских взрывов заметно выше, при также несколько пониженных значениях кажущейся скорости. Отчасти это может быть связано с близостью Алтае-Саянской складчатой области с повышенной мощностью земной коры [5].

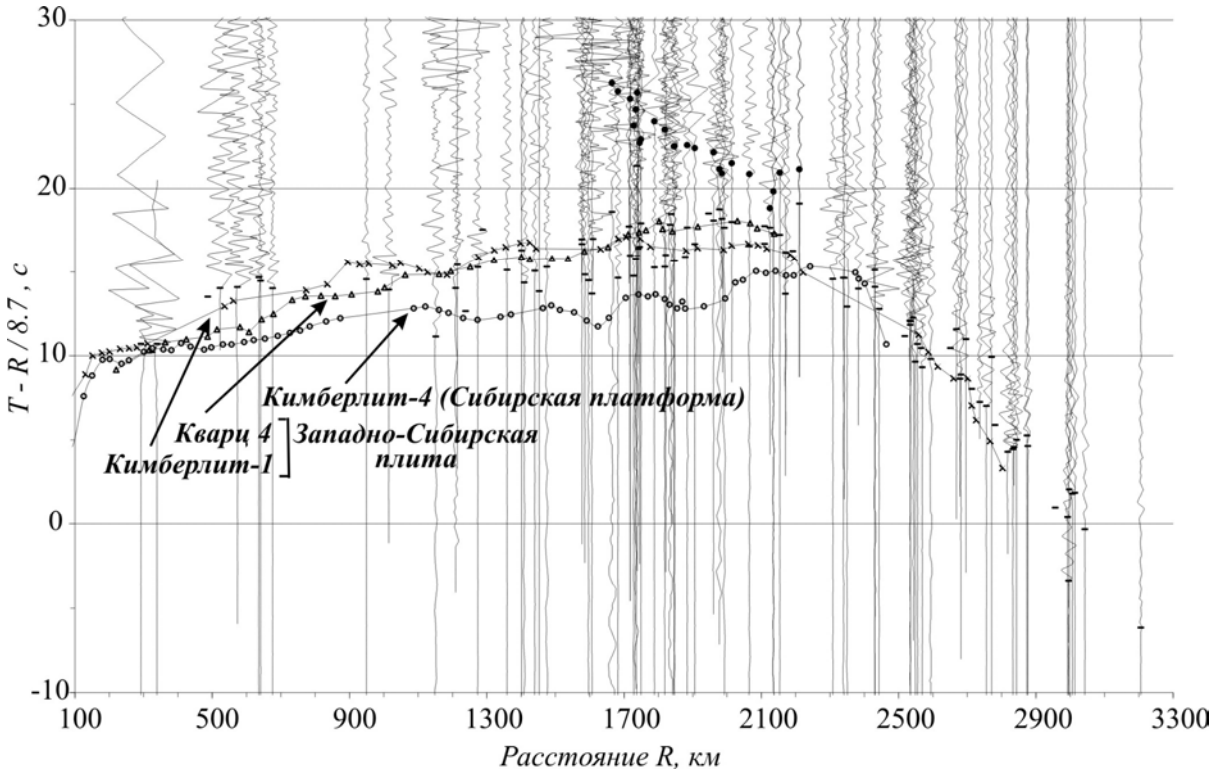


Рис. 1. Сводный монтаж сейсмограмм от взрывов, расположенных в Западной Сибири и зарегистрированных Алтае-Саянской сетью сейсмологических станций. Для сравнения приведены годографы первых вступлений вдоль профилей Кварц и Кимберлит, характеризующие различия во временах пробега волн под Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой (имена взрывов указаны).

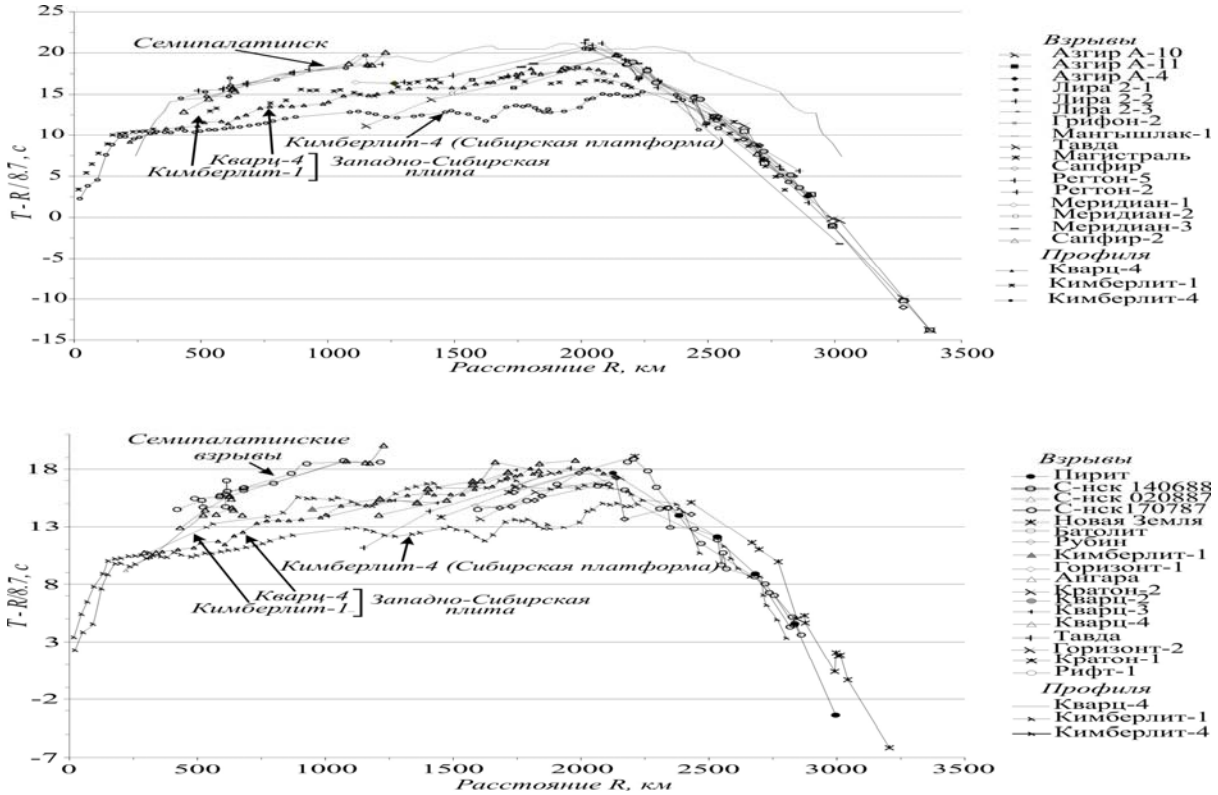


Рис. 2. Годографы первых вступлений от взрывов, расположенных в пределах Западно-Сибирской (вверху) и Туранской (внизу) плит. Для сравнения приведены профильные годографы из пунктов взрыва Кимберлит 1, Кварц 4 (Западная Сибирь) и Кимберлит 4 (Восточная Сибирь).

Другая трудность обработки данных при больших эпицентральных расстояниях заключается в необходимости учета сферической кривизны дневной поверхности и опорных границ в верхней мантии. В существующей методике построения сейсмических разрезов используется лучевое моделирование в плоской модели среды и последующее введение поправок в значения глубины и скорости, рассчитанные для сферически симметричной модели (одномерной вдоль радиуса Земли) [1, 10]. Однако прямое моделирование разрезов с криволинейными границами в присутствии латеральных неоднородностей свидетельствует о недостаточной корректности такого способа учета сферичности. С увеличением контрастности латеральных неоднородностей погрешность в поправках за кривизну возрастает и может быть значительной.

Принципиальным вопросом в учете сферичности Земли является обнаружение волновых аномалий, связанных с присутствием зон инверсии скорости. Как показано в работе [16], типичные в плоско-параллельной (или близкой к ней) слоистой модели волноводные аномалии могут отсутствовать в наблюденном волновом поле при больших эпицентральных расстояниях. Причина этого заключается в кривизне земной поверхности (и близких к ней по форме глубоко залегающих границ), которая скрывает небольшие инверсии скорости в верхней мантии. Присутствие глубоких латеральных неоднородностей может усилить эту особенность не только в слоях с постоянной скоростью, но даже и при отрицательном ее градиенте (присутствие в верхней мантии слоев с постоянной скоростью уже является аномальным в условиях нарастания с глубиной давления и температуры). Такие эффекты хорошо видны в результатах лучевого трассирования в моделях с криволинейной дневной поверхностью (и соответствующей формой опорных сейсмических границ в верхней мантии).

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ, Грант 06-05-64584.

Литература:

1. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // 27 МГК, М.: Наука, 1984, Т.8, 1981. С. 27-42.
2. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.А., Чернышев Н.М. Результаты исследования структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. 1988. № 5. С.120-128.
3. Егоркин А.В., Костюченко С.Л. Неоднородность строения верхней мантии/ Глубинное строение территории СССР. М.: Наука 1991. С. 135-142.
4. Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли, 1999, № 7-8. С. 114-130.
5. Бурмаков Ю.А., Потапьев С.В., Рябой В.З., Никитина Л.И. Скоростное строение верхней мантии в области перехода от Западно-Сибирской плиты к Сибирской платформе // ДАН СССР, т. 281, № 6. С. 1331-13-35.
6. Павленкова Н.И. Изучение верхней мантии Сибирской платформы по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 5. С. 630-645.
7. Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. Geophys. .J Int.105, p. 429-465.
8. Mechie, J., Egorkin, A.V., Solodilov, L., Fuchs, K., Lorenz, F. and Wenzel, F. Major features of the mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range seismic recordings of peaceful nuclear Explosions / Proceedings of the NATO advanced research workshop on upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. Edited by K. Fuchs. Moscow, Russia. 1997. p. 33-50.
9. Morozov, I.B., Morozova, E.A., Smithson, S.B., Solodilov, L.N. 1999. Heterogeneity of the uppermost mantle beneath Russian Eurasia from the ultralong-range profile Quartz. J. Geophys. Res. 104 (B9), 20-329 – 20-348.
10. Muller, G. 1971. Approximate treatment of elastic body waves in media with spherical symmetry. Geophys. J. R. astr Soc., 23, p. 435-449.

11. Nielsen, L., Thybo, H., Solodilov, L.N. Seismic tomographic inversion of Russian PNE data along profile Kraton // Tectonophysics, 1999. p. 3413-3416.
12. Pavlenkova, N.I. 1996. General features of the upper mantle stratification from long-range seismic profiles // Tectonophysics 264, 261-278.
13. Pavlenkova, G.A., Priestly, K. and Cipar, 2002. 2-D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // Tectonophysics, 355, 171-186.
14. Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // Tectonophysics, 416, p. 33-52.
15. Sultanov, D.D., Murphy, J.R., Rubinstein, Kh.D. 1999. A seismic source summary for soviet peaceful nuclear explosions. // Bull. Seismol. Soc. Am. 89, No. 3. pp. 640-647.
16. Юров Ю.Г. К вопросу о существовании слоя пониженной скорости в верхней мантии // Физика Земли, 2007, № 6. С. 85-93.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРАВО-СООЛИЙСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО УЗЛА (ЗАПАДНЫЙ СИХОТЭ–АЛИНЬ)

Сушкин Л.Б.

ООО «Рос–ДВ» Хабаровск, Россия

sushkin@email.kht.ru

В последнем десятилетии были получены новые поисковые результаты, позволившие во многом изменить представления о строении и золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ-Алиня. Они связаны с работами в Болотистом рудном поле, в пределах Право-Соолийского узла, на юге Сооли-Тормасинского рудного района [3, 9, 10, 11, 12]. В геологическом отношении Сооли-Тормасинский потенциально рудный район (600 км^2) принадлежит к Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы. В структурном плане она находится в пределах Западно-Сихотэ-Алинского синклинория и одноимённой вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома на 300 км при ширине 20 - 45 км [3] .Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома является одной из наиболее важных его особенностей.

Район расположен в зоне резких градиентов мощности земной коры - в зоне смены "промежуточной" мощности коры корой "повышенной" мощности. В геотектоническом отношении это выражается расположением его в межблоковой шовной зоне, и согласуется со связью его, вероятно, не с плутоническим, а вулкано-плутоническим магматическим комплексом. Мощность земной коры в этом месте на уровне 32-33 км, что значительно ниже, чем в геоблоках с умеренно или интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом, для которых обычно характерно плутоногенно-гидротермальное оруденение.

В настоящее время в Право-Соолийском (Болотистом) рудно-россыпном узле завершается отработка выявленных в 1997 г. золотоносых россыпей, и продолжаются поисково-оценочные работы на рудное золото. Выполненные поисковые, поисково–оценочные, а также эксплуатационные работы позволяют сделать следующие основные выводы:

Право–Соолийскому (Болотистому) рудно-россыпному узлу золотой специализации отвечает вулкано-плутоническое поднятие центрального типа, отчётливо выраженное в рельефе, гидросети а также в геофизических и геохимических полях.

Обращает на себя внимание довольно хорошо выраженная приуроченность узла к центральной части крупной зонально построеннной положительной морфоструктуры центрального типа, которые играют важную роль в минерагении золота [2]. Наиболее отчётливо выделяется центральная часть морфоструктуры в виде кольцеобразного водораздела диаметром 12-15 км проходящего в истоках рек Тормасу, Бурга, Ута, Хасо, Неки, Хар, Биран и руч. Болотистого. Внешние геологические границы всей морфоструктуры менее выражены и, возможно, пространственно совпадают с границей ареала распространения развитых по её периферии палеогеновых эффузивов кузнецовской свиты.

Внутри основной положительной морфоструктуры расположена конформная отрицательная морфоструктура эллипсовидной формы, охватывающая большую часть бассейна ручья Болотистого. Отрицательная морфоструктура, в своей центральной части, в свою очередь, осложнена ещё более мелкой положительной структурой, к которой собственно и приурочено Болотистое рудное поле. Общее концентрически зональное строение морфоструктуры отчётливо выражено сочетанием радиально-центробежного и дугообразного рисунка гидросети, заложенной, вероятно, по системе каркасных разломов, и кольцеобразной формой водоразделов.

Вопросы генезиса, особенностей формирования и строения рудовмещающей морфоструктуры требуют специальных исследований, но ввиду того, что она на 95 % своей площади сложена вулканическими и интрузивно-субвулканическими образованиями, естественно предположить её вулканогенное происхождение.

Центральная часть морфоструктуры, охватывающая Болотистое рудное поле, контрастно выделяется и в физических полях [9]. По результатам аэромагнитной съёмки масштаба 1: 50 000 расположенная в центре Болотистого рудного поля интрузия габбро-диоритов, вмещающая часть рудоносных зон, отражается контрастной аномалией магнитного поля интенсивностью до 4000 - 4100 нТл, в пределах которой магнитное поле имеет концентрически зональный рисунок с диаметром кольцевой структуры около 10 км (рис. 1).

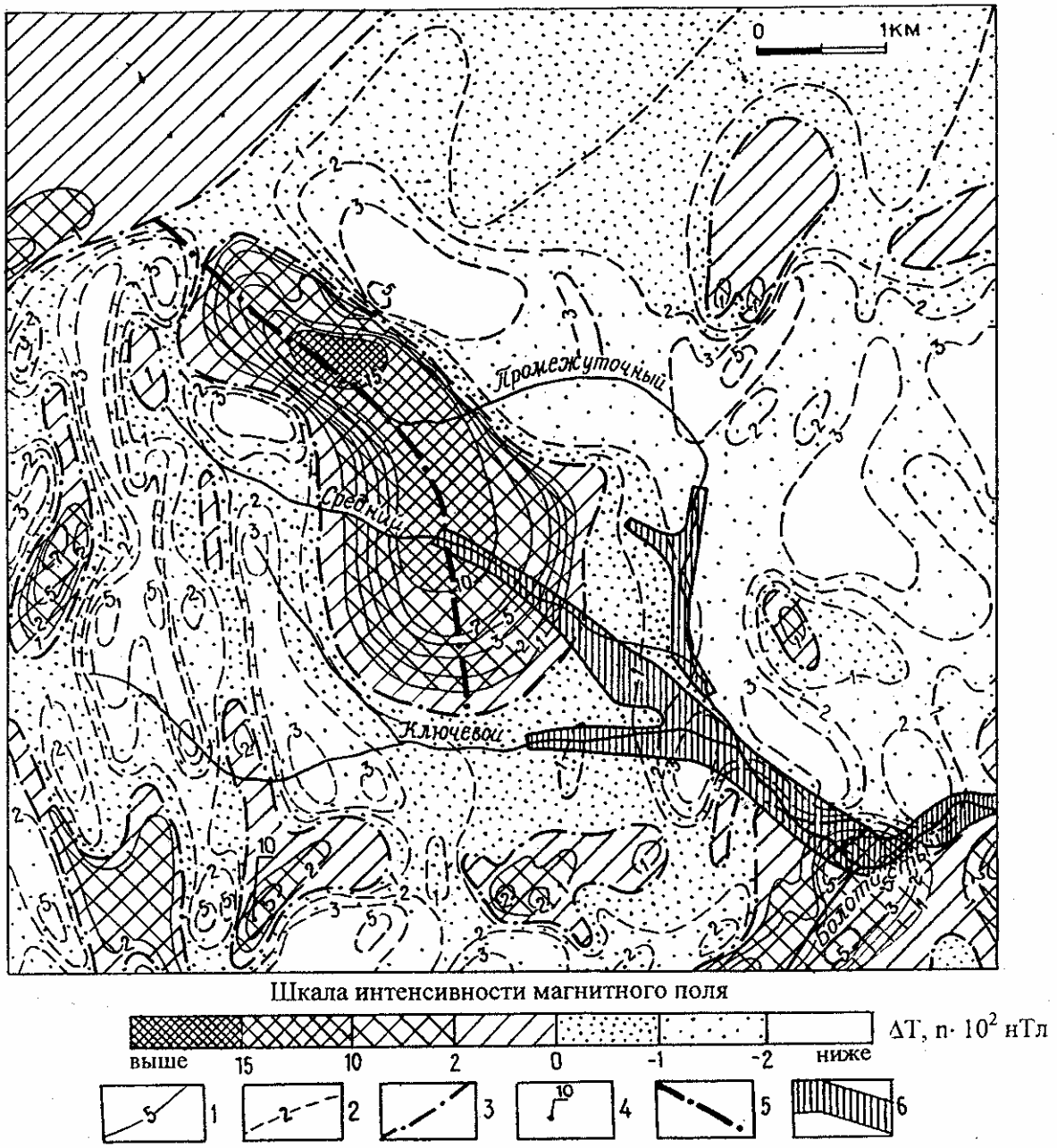


Рис. 1 Положение центральной части Болотистого золотоносного узла в магнитном поле. (По Б.А. Зарубину и др., 1998 г., с дополнениями)

1- 4 Изолинии ΔT, n 10^2 нТл: 1 – положительные, 2.- отрицательные, 3 – нулевые, 4 – экстремальные значения; 5 - ось магнитной аномалии 6 – золотоносные россыпи

В регионально проявленном магнитном поле (на картах масштаба 1:200 000) наиболее хорошо проявлены разломы северо-восточного простирания и контролируемые ими основные магнитные аномалии. Менее четко, но проявляются также разрывы других направлений, в том числе широтные и меридиональные.

В поле тяжести положение Право-Соолийского (Болотистого) узла не проявлено зонами регионального разуплотнения, характерными для большинства золоторудных узлов

региона [5]. Напротив, характерна чётко выраженная приуроченность Болотистого рудного поля к краевой северной зоне контрастной положительной гравитационной аномалии асимметричного типа, эпицентр которой расположен в южной части рудного поля.

В более широком плане в целом весь Болотистый (Право–Соолийский) золотоносный узел расположены в пределах мощной северо-восточной зоны высокого градиента силы тяжести, рассматриваемой нами как крупный магмоподводящий разлом, контролирующий цепь коровых и мантийных очагов.

В целом обращает на себя внимание пространственная разобщённость в плане на 4 км эпицентров гравитационной и магнитной аномалий, в пространстве между которыми и локализована большая часть установленного на сегодня золотого оруденения рудного поля.

В АГСМ-поле центральная часть структуры Болотистого золотоносного узла отчётливо фиксируется кольцеобразными ореолами калия интенсивностью 1,5-2,0%, тяготеющими в целом к области экзоконтакта центральной интрузии габбро-диоритов.

Приуроченность характеризуемой морфоструктуры к положительной гравиметрической аномалии, вероятно, магматогенной природы, характер магнитного поля в пределах неё позволяют с высокой долей вероятности предположить здесь существование палеовулканогенной (вулкано-плутонической) структуры центрального (очагового) типа, пространственно и, вероятно, генетически тесно связанной с дифференцированным глубинным магматическим очагом базитового состава. Глубинность его заложения подтверждается результатами магнитотеллурического зондирования, согласно которым корневыми частями данная структура уходит на глубины 300-400 км в верхнюю мантию [6, 7]. О мантийном заложении этого магматического очага может свидетельствовать и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулканогенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [4].

Специфической особенностью рудно-россыпного узла, отличающего его от большинства золоторудных узлов Дальневосточного региона, является отсутствие в нём т.н. «магнитных натриевых гранитоидов» [14], слабая в целом (по сравнению с габброидами) проявленность орогенного гранитоидного магматизма, представленного маломощными субвертикальными дайками, жилами розовато-серых гранодиорит-порфиров, и пологими силлами комагматичных им дацитов. Возможно, его производными являются более мощные локальные штоки и дайки светло-серых кварцевых микродиоритов и микрогранодиоритов. Не исключено, что основная субвулканическая интрузия монцонитоидов, близкая по составу диоритам, залегает на более значительной глубине, и в силу своей сложной морфологии и крутого падения не дешифрируется в высокодифференцированном магнитном и гравитационном поле.

Как показали результаты заверки бурением наиболее интенсивных магнитных аномалий (4000 - 4200 нТл), установленных в центральной интрузии габбро-диоритов, они пространственно связаны не с телами габбро, как предполагали ранее, но, по видимому, обусловлены маломощными крутопадающими дайками наиболее молодых габбро-диабазов и долерит–базальтов, предположительно, миоценового возраста. Миоценовый возраст, возможно, имеют и магнитные дайки базитов, трассирующие кольцевые каркасные разломы Право-Соолийской рудоносной вулкано-плутонической структуры по её периферии.

Таким образом, имеющиеся геофизические данные (положительные аномалии гравитационного и магнитного поля) убедительно свидетельствуют о положении Болотистого рудного узла в надинтрузивной зоне крупного базитового магматического очага, апикальными частями которого являются интрузия габбро-диоритов и сопровождающие её многочисленные дайки и силлы порфиритов и порфиров. Предполагается, что вышеописанные тела являются выведенными на поверхность корневыми частями питающей магматической системы эродированной эоцен-миоценовой вулканоструктуры центрального типа (андезит - базальтоидного щитового палеовулкана).

Совокупность этих данных, а также приуроченность золотоносного узла к Западно-Сихотэ-Алинскому синклинорию (а не к антиклинорной структуре) свидетельствует о связи

золотого оруденения с вулкано - плутоническим комплексом преимущественно основного, а не гранитоидного состава.

Автор посвящает эти тезисы Памяти замечательного Человека и Исследователя, нашего земляка - уральца, выпускника СГИ – геофизика Леонида Ицковича Брянского, внёсшего значительный вклад в изучение глубинного строения целого ряда рудных районов Дальнего Востока России, понимание физической природы зоны перехода Океана и Континента.

Литература:

1. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 58 с.
2. Буряк В.А. Основы минерагении золота. Владивосток: Дальнаука. 2003. 262 с.
3. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист М - 53 - XXX, Объяснительная записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111 с.
4. Зимин С.С., Моисеенко В.Г., Октярьский Р.А. и др. Роль соединений бора в образовании турмалинсодержащих месторождений золота // Тихоокеанская геология, 1999. том 18, № 5. С.106-114.
5. Изосов Л.А., Коновалов Ю. И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода океан-континет. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с
6. Каплун В.Б. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных в зоне сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алиньской складчатой системы// Тихоокеанская геология. 1996. № 3. С.59-68
7. Каплун В.Б. Электропроводность и структура литосферы Приамурья. Диссертация на соискание учёной степени кандидата г.- м. наук. Хабаровск, 2002. 250с.
8. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 236 с.
9. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007, С.176-180.
10. Сушкин Л.Б. Геотектоническая позиция кайнозойского золотого оруденения Право-Соолийского рудно-россыпного узла (Западный Сихотэ–Алинь) // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007, С. 306 -309.
11. Сушкин Л.Б. Новые представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ – Алиня // Новые идеи в науках о Земле: Междунар. конфер.: Тез. докл. Москва: РГГРУ. 2007, Том V, С. 248–251.
12. Сушкин Л.Б. О формационной принадлежности золотого оруденения Болотистого рудно - россыпного узла (Западный Сихотэ – Алинь) // Актуальные проблемы геологии и геофизики: Республ. конфер.: Тез. докл. ИГГ АН РУз, Ташкент. 2007. Том I, С.300–304.
13. Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю., Рассказов С.В., Брандт И.С. Прогнозирование золотого оруденения на юге Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2006, 224 с.
14. Эйриш Л.В. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С.64-68.
15. Эйриш Л.В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке.// Тихоокеанская геология. 1984. № 4. С.94-98.

АППАРАТУРА РЯДА ЛЭМИ ДЛЯ ЭЛЕКТРО И МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Трегубенко В.И.[1], Малютин А.Н.[1], Климович Е.Н.[2]

1-Украинский государственный геологоразведочний институт(УкрГГРИ), Киев;
2-Львовский центр Института космических исследований (ЛЦ ИКИ), Львов.

С 1994 года Украинский государственный геологоразведочный институт в творческом содружестве с Львовским центром института космических исследований Национальной Академии Наук и Национального Космического Агентства Украины (ЛЦ ИКИ НКАУ-НАНУ) осуществляет разработку геофизической аппаратуры для изучения электрических и магнитных характеристик земной коры верхней мантии. За 13 лет разработано и внедрено в производство ряд геофизической аппаратуры для работ методами электроразведки и магниторазведки под общим названием ЛЭМИ (Лаборатория электромагнитных исследований). По техническим и метрологическим характеристикам названная аппаратура не уступает лучшим мировым образцам.

Калибровка аппаратуры ряда ЛЭМИ выполняется в магнитометрических обсерваториях Нурмиярви (Финляндия) и Бельск (Польша), которые относятся к сети «Интермагнет», что подтверждается соответствующими сертификатами.

1. Аппаратура для электроразведки магнитотеллурическими и магнитовариационными методами

ПОРТАТИВНАЯ ШИРОКОДИАПАЗОННАЯ МАГНИТОТЕЛУРИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ ЛЭМИ-405

Предназначена для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии методами МТЗ и МВЗ в интервале глубин первые сотни метров - первые сотни километров с целью поисков и разведки полезных ископаемых, а также прогноза сейсмической безопасности. Обеспечивает автоматическое измерение, передачу и (или) сохранение в ФЛЕШ-памяти вариаций магнитотеллурического поля, зарегистрированных трёхкомпонентным феррозондовым и (или) индукционными магнитометрами и 2-15 теллурическими каналами, а также температурных датчиков и электроники. Возможна визуализация текущих данных в реальном времени на экране компьютера. Временная синхронизация измерений и определение координат точки наблюдении осуществляется с помощью навигационной системы GPS.

Основные технические характеристики:

1. Феррозондовый магнитометр:
 - диапазон измерений - ±70000 нТл;
 - частотный диапазон - (0-1) Гц;
 - уровень шумов в полосе (0.03-1) Гц, не больше 20 пТл$_{эфф}$;
 - чувствительность - 0.05нТл;
 - температурный дрейф, не больше - 0.2нТл/оС;
2. Индукционный магнитометр:
 - частотный диапазон - (0.03- 200) Гц;
 - форма частотной характеристики - линейно-плоская;
 - частота перегиба - любая в диапазоне 1-10Гц;
 - коэффициент преобразования на плоской части 50 мВ/пТл;
 - уровень собственных шумов на частоте: 0.1 Гц - 5 пТл/√Гц;
 1 Гц - 0.5 пТл/√Гц;
 100 Гц - 0.01 пТл/√Гц.
3. Измеритель теллурического поля (для измерительной базы 100 м):
 - частотный диапазон - (0 - 200) Гц;
 - диапазон измерений - ±2 мВ/м;
 - температурный дрейф, не больше - 0.01мкВ/м/оС;
 - шум в полосе (0.01-1) Гц, не больше - 0.01мкВэфф/м.
4. Объём ФЛЕШ- памяти-до 80 Мбайт.
5. Интерфейс - RS-232, RS-485.
6. Источник питания - +9-18В.
7. Потребление, не больше - 4 Вт.
8. Температурный диапазон -10+40^{o}С.
9. Пылевлагонепроницаемый корпус.

ДЛИННОПЕРИОДНАЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ ЛЭМИ-417

Предназначена для выполнения глубинных геоэлектрических исследований методами магнитотеллурического (МТЗ) и магнитовариационного (МВЗ) зондирований. Ее главные достоинства – низкий временной дрейф и высокая точность измерений, что особенно важно при проведении глубинных электромагнитных зондирований. Магнитометр изготовлен на базе феррозондового датчика, все три компоненты которого размещены в общем термостабильном корпусе. Электрометр содержит три канала с высоким входным сопротивлением и автоматической компенсацией, что позволяет работать с любыми типами измерительных электродов. Электронный блок записывает, обрабатывает и сохраняет данные о магнитном и электрическом полях и их вариациях во внутренней памяти и передает их в компьютер по интерфейсу RS-232. Встроенный GPS приемник обеспечивает спутниковую синхронизацию внутренних часов и получение координат станции. Алгоритм работы станции позволяет организовать синхронную работу сети станций на изучаемой площади. Низкая намагниченность элементов станции позволяет размещать датчик в непосредственной близости от измерительного блока.

Основные технические характеристики:

Диапазон измерений магнитного поля по каждой компоненте	± 65 000 нТл
Частотный диапазон регистрируемых вариаций МТ-поля	0 – 1 Гц
Разрешающая способность магнитного канала	10 пТл
Уровень собственных шумов на частоте 1 Гц	< 7 пТл
Долговременный дрейф нуля магнитного канала	< ± 5 нТл/год
Температурный дрейф магнитного канала	< 0.2 нТл/°С
Нелинейность коэффициента преобразования	< 0.01%
Погрешность ортогональности компонент	< 30 угл. Мин.
Диапазон измерения напряжения электрическим каналом	±150 мВ
Разрешающая способность электрического канала	10 нВ
Входное сопротивление электрического канала	10 ГОм
Временной интервал оцифровки данных	0.25, 1, 2, 5, 10, 60 сек
Объем внутренней ФЛЕШ-памяти	512 МВ
Диапазон рабочих температур	от минус 40 до +50 °С
Источник питающего напряжения	встроенная батарея 12 В
Потребляемая мощность	< 0.9 Вт
Масса электронного блока с магнитным датчиком	4 кг

Длина соединительного кабеля между датчиком и электронным блоком до 10м.

ЦИФРОВОЙ ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ ОБРАЗЦОВЫЙ ФЕРРОЗОНДОВЫЙ МАГНИТОМЕТР ЛЭМИ-018

ЛЭМИ-018 цифровой трехкомпонентный образцовый феррозондовый магнитометр предназначен для измерения компонент природного магнитного поля Земли и его вариаций в лабораторных и полевых условиях. Его главные достоинства – низкий временной дрейф и высокая точность измерений, что особенно важно при проведении глубинных электромагнитных зондирований. Магнитометр изготовлен на базе феррозондового датчика, все три компоненты которого размещены в общем термостабильном корпусе. Электронный блок записывает, обрабатывает и сохраняет данные о магнитном поле и его вариациях во внутренней памяти и передает их в компьютер по интерфейсу RS-232. Встроенный GPS приемник обеспечивает спутниковую синхронизацию внутренних часов и получение координат станции. Алгоритм работы станции позволяет организовать синхронную работу сети станций на изучаемой площади. Низкая намагниченность всех компонентов позволяет размещать датчик в непосредственной близости от измерительного блока.

Основные технические характеристики:

Диапазон измерений магнитного поля по каждой компоненте:	±65 000 нТл
Разрешающая способность	10 пТл
Уровень собственных шумов на частоте 1Гц	< 7 пТл/√Гц

Долговременный дрейф нуля	< ±5 нТл/год
Температурный дрейф	< 0.2 нТл/°С
Нелинейность коэффициента преобразования	< 0.01%
Погрешность ортогональности компонент	< 30 угл. Мин.
Скорости преобразования данных	0.25, 1, 2, 5, 10, 60 сек
Объем внутренней ФЛЕШ-памяти	512 МВ
Диапазон рабочих температур	от минус 40 до +50 °С
Источник питающего напряжения	встроенная батарея 12 В
Потребляемая мощность	< 0.6 Вт
Масса электронного блока с магнитным датчиком	4 кг
Длина соединительного кабеля между датчиком и электронным блоком	до10 м

ТРЁХКОМПОНЕНТНАЯ ФЕРРОЗОНДОВАЯ
МЕТЕО-МАГНИТОВАРИАЦИОННАЯ СТАНЦИЯ ЛЭМИ-018МП

ЛЭМИ-018МП иимеет все основные технические характеристики свойственные для магнитовариационной станции ЛЭМИ-018, но дополнительно измеряет с интервалом оцифровки 1 раз в секунду температуру воздуха и атмосферное давление. Предназначена для оснащения пунктов сейсмопрогностического мониторинга. Станциями ЛЭМИ-018МП оснащена региональная сейсмопрогностическая сеть Государственной геологической службы и украинская антарктическая станция им. академика В.И. Вернадского.

2.Аппаратура для геомагнитных исследований

ПОРТАТИВНИЙ ДЕКЛИНОМЕТР – ИНКЛИНОМЕТР ЛЭМИ-203

Предназначен для привязки нулевых линий феррозондовых магнитовариационных и магнитотеллурических станций и определения магнитного склонения и наклонения в полевых и обсерваторных условия.

Деклинометр-инклинометр содержит однокомпонентный феррозондовый датчик. Опорная поверхность корпуса датчика приспособлена для крепления на немагнитном теодолите фирмы «Цейс» и позволяет юстировать направление оси чувствительности датчика в двух перпендикулярных плоскостях.

Предусмотрено также использование немагнитного теодолита 3Т2КР-NM, поставка которого возможна совместно с ЛЭМИ-203.

Основные технические характеристики:

Полный диапазон измерений:	± 100 000 нТл
Три поддиапазона с автоматическим переключением:	
± 2000нТл с чувствительностью	0,1нТл
± 20 000 нТл с чувствительностью	1,0 нТл
± 100 000 нТл с чувствительностью	10 нТл
Уровень шумов в полосе 0,01-1 Гц, среднеквадратичное значение:	< 20 пкТл
Источник питания: вмонтированная батарея Hitachi HP 3-12,	12 В
внешняя батарея	12 В - 15%
Мощность потребления	0.5 Вт
Рабочий диапазон температур:	0 + 50 °С
Масса : блок датчика	150 г
блок электроники (с батареей):	2,5 кг

ПЕШЕХОДНЫЙ МАГНИТОМЕТР ЛЭМИ-013

Векторный магнитометр ЛЭМИ-013 предназначен для измерения элементов земного магнитного поля $\vec{X},\vec{Y},\vec{Z},\vec{T},\vec{H}$, I и D, а также для проведения высокоточных 3-х компонентных магнитных съемок в районах со сложным геологическим строением. Магнитометр выполнен на базе малогабаритного высокостабильного 3-х компонентного феррозондового датчика, жестко зафиксированного на оптической трубе немагнитного

теодолита, и блока сбора и обработки информации со встроенной системой спутниковой синхронизации. Магнитометр снабжен внутренней памятью и встроенной аккумуляторной батареей. В комплект магнитометра входит магнитовариационная станция. По договоренности, за дополнительную цену, может быть поставлено программное обеспечение для обработки данных полевых наблюдений и их количественной 2D и 3D интерпретации.

Основные технические характеристики:

Диапазон измерений	±70 000 нТл.
Частотный диапазон	(0-1) Гц.
Уровень шумов на частоте 1 Гц,	≤15 пкТл /√Гц.
Разрешающая способность	50 пкТл.
Температурный дрейф	≤0.2 нТл/°С.
Погрешность при измерении угловых координат	≤5 угл. секунд.
Погрешность измерения компонент полного вектора магнитной индукции земного поля	±1 нТл.
Объем внутренней ФЛЕШ памяти	16 Мбайт.
Тип интерфейса	RS-232.
Диапазон рабочих температур	(минус 20 - +40) ^{o}С.
Источник питания (аккумуляторная батарея)	12±3В.
Потребляемая мощность	≤0.5 Вт.

АКУСТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ МИКРОВИБРАЦИЙ ГЕОСРЕДЫ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В ГЛУБОКИХ И СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ

Троянов А.К.[1], Дьяконов Б.П.[2], Астраханцев Ю.Г.[1], Начапкин Н.И.[1]

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - ВНИИГЕОсистем, Москва

Nachapkin@mail.ru

Представление о геоакустических сигналах (ГАС) как источнике геологической информации стало возможным в результате изучения их пространственно-временного распределения на различных по составу и строению массивах горных пород. Анализ амплитудно-частотного состава акустических сигналов, зарегистрированных в скважинах показывает, что имеющиеся различия в спектрах обусловлены физико-механическими свойствами пород и процессами флюидогазодинамики. Распределение уровня ГАС с глубиной происходит по-разному. В пределах даже одного месторождения уровень шумов может уменьшаться с глубиной, оставаться постоянным или возрастать. В осадочной толще пород дифференциация уровня ГАС с глубиной незначительная и, как правило, резко проявляется лишь в продуктивной толще на нефтяных и газовых месторождениях (рис. 1а). Закономерности изменения уровня амплитудных сигналов с глубиной характеризуют особенности пространственного распределения динамических процессов в земной коре (рис. 1б).

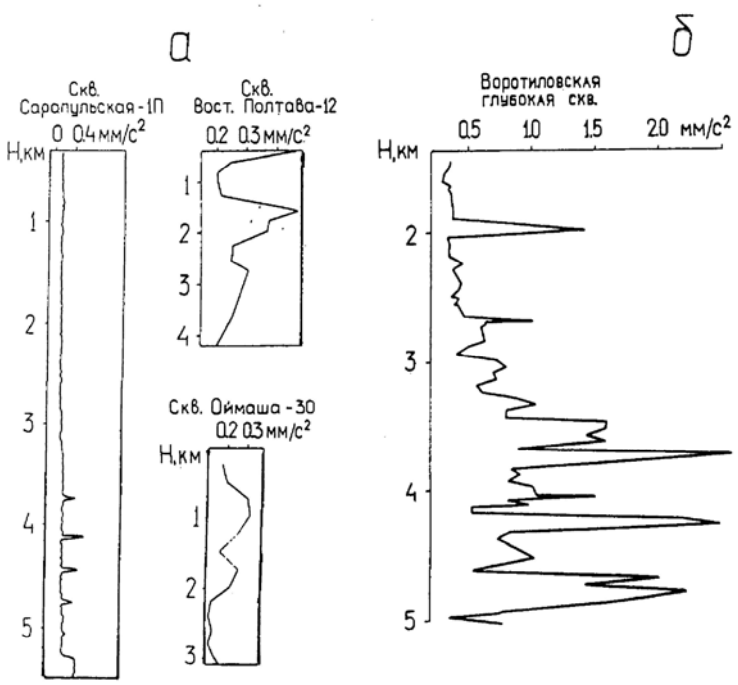


Рис.1. Изменения амплитудного уровня геоакустических сигналов: а – в толще осадочных пород; б – в кристаллическом фундаменте

В уровне ГАС не наблюдается общих изменений с глубиной столь же резких (в десятки и сотни раз), как изменения давления в толще пород, что является принципиальным результатом, свидетельствующим об активных глубинных процессах в земной коре, противостоящих консолидации, уплотнению пород под действием силы тяжести за геологически длительные периоды.

Интенсивность ГАС выше в породах кристаллического комплекса и заметно ниже в осадочных отложениях; особенно высоким уровнем акустических сигналов выделяются зоны повышенной трещиноватости и разломы в земной коре. Получение информации о процессах ГАС в условиях больших глубин стало возможным благодаря созданию

специальной скважинной аппаратуры BN 4002, BN 4004, позволяющей производить измерения в условиях высоких давлений (до 80 МПа) и больших температур (до $+130^0$ С). Применение трех ортогонально расположенных датчиков-акселерометров (X,Y,Z) дает возможность для сравнения сигналов, регистрируемых в горизонтальном (X,Y) и вертикальном (Z) направлениях и, таким образом, выявления преобладающих микровибраций в рассматриваемых плоскостях. Экспериментально установлено, что при одинаковой чувствительности датчиков сигналы с горизонтальных акселерометров, как правило, несколько выше, чем с вертикального. Это наблюдается как в толщах осадочных пород, так и на кристаллических массивах. При наличии субвертикального активного разлома в районе скважины амплитуды сигналов с вертикального датчика возрастают и могут превышать сигналы с горизонтальных датчиков. Используя соотношения сигналов с датчиков Z/X или Z/Y можно по величине и характеру его распределения по разрезу скважины сделать вывод об интервалах преобладающей направленности микровибраций.

Отношение сигналов диапазона частот 500-2500 Гц с горизонтальных датчиков одинаковой чувствительности M2 = X2 / Y2 в общем случае близко к единице и наблюдается как при фоновых, так и аномальных значениях уровня амплитудных сигналов. Различия в амплитудах сигналов с горизонтальных датчиков ($M2 \neq 1$) в области частот 500-5000 Гц были обнаружены на интервалах, в которых наблюдаются скачки пластовых скоростей (по данным ВСП), в зонах максимальных значений интервального времени t по акустическому каротажу, а также в точках, где поперечные сечения ствола скважины принимает форму эллипса. Сопоставления с данными геологической и геофизической изученности, например Воротиловской глубокой скважины, показывают, что отклонение величины параметра M2 от единицы происходит на интервалах, характеризующихся эллипсовидностью ствола скважины по данным профилеметрии.

При изучении ГАС в скважинах предлагается использовать следующие информативные параметры сигналов:

- распределение уровня амплитуд в полосе частот 100-500 Гц для каждого из трех датчиков (X1, Y1,Z1);

- то же, для частот 500-2500 Гц (X2, Y2, Z2);

отношение амплитудного уровня сигналов с вертикального датчика к амплитудам сигналов с горизонтального датчика в полосе частот 100-500 Гц (параметр G1 = Z1 / X1 или G1 = Z1 / Y1);

- отношение сигналов с горизонтальных датчиков в диапазоне частот 500-2500 Гц (параметр M2 = X2 / Y2);

- отношение уровня ГАС в диапазоне 500-2500 Гц к амплитудам сигналов в полосе 100-500 Гц для каждого из трех датчиков n_x = [X2 (500-2500 Гц)/X1 (100-500 Гц)], n_y и n_z, соответственно;

- отношение амплитуд сигналов в полосе частот 500-2500 Гц, зарегистрированных вертикальным и горизонтальным датчиком (параметр G2 = Z2 / X2 или G2 = Z2 / Y2);

- амплитудно-частотные спектры сигналов.

После обработки данных и построения кривых распределения ГАС в указанных полосах частот могут появиться ложные аномалии в области высоких частот (500-2500 Гц), обусловленные общим подъемом уровня сигналов. То есть высокочастотный канал аппаратуры зарегистрирует аномальную величину сигнала, которая на самом деле не отражает физические процессы в среде. Применяя параметры n_x, n_y, n_z, можно оценить вклад высокочастотных сигналов в общий уровень сигналов и по величине этого вклада объяснить природу аномалии в области высоких частот.

Обнаруженные аномалии ГАС на больших глубинах (свыше 6 км) свидетельствуют о динамике геологической среды в условиях высоких литостатических давлений Рассмотрим на примере измерений ГАС в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 изменчивость амплитудного уровня регистрируемых горизонтальными датчиками акустических сигналов в диапазоне частот 3,0-5,0 кГц за период с 2000 по 2005 годы. Как видно из рис. 2 минимальный уровень ГАС изменяется по величине, а его аномалии изменяются как по величине, так и по глубине, при этом

появляются отдельные аномалии ГАС или исчезают обнаруженные ранее. То есть особенности динамики геосреды проявляются в соответствующей изменчивости амплитудного уровня ГАС. Аномалии ГАС можно рассматривать как индикаторы современных динамических процессов, противостоящих консолидации верхней части земной коры. Различие в амплитудном уровне ГАС по стволу скважины служит диагностическим признаком, позволяющим дифференцировать геологический разрез по новому геофизическому параметру – динамической активности среды. Это позволяет классифицировать геологические разрезы на динамически пассивные и активные. В данном случае вскрытый Кольской СГ-3 массив пород является динамически активным, что подтверждается заметным изменением фонового (минимального) уровня от 0,1 мм/с^2 в 2003 г. до 0,6 мм/с^2 в 2005 г. (рис.2).

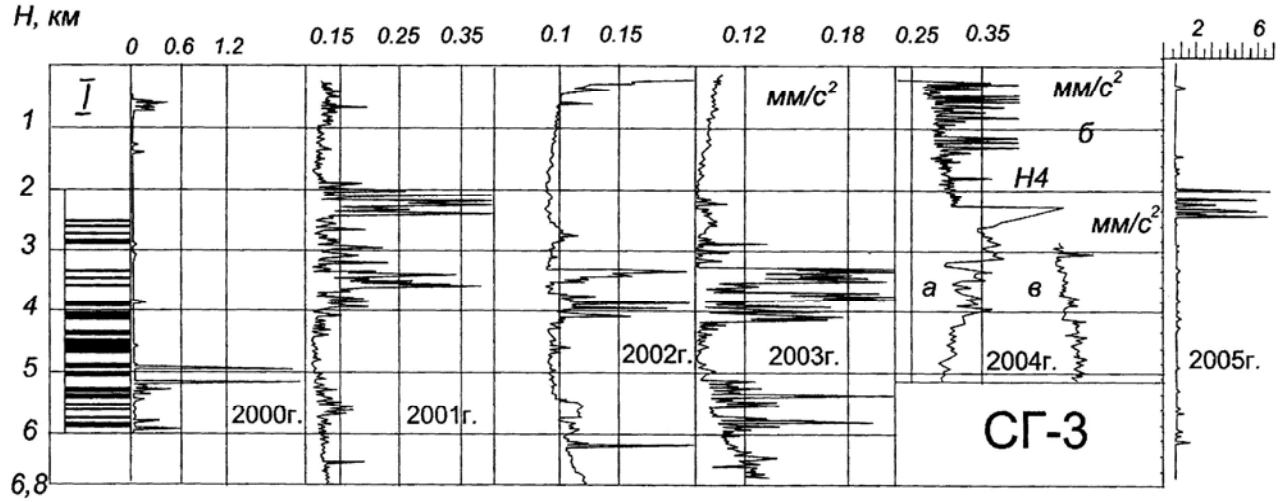


Рис. 2. Временные изменения амплитудного уровня геоакустических сигналов (горизонтальные датчики, диапазон изменений 3,0-5,0 кГц) в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 в интервале глубин 300-6840 м. I – интервалы нарушенных пород, выделены черным цветом. В 2004 г.: а – измерения с шагом 10 м (300-2400 м), ниже (2400-3000 м) – через 40 м; б, в (3000-5297 м) – первичная и повторная записи ГАС с шагом остановок прибора 20 м.

На основе анализа геоакустических сигналов в глубоких и сверхглубоких скважинах разработан геофизический метод исследования, базирующийся на изучении амплитудно-частотного состава микроколебаний геосреды, регистрируемых тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами. Метод позволяет по измеренным и расчетным параметрам геоакустических сигналов изучать геодинамическое состояние массива горных пород. Разработана методики: оценки расхождения численных значений измеренных и расчетных параметров при разнесенных во времени первичных и повторных замерах; "челночного" каротажа, позволяющая за короткое время при дискретном перемещении скважинного прибора несколько раз в сутки вверх и вниз от точки замера, получать информацию о микроколебаниях отдельных слоев в заданном интервале глубин.

Применение челночного каротажа позволяет получать информацию о характере ГАС и их изменении со временем для разных слоев пород, разнесенных по глубине. В 1994 г. челночный каротаж в Уральской СГ-4 проводился 3 раза в сутки с 10 по 21 июня на временных интервалах 0-1, 8-9 и 16-17 ч. В течение часа измерения выполнялись в 20 точках в интервале глубин от 4452 до 4675 м. Всего было сделано 33 каротажа. На рис. 3 приведены диаграммы ГАС, зарегистрированных в полосе частот 500-2500 Гц 10, 11, 12 и 17,18 июня.

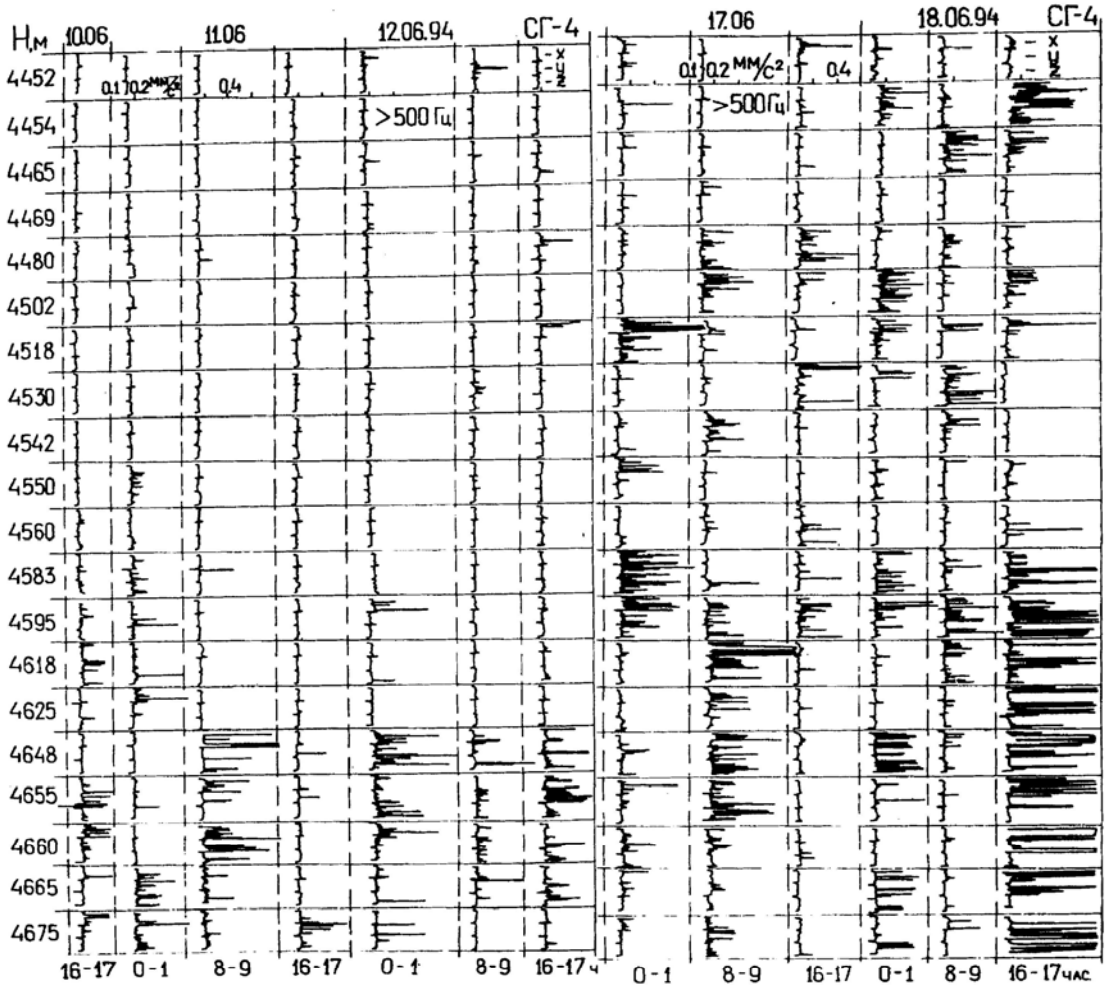


Рис.3. Результаты челночного каротажа часовой продолжительности три раза в сутки (0-1 ч., 8-9 ч., 16-17 ч.) в Уральской сверхглубокой скважине (10-12.06.1994 г.), (17-18.06.1994.). Диаграммы огибающей сигналов ГАС с датчиков X, Y, Z в диапазоне частот 0.5-2.5 кГц.

всего времени измерений. Это наблюдается, например, в точке на глубине 4452 м (плотные породы).

2. Отмечается непрогнозируемая во времени акустическая активность в зонах, где поперечное сечение ствола скважины имеет форму эллипса с размерами 40х85 см (глубина 4530 м) и 60х85 см (4542 м).

3. Наблюдается резкое увеличение амплитуд ГАС с 17 июня в кровле андезитобазальтов (глубины 4660, 4665 и 4675 м) после 5 суток относительно слабых изменений регистрируемых сигналов.

4. На глубине 4655 м в интервале переслаивания лавокластитов и туфопесчаников амплитудные вариации ГАС наблюдались в течение всего времени исследований.

Такие изменения интенсивности ГАС во времени, с одной стороны, указывают на различия пород по физико-механическим свойствам, с другой — отражают мозаику существующих в объеме геосреды напряжений, а также особенности их перераспределения при общей для всей толщи переменной нагрузке, например, за счет лунно-солнечных приливов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ- грант 05-05-65177.

ТЕХНОГЕННЫЙ МАГНИТНЫЙ ШУМ В ПРЕДЕЛАХ НЕКОТОРЫХ ФЕШЕНЕБЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ СРЕДНЕГО УРАЛА

Тягунов Д.С.
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
tds-07@mail.ru

Биологические эффекты магнитных полей сверхнизкой интенсивности, но частотно синхронизированных с собственными биоритмами человека, привлекают большое внимание ученых и практиков.

В организме человека постоянно происходит взаимодействие нескольких ритмических процессов, каждое из которых способно быть датчиком биологического времени и модифицировать программы биосоциальной адаптации. В условиях техногенеза этот процесс модифицируют искусственные факторы внешней среды, обладающие информационном значением для регуляторных систем человека. 3-х компонентная система, состоящая из врожденных биоритмов человека, естественных гео-, гелиомагнитных колебаний и техногенных импульсных воздействий, обозначена как феномен биоэкологического резонанса.

Человек в процессе своей эволюции всегда находился и находится под действием физических полей Земли и всегда находится в некотором условном равновесии с этими полями.

В связи с вышесказанным, рассмотрим различные аспекты взаимодействия человека с окружающим его миром геофизики, а именно – Солнцем, как основного источника энергии, поступающей на Землю.

Кроме оптического излучения от Солнца распространяется постоянный поток протонно-электронной плазмы, называемый – «солнечный ветер». Он взаимодействует с магнитным полем Земли, искажая симметрию поля этого естественного магнита.

Постоянство солнечного ветра иногда нарушается за счет мощных солнечных вспышек длительностью несколько минут, которые вызывают местные увеличения яркости внешней оболочки Солнца и сопровождаются выделением до 10^{25} - 10^{26} Дж энергии в виде рентгеновского, оптического и радио излучений, а также кинетической энергии ускоренных частиц солнечной плазмы. Электромагнитное излучение Солнца практически не взаимодействует с магнитосферой Земли и свободно проникает до поверхности (достигает Земли приблизительно через 8 минут) [1].

Плазменная струя вспышки (достигает Земли через 70-90 часов, в зависимости от расположения вспышки на диске Солнца), состоящая из заряженных частиц, достигая магнитосферы, взаимодействует с магнитным полем Земли, деформируя его. При этом, частицы проникают внутрь магнитосферы, создавая радиационные пояса, и начинается явление, которое называется «магнитная буря» [1].

Это явление сопровождается мощными колебаниями величины и направления вектора магнитного поля. Магнитные бури меньшей интенсивности (с амплитудой до 200-300 нТл) наблюдаются достаточно часто – несколько раз в году. Бури такой величины могут вызывать мощные помехи в сетях проводной связи за счет индукционных эффектов, вызывать сбои компьютерной техники и воздействовать на человека, как на биохимическую систему, управляемую электрическими сигналами.

Интересно рассмотреть типичные частотные характеристики электромагнитного поля магнитной бури (рис. 1). Характерные частоты электромагнитных сигналов организма человека: 2 – колебания артериального давления; 3 – d-волны ЭКГ; 4 – сокращения сердечной мышцы; 5, 6 – нервно-мышечные элементы; 7 – ритмы головного мозга; 8 – электрический потенциал желудка и кишечника. Частоты электромагнитных колебаний: 9 – компьютеров и бытовой техники; 10 – медицинской аппаратуры [1].

Из представленного графика видно, что характерные частоты электромагнитных сигналов различных органов человека совпадают с характерными частотами возмущенного поля Земли. Можно сказать, что наблюдается некоторый биоэлектромагнитный резонанс

сигналов возмущенного поля Земли и управляющих сигналов человеческого организма [1]. Поэтому лежит интерес сравнить величину геомагнитных вариаций с величиной техногенного магнитного шума в одной и той же полосе частот, в которой предполагается наибольшее влияние магнитных полей на организм.

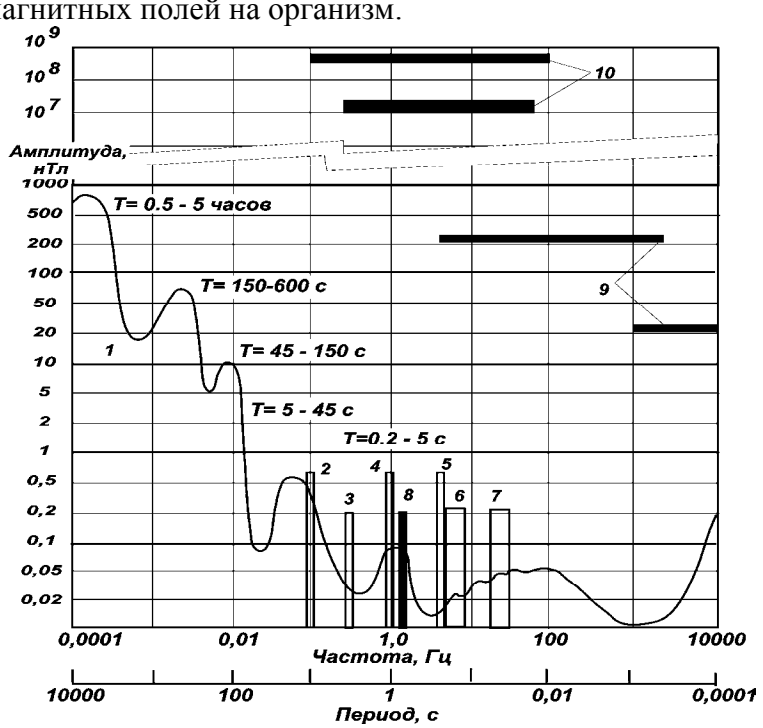


Рис. 1. Частотные характеристики электромагнитного поля магнитной бури
1 – спектр естественного электромагнитного поля во время магнитной бури.

Для изучения воздействия техногенного магнитного шума был создан специальный магнитометр. В качестве датчика магнитного поля использован магнитомодуляционный преобразователь магнитной индукции, выполненный на основе аморфного ферромагнитного сердечника, работающего в режиме автопараметрического усиления. Собственный магнитный шум датчика составляет 3 ÷ 5 пТл·Гц$^{-1/2}$, коэффициент преобразования без внешнего усиления − 0.2 мВ/нТл, полоса частот измеряемого магнитного поля 0.1 Гц − 20 Гц (с завалом на краях диапазона не более 1,4 дБ). Аналоговый электрический сигнал с магнитомодуляционного преобразователя поступает на 24-х разрядный программируемый аналого-цифровой преобразователь AD7714, соединенный с переносным персональным компьютером. Частота дискретизации измеряемого сигнала составляет 80 Гц. Наблюдение вариаций измеряемого магнитного поля ведется в реальном масштабе времени на экране компьютера и записывается на электронный носитель информации [2]. Методика работы с данным прибором разрабатывалась на экспериментальном полигоне, вблизи здания Института геофизики в г. Екатеринбурге.

Испытания магнитометра показали значительно меньший уровень электромагнитного шума в обсерватории Арти по сравнению с г. Екатеринбургом [2].

Много вопросов возникает при обсуждении проблемы электромагнитного загрязнения и его влияния на человека в больших городах. Поэтому интересно рассмотреть соотношение магнитных возмущений, которые классифицируются как магнитная буря, магнитного шума мегаполиса.

Поскольку, вопрос от источника магнитного загрязнения в г. Екатеринбурге остался открытым, были проведены работы по измерению трех взаимно-ортогональных составляющих магнитного поля в разных населенных пунктах Свердловской области: в г. Серове, на расстоянии около 350 км от г. Екатеринбурга; в п. Висим, на расстоянии около 230 км от г. Екатеринбурга; в п. Липовка, на расстоянии около 100 км от г. Екатеринбурга; в г. Алапаевске, на расстоянии около 150 км от г. Екатеринбурга (рис. 2).

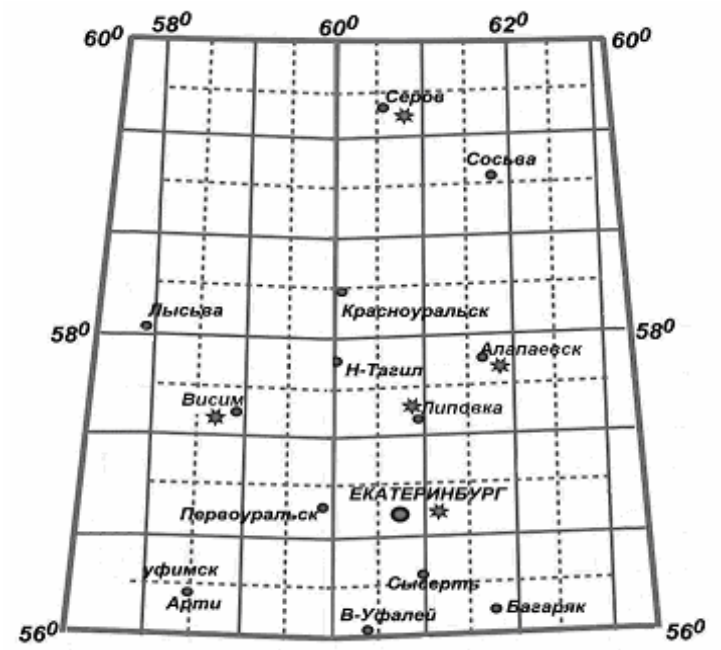


Рис. 2. Карта с указанием населенных пунктов (звездочкой пункты измерений)

На рис. 3 показаны примеры вариаций геомагнитного поля в указанных пунктах измерения. Продолжительность фрагмента записи вертикальной составляющей геомагнитного поля – 3 секунды (рис. 3).

Из представленных магнитограмм видно, что амплитуда максимальных вариаций вертикальной составляющей приходится на экспериментальный полигон г. Екатеринбурга и достигает 12 нТл, при средней величине около 6 нТл (рис. 3 а). Это объясняется тем, что севернее полигона в 150 метрах проходит линия электропередач, которая вызывает большие источники магнитного шума.

На удаленных участках – в г. Серове и п. Липовка (рис. 3 б, в) максимальные значения вариаций магнитного поля существенно снижаются и составляют 5нТл и 0,9 нТл, при средней величине около 2 нТл и 0,5 нТл.

Поскольку в пределах п. Висим и г. Алапаевска не наблюдается мощных источников индустриальных помех, что подтверждается графиком (рис. 3 г, д), значения вариаций магнитного поля составляют 0,2 нТл и 0,3 нТл и примерно равны вариациям, наблюдаемых в обсерватории Арти при спокойной магнитосфере.

Проведенные работы позволяют сделать вывод: уровень магнитного шума в районе г. Екатеринбурга превышает уровень собственных шумов геомагнитного поля в исследованном диапазоне частот 0,1-20 Гц приблизительно в 60 раз; остается открытым вопрос об источниках магнитного шума, поскольку ими могут быть высоковольтные и кабельные линии передач, автомобильный транспорт включая трамваи и троллейбусы, промышленные предприятия и жилищные комплексы с мощным энергетическим обеспечением.

Определение источников техногенного магнитного шума и их характеристик, а так же влияние этого шума на здоровье жителей г. Екатеринбурга, является задачей последующих исследований.

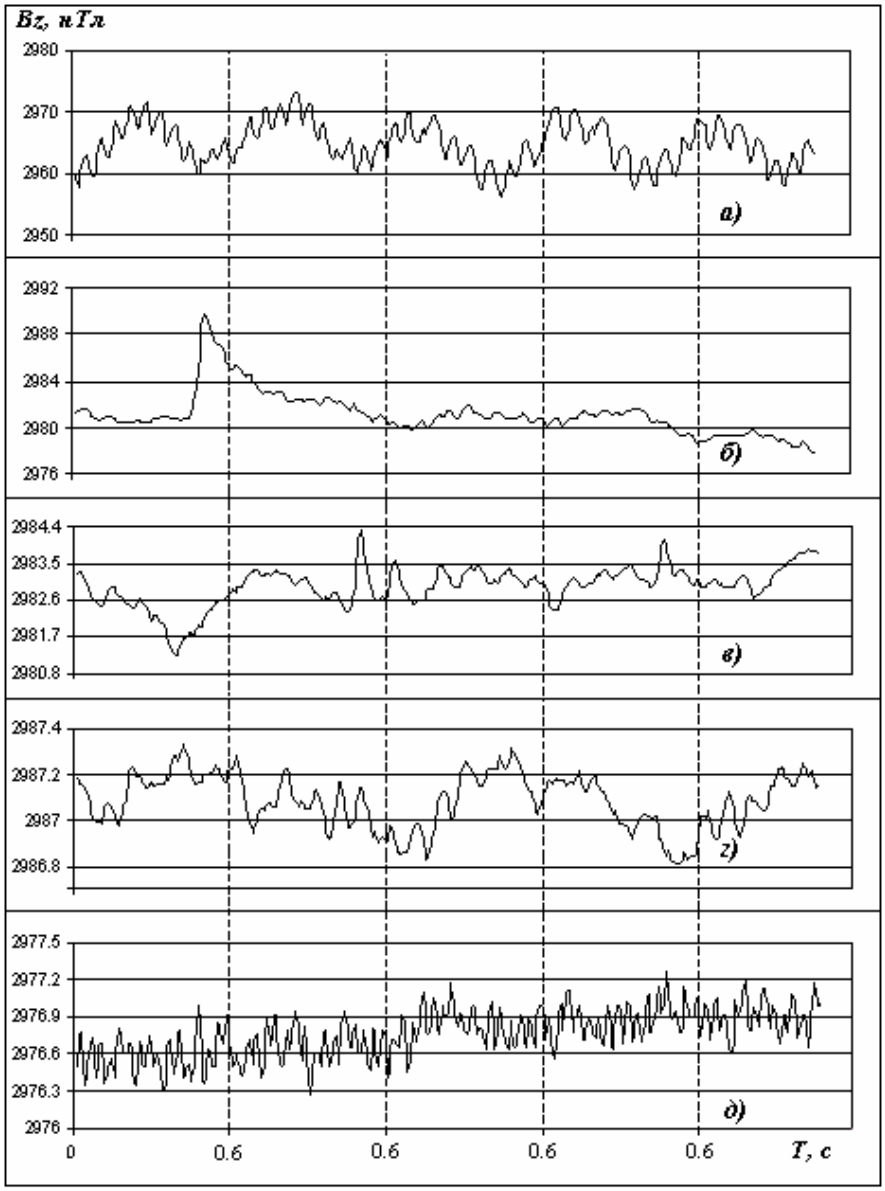


Рис. 3. Диаграммы записи вертикальной составляющей магнитного поля: а) в пределах г. Екатеринбурга западнее здания Института геофизики; б) в пределах г. Серова; в) в поселке Липовка; г) в поселке Висим; д) в пределах г. Алапаевска

В заключение, автор благодарит своего научного руководителя, член-корреспондента РАН В.И. Уткина за постановку исследований, постоянное внимание и консультации при написании доклада, а так же О.Л. Сокол-Кутыловского за советы при проведении работ.

Литература:

1. Талалаева Г.В., Рождественская Е.Д., Уткин В.И., Рождественская М.В. «Конечное» знание и бесконечность мироздания: геофизика – наука у края бездны (человек и геофизика) // Материалы конференции «Космос и биосфера: Космическая погода и биологические процессы». Крымский научный центр НАН Украины, 2003. с. 184-190.
2. Уткин В.И., Сокол-Кутыловский О.Л. Техногенный магнитный шум в пределах мегаполиса и удалении от него // 170 лет обсерваторских наблюдений на Урале: история и современные состояния: Материалы Международного семинара, Екатеринбург, 17-23 июля 2006 г. – Екатеринбург: институт геофизики УрО РАН, 2006. с. 173-175.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Удоратин В.В., Конанова Н.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

В настоящее время активно разрабатываются методики комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, базирующихся преимущественно на сейсмической информации. На основе такой интерпретации построены слоисто-блоковые и чешуйчато-надвиговые модели строения земной коры и верхов верхней мантии европейского северо-востока России. В конце 80-х годов в Институте геологии КНЦ УрО РАН были начаты исследования по изучению глубинного строения литосферы Печорской и Западно-Сибирской плит по принципу гравитационного зондирования, а в середине 90-х годов – профильные сейсмологические работы. На основе комплексного анализа геолого-геофизических данных по платформенному чехлу, результатов сейсмологического и гравитационного зондирования консолидированной части коры и верхней мантии были составлены гравитационная и сейсмическая модели строения литосферы вдоль регионального профиля, пересекающего в широтном направлении южные части Мезенской синеклизы (**MEZ**), Тиманской гряды (**TIM**) и Печорской синеклизы (**PECH**). Сейсмические работы выполнялись методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ), задачей которых является получение детальной информации о строении земной коры и верхней мантии.

Сейсмическая модель. В результате интерпретации записей МОВЗ и последующего математического моделирования построен геолого-геофизический разрез до глубины порядка 100 км и выделен ряд сейсмических границ. Опорными границами обмена являются: $Ф_0$ – поверхность рифейского складчатого фундамента, Ф – поверхность дорифейского кристаллического фундамента, М – поверхность Мохоровичича, отождествляемый с кровлей верхней мантии. Дополнительно прослежены горизонты: $К_1$ – $К_4$ – в земной коре, $М_1$, $М_2$ – в верхней мантии (Удоратин, Конанова, 2000).

Верхняя мантия представляется в виде слоистой модели, состоящей из крупных комплексов с различно дифференцированными скоростными характеристиками. Методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в верхней мантии выявлен четко выраженный в волновом поле сейсмический горизонт $М_1$, находящийся на 6–9 км глубже ее поверхности и в рельефе повторяющий поверхность Мохо. Установлено, что граница земная кора – верхняя мантия характеризуется наличием сложной переходной зоны, обусловленной существованием значительных горизонтальных неоднородностей и появлением зон пониженных скоростей. К особенностям данной границы относят увеличение скоростей в среднем от 7,0 до 8,0 км/с, сложный рельеф поверхности Мохоровичича, приуроченность горизонта М к подошве зоны пониженных скоростей.

Поверхность верхней мантии в пределах северной части Волго-Уральского геоблока фиксируется на глубинах 40–42 км. В восточном направлении от свода поверхность Мохо постепенно воздымается до 40 км. В пределах Среднего и Южного Тимана верхняя мантия отмечается на глубинах 36 км. В Предуральском краевом прогибе прослеживается опускание поверхности Мохоровичича до глубин 42–44 км, а восточнее, под Уралом, до 46–47 км и, возможно, более. При этом максимальные значения глубин залегания поверхности Мохо соответствуют Мезенскому, Волго-Уральскому геоблокам и Предуральскому прогибу, а минимальные – Тиманскому геоблоку. Это еще раз подтверждает установленную ранее обратную связь изменения глубины залегания поверхности М с положением границы консолидированной коры.

Поверхность гранулито-базитового комплекса или сейсмический горизонт К, отмечается на глубинах 22–24,5 км. Мощность данного мегакомплекса сокращается с запада на восток. Его скоростная характеристика отличается повышенными значениями (7,0–7,2 км/с). Мегакомплекс характеризуется сложным строением, обусловленным наличием горизонтальных неоднородностей. Необходимо отметить, что эта поверхность представляет

собой достаточно сильно расслоенную зону, где возможно присутствие волноводов, что подтверждается материалами сейсмологических исследований МОВЗ.

Поверхность, соответствующая дорифейскому фундаменту, залегает в пределах рассматриваемой территории на глубинах от 2 до 11 км. Граничные скорости здесь достаточно высоки (6,5–7 км/с).

Поверхность кристаллического фундамента в северо-западной части территории, относящейся к Мезенскому геоблоку, находится на глубинах 3–4 км, а в восточном направлении по мере приближения к Тиману она погружается на глубины до 8–9 км. Здесь фундамент испытывает плавное погружение к востоку и северо-востоку. Возможны лишь смещения поверхности по разломам. Так, по Западно-Тиманскому разлому, по данным Н.К.Булина, в районе Среднего Тимана эта поверхность испытывает максимальное смещение до 1,5 км. По нашим данным, в районе Южного Тимана кристаллический фундамент надвинут на структуры Вычегодского прогиба и вертикальное смещение достигает 2 км. В пределах северной части Волго-Уральского геоблока отмечаются подъемы поверхности кристаллического фундамента на глубины 1,7–2 км (скв. 1-Сысола, 1-Грива), которые отождествляются с рядом сводов: Сысольским, Коми-Пермяцким, Камским. Своды отделены друг от друга Кировско-Кажимским и Верхнекамским прогибами с глубинами залегания поверхности карельского фундамента 3–5 км. Зоны сочленения систем прогибов со сводами представлены сложными сериями сбросовых разломов, которые в потенциальных полях отмечаются полосами горизонтальных градиентов. Поверхность фундамента Кировско-Кажимского прогиба, разделяющего Сысольский и Коми-Пермяцкий своды, погружается с юго-запада на северо-восток с 2,5 до 5 км и раскрывается в Вычегодский прогиб. Точно так же фундамент в Вычегодском прогибе плавно погружается с запада в сторону Тимана с 4 до 9 км. Далее к востоку намечается такое же постепенное погружение карельского фундамента под структуры Тимана. По материалам МОВЗ внутри гнейсо-гранулитового комплекса нами отмечается достаточно четко выраженная в волновом поле сейсмическая граница на глубинах 11–14,5 км.

Осадочный чехол представлен на территории исследований породами протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов. Слагающий его комплекс пород существенно отличается от нижних структурно-вещественных комплексов по степени расслоенности, характеру скоростной модели и структурно-тектоническим планам. Скоростная характеристика пород осадочного чехла достаточно сильно дифференцирована: от 2,0 км/с в верхних слоях до 4,5 км/с – в нижних. Встречаются пласты с повышенными значениями пластовых скоростей (до 5,5 км/с), сложенные карбонатными породами.

Гравитационная модель. Результаты интерпретации гравитационного поля представлены в виде обобщенного геолого-плотностного разреза по профилю MEZTIMPECH (Удоратин, Конанова, 2000). Протяженность гравиметрического профиля составляет 750 км, глубинность исследований - приблизительно 120 км. Отсутствие информации по верхней части разреза объясняется поставленными задачами изучения особенностей глубинного строения консолидированной коры и верхней мантии исследуемого региона.

Первая гравиактивная граница с аномальной плотностью 160-350 кг/м^3, отождествляемая нами с поверхностью консолидированной коры, находится на глубине от 2 км до 8 км. Данная поверхность наиболее погружена в пределах Вычегодского прогиба и Тимана и протягивается по гравиметрическим данным до Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Уральского кряжа. Прослеживание архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента в пределах Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Урала затруднено и требует специальных детальных исследований. В сторону Урала степень дифференциации по плотности пород фундамента и низов осадочного чехла уменьшается, а аномальная плотность пород гранито-гнейсового слоя в этом направлении увеличивается. Кроме того, по гравиметрическим данным внутри гранито-гнейсового слоя прослеживаются по крайней мере еще две гравиактивные границы, но для их однозначной привязки также требуется проведение специальных исследований. Наибольшая толщина гранито-гнейсового подкомплекса фиксируется по гравиметрическим данным в районе

Волго-Уральской антеклизы, ее утонение происходит в Предуральском краевом прогибе и Западно-Уральской структурно-формационной зоне Урала.

Следующая гравиактивная граница с аномальной плотностью 100-160 кг/м^3, отождествляемая нами с подошвой гранито-гнейсового подкомплекса (кровлей диоритово-гнейсового подкомплекса), наблюдается по гравиметрическим данным на глубине 10-20 км. Диорито-гнейсовый структурно-вещественный подкомплекс верхней коры имеет перерывы сплошности своего распространения в пределах исследуемой территории. Выклинивание нижней части верхней коры происходит в пределах Тиманской гряды. Наиболее приближен к поверхности данный комплекс в Восточно-Уральской структурно-формационной зоне, наименее - в Волго-Уральской антеклизе.

Кровля гранулито-базитового структурно-вещественного комплекса является наиболее «капризной» гравиактивной границей с точки зрения неоднозначности геологической интерпретации гравиметрического поля, поэтому ее характеристики следует принимать с определенной степенью условности. Кровля гнейсо-гранулитового слоя залегает на глубине 26 км по гравиметрическим данным в Волго-Уральской антеклизе, а в районе Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы - поднимается до глубины 23 км. Минимальные отметки залегания кровли данного слоя по гравиметрическим данным, вероятно, будут приурочены к границе Тиманской гряды и Печорской синеклизой. В Предуральском прогибе и на Урале гранулито - базитовый слой фиксируется на глубине около 20 км.

Поверхность Мохоровичича по гравиметрическим данным залегает на глубине 35-50 км в пределах исследуемой территории. Максимальный (до 35 км) подъем данной поверхности наблюдается в пределах Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы, а наиболее погружена поверхность Мохо (до 50 км) в пределах Уральского кряжа. Ниже поверхности Мохоровичича на глубине 50-60 км практически на всей территории прослеживается еще одна поверхность, залегающая параллельно поверхности М и повторяющая ее по форме залегания.

Совместное использование производных первого и второго порядков на этапе качественной интерпретации гравитационного поля позволило по точкам перехода второй производной через ноль и точке экстремума горизонтальной производной первого порядка выявить границы блоков пород с различными физическими свойствами (плотностью). В результате проведенных исследований в мантии выявлен крупный блок разуплотненных пород, который в современном структурном плане расположен под Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, западная граница которого проходит вблизи г.Сыктывкара в пределах Кировско-Кажимского авлакогена, а восточная - в районе Тиманской гряды.

Сысольский свод Волго-Уральской антеклизы характеризуется большой мощностью консолидированной части земной коры, с преобладанием в разрезе гранитного слоя и нормальной мощностью базальтового слоя. Верхняя мантия обладает повышенными значениями плотности и обладает тенденцией к погружению мантийных блоков. В земной коре этот процесс должен сопровождаться подъемом земной поверхности.

Вычегодский прогиб Мезенской синеклизы отмечается наличием выступов архейского фундамента, вариациями мощности рифейских пород от 1.2 до 5 км, характеризуется сокращенной мощностью консолидированной коры и наличием разуплотненных пород верхней мантии, имеющих тенденцию к подъему мантийных флюидов до поверхности M_1. В земной коре данный процесс сопровождается прогибанием поверхности фундамента, и, возможно, наличием зон «волноводов», которые характеризуются частичным плавлением вещества земной коры.

Тиманская гряда отличается сокращенной мощностью консолидированной коры и наличием в верхней мантии блока пород повышенной (до 3400 кг/м^3) плотности, залегающего на глубине 46-49 км. В районе Тиманской гряды происходит выклинивание нижнего слоя гранито-гнейсового и, вероятно, диорито-гнейсового структурно-вещественных подкомплексов, что может свидетельствовать о более сильной значительной основности консолидированной части земной коры Тиманской гряды.

Ижма-Печорская моноклиналь южной части Печорской синеклизы и Предуральский желоб характеризуются сложным строением консолидированной части земной коры с присутствием клина пород диорито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса, а также наличием в разрезе пород гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса нормальной мощности, несколько сокращенной в Предуральском желобе. Верхняя мантия представлена породами пониженной (до 3120 кг/м^3) плотности.

Уральский кряж имеет довольно простое глубинное строение, характеризующееся залеганием границы Конрада на глубине 18-20 км, отсутствием (или полной переработкой) пород гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса в Восточно-Уральской зоне и выклиниванием гранито-гнейсового подкомплекса в пределах Западно-Уральской зоны. Для Восточно-Уральской зоны характерно наличие мощного (до 14 км) диорито-гнейсового слоя, залегающего на глубине 7-8 км и отсутствие пород (или их полная переработка) гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса. Земная кора Урала имеет повышенную мощность (до 49 км). Верхняя мантия Восточно-Уральской зоны представлена блоком пород с повышенными значениями плотности, плотность этого мантийного блока, залегающего на глубине 43 км, достигает 3490 кг/м^3, что означает значительную степень истощения мантии, что, вероятно, связано с проявлением процессов дегазации и дефлюидизации в определенные периоды тектонической активизации в данном регионе.

Выводы. Результаты интерпретации гравиметрического поля по профилю MEZTIMPECH, свидетельствуют о том, что исследуемая территория имеет сложное глубинное строение. Удалось выявить в пределах очень слабо изученного в геологическом отношении региона систему разрывных нарушений, предположительно связанную с границей крупного мантийного блока, приуроченного в структурном тектоническом плане к Вычегодскому прогибу Мезенской синеклизы, который характеризуется относительно пониженными значениями плотности мантийных пород. Верхняя мантия Волго-Уральской антеклизы сложена относительно более плотными породами. Под Восточно-Уральской структурно-формационной зоной выявлен блок аномально плотных пород верхней мантии, плотность здесь достигает 3480 кг/м^3. Для Тиманской части разреза характерно присутствие в верхней мантии плотных пород, отсутствие (?) диорито-гнейсового слоя, выклинивание нижней части гранито-гнейсового подкомплекса, а также наличие прогибания поверхности архейско-раннепротерозойского фундамента.

В разрезе земной коры и верхней мантии отмечается 10 сейсмических границ, 7 из которых, включая поверхность Мохоровичича, относятся к горизонтам земной коры. Поверхность верхней мантии в пределах северной части Волго-Уральского геоблока фиксируется на глубинах 40-42 км. Характерной особенностью поведения поверхности Мохоровичича в Вычегодском прогибе является наличие резкой градиентной зоны в крайней восточной части прогиба, где отчетливо прослеживается поднятие горизонта с 40 км до 36 км. В пределах среднего и южного Тимана верхняя мантия отмечается на глубинах 36 км. В Предуральском прогибе прослеживается прогибание поверхности Мохоровичича до 42-44 км, а под Уралом - до 46-48 км.

Литература:

1. Удоратин В.В., Конанова Н.В. Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPECH. Отечественная геология, №1, 2000. С.44-50.

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Улитин Р.В., Федорова О.И.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Под техногенным загрязнением геологической среды здесь понимается обогащение поверхностных подземных вод промышленными стоками, поступающими в природную среду при работе различных промышленных предприятий (горнодобывающих, химических, металлургических и др.). В технологическом процессе получения полезного продукта используется значительное число вспомогательных ингредиентов, которые после завершения производственного цикла сбрасываются либо в поверхностные водотоки, либо, чаще всего, в специально сооруженные хранилища промышленных стоков. Но как ложа накопителей, так и ограждающие их дамбы обычно не обладают необходимой гидроизоляционной стойкостью. Поэтому минерализованные, токсичные жидкие отходы фильтруются в окружающую среду, мигрируют на значительные расстояния, загрязняя источники водопотребления и создавая угрозу для здоровья населения, использующего эти воды для хозяйственно-бытовых нужд.

На основе анализа химического состава вод рек Среднего Урала установлено, что для большинства поверхностных водотоков суммарное содержание токсичных тяжелых металлов (Fe, Cu, Ni, Mn, Cr, Zn, As) в единицах предельно допустимых концентраций (ПДК) превосходит значения 50, достигая в наиболее загрязненных реках 100-150 ед. ПДК, хотя по санитарно-гигиеническим нормам это показатель не должен превосходить единицы. Выявлена также устойчивая связь между общей минерализацией речных вод и суммарной концентрацией тяжелых металлов. А так как удельное электрическое сопротивление воды пропорционально ее общей минерализации, то был предложен резистивиметрический способ контроля экологического качества речных вод.

Экспериментальное опробование способа осуществлено в гидрологическом пункте на р.Чусовой. Установка состояла: из четырех электродного резистивиметра (два питающих и два приемных электрода), размещенного в реке на глубине около одного метра; питающего генератора стабилизированного тока; измерительного усилителя, к выходным клеммам которого подключался самопишущий регистратор. Измерения выполняли на частоте 2 Гц. Продолжительность циклов режимных наблюдений составляла 12-14 суток. Одновременно с непрерывными электрометрическими измерениями дискретно (обычно один раз, иногда два раза в сутки) в пункте наблюдений отбирались пробы воды, которые отправлялись на сокращенный химический анализ (общая минерализация воды, концентрация тяжелых металлов). Полученные результаты показаны на рис.1.

Из приведенных графиков следует, во-первых, устойчивая связь между электросопротивлением воды, с одной стороны и ее общей минерализаций и суммарной концентрацией тяжелых металлов (в ед. ПДК), с другой стороны; во-вторых, существование не санкционированных залповых сбросов в приток р.Чусовой заводом хромовых соединений, расположенным выше по течению реки от гидрологического пункта.

Очевидно, что попадание в геологическую среду жидких минерализованных промышленных отходов приводит к изменению ее электрофизических свойств.

Электрический ток проходит через горные породы благодаря наличию в их объеме порово-трещинного пространства, заполненного поровым флюидом. Для рыхлых покровных образований (песчано-глинистых отложений и пород зоны дезинтеграции – коры выветривания) известно следующее эмпирическое соотношение между удельным электрическим сопротивлением породы ($\rho_п$) и водно-физическими характеристиками среды [2]:

$$\rho_п = 8.4/Гk_пk_вM,$$

где Г – глинистость породы; $k_п$, $k_в$ – коэффициенты общей пористости и водонасыщенности, соответственно; М – минерализация поровых вод.

При миграции через горные образования подземных вод, обогащенных минерализованными токсичными промышленными стоками, петрофизические и

структурные характеристики среды остаются неизменными. Поэтому на электросопротивление породы существенное влияние оказывает изменение минерализации порового флюида. Отсюда следует, что электропроводность геологической среды обладает уникальной чувствительностью к минерализации поровых вод. Поэтому геоэлектрические методы являются наиболее информационными и представительными по сравнению с другими геофизическими методами при исследовании техногенного загрязнения геологической среды.

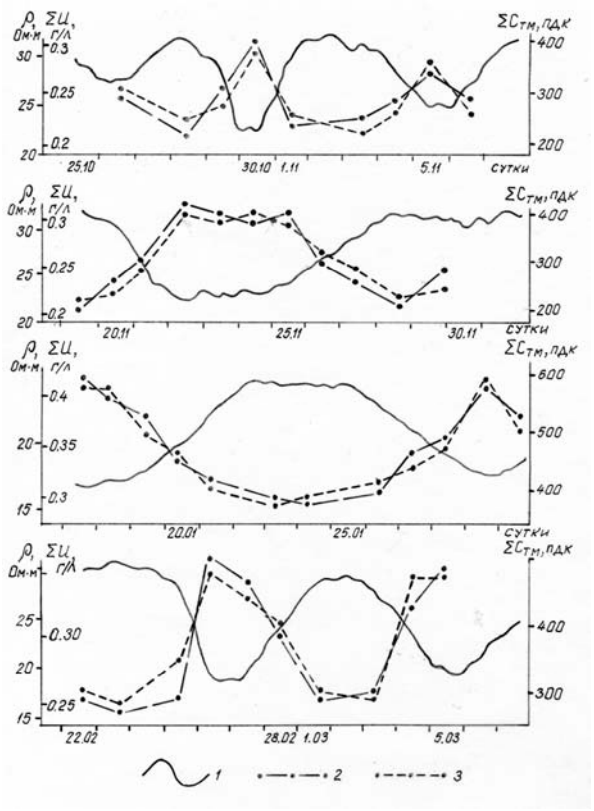


Рис.1. Сопоставление изменения во времени электросопротивления воды (ρ), общей минерализации ($\sum U$) и суммарной концентрации тяжелых металлов ($\sum$ $C_{т.м.}$) в пункте на р.Чусовой.

Графики: 1 – ρ; 2 - $\sum U$; 3 - $\sum$ $C_{т.м.}$. Точки на графиках - $\sum U$ и $\sum$ $C_{т.м.}$ – экспериментальные значения этих показателей.

Для обоснования геоэлектрической технологии геоэкологического исследования природно-промышленной среды изучены физико-геологические модели строения верхней части разреза (вертикальная мощность несколько десятков метров) [3]. Приоритетными для распространения токсичных подземных вод являются модели: пластово-поровая, приуроченная к покровным рыхлым образованиям; тектонически-трещинная, развитая по тектонически нарушенным водопроницаемым породам.

Теоретически изучены морфология и динамика формирования ореола загрязнения для пластово-поровой модели. Установлено, что миграция загрязнителя происходит в пределах линейно-вытянутой полосы, ориентированной в направлении стока подземных вод. Горизонтальная мощность ореола близка к линейным размерам источника загрязнения.

Очевидно, что для тектонически-трещинной модели миграция токсиканта приурочена к зоне нарушения сплошности среды и имеет ленточную форму.

При изучении техногенного загрязнения геологической среды необходимо получить следующую информацию об особенностях среды:

- изучить морфологию ореола подземных вод, обогащенных минерализованными промстоками, т.е. установить пространственное положение фланговых и фронтальной части ореола, установить смещение загрязнителя в основание разреза;

- обнаружить и локализовать очаги поступления промышленных стоков из накопителей отходов в геологическую среду.

Для решения перечисленных задач предложена комплексная геоэлектрическая методика, включающая: дифференциальное электропрофилирование; вертикальные кондуктивные электромагнитные зондирования; изучение электрического поля токов растекания.

Границы ореола загрязнения подземных вод устанавливаются электропрофилированием с дифференциальной установкой, позволяющем уверенно картировать контакты локальных неоднородностей с вмещающей средой. Фланговые части ореола загрязнения фиксируются по профилям, ориентированным вкрест простирания изучаемой структуры, а фронтальная часть по профилям, ориентированным по простиранию зоны загрязнения.

Для исследования распространения подземных вод, обогащенных токсикантами, в нижние участки разреза рекомендовано применять кондуктивные вертикальные электромагнитные зондирования.

Локализация очага поступления в среду минерализованных промстоков осуществляется по методике изучения поля токов растекания. С этой целью одно из питающих заземлений размещается в накопителе отходов. При этом заземление смещается в сторону от установленного ореола загрязнения. По профилям, ориентированным вкрест простирания ореола в измерительных пунктах находится положение большой оси эллипса поляризации электрического поля и определяется между профилем наблюдений и ориентировкой большой оси эллипса. Так как указанные оси (по теоретическим оценкам и экспериментальным данным) направлены на участок поступления промстоков в среду, то по распределению направлений больших осей по профилям уверенно локализуется очаг загрязнения подземных вод.

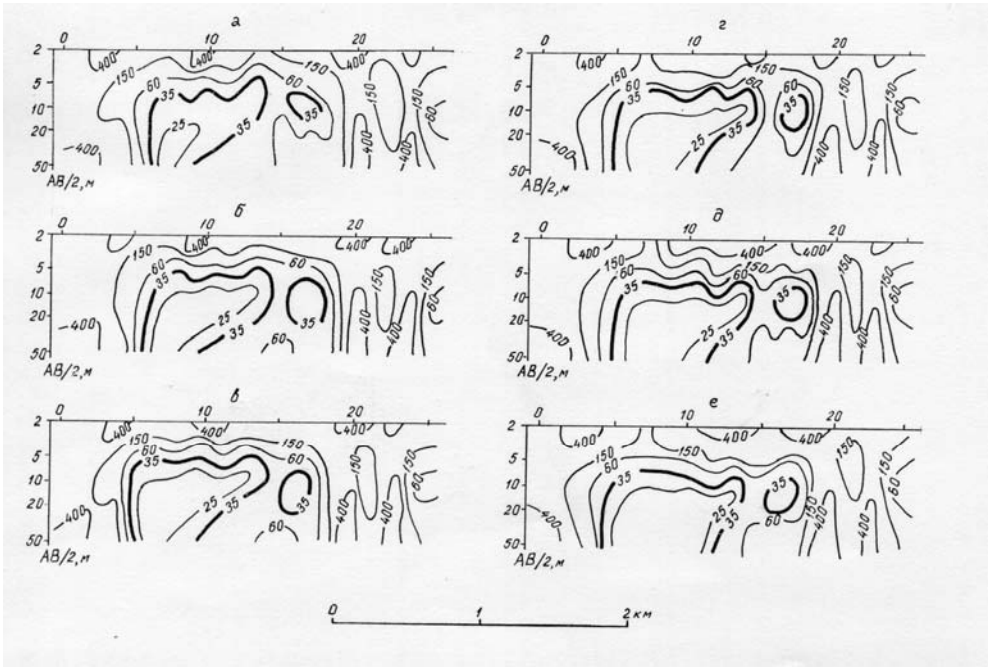


Рис.2. Разрезы кажущегося электросопротивления пород по профилю южнее оз. Карачай, составленные по результатам измерений в 1997 (а), 1998 (б), 1999(в), 2001 (г), 2003 (д) и 2005 (е) г.г. Цифры на изолиниях – значения электросопротивления (Ом·м).

Иногда возникают затруднения с определением природы выявленных аномалий пониженного электросопротивления пород, т.е. установлением их приуроченности либо к загрязнению рыхлых образований, либо к увеличению глиностости отложений. Указанное затруднение уверенно преодолевается организацией режимных наблюдений (геоэлектрического мониторинга). В этом случае целесообразно применять методику вертикальных зондирований. Если по геоэлектрическим разрезам в процессе мониторинга выявляется постоянство электрофизических характеристик среды с течением времени, то это указывает на геологическую природу области пониженного электросопротивления пород. А изменение горизонтальной и вертикальной мощности аномальной области по данным мониторинга свидетельствует о приуроченности аномалии к ореолу загрязнения подземных вод.

На рис.2 показаны разрезы кажущегося электросопротивления, составленные по результатам мониторинга за девятилетний цикл (1997 – 2005 г.г.). Из разрезов следует, что при полуразносах AB/2 менее 15 м горизонтальная мощность аномальной области (по изолинии 35 Ом·м) остается неизмененной с течением времени. При полуразносах, превосходящих 15-20 м фиксируется увеличение горизонтальной мощности аномальной области. За девять лет мониторинга мощность проводящей области в основании разреза увеличилась по изолинии 25 Ом·м в 5 раз, а по изолинии 35 Ом·м – в 2.7 раза. Было предположено, что на участке развита комбинированная модель – пластово-поровая и тектонически-трещинная. Минерализованные подземные воды, загрязняемые накопителем отходов, расположенным в пятистах метрах от участка мониторинга, мигрируют по покровным образованиям и смещаются за счет гравитационной дифференциации в основание разреза, где развиты тектонически нарушенные породы. Заверочная буровая скважина глубиной 78 м, пройденная вблизи пункта 8 профиля мониторинга, подсекла рыхлые отложения, коровые образования, а начиная с глубины 46 м прошла по зоне тектонически нарушенных пород. По электрическому каротажу установлены пониженные значения электросопротивления пород в интервале глубин 4.5-52 м. что подтверждает предположение о смещении загрязнения из покровных образований в основание разреза.

В целом можно заключить, что рассмотренная система геоэлектрического контроля техногенного загрязнения геологической среды является информативной и эффективной.

Литература:

1. Улитин Р.В., Назаров С.В., Федорова О.И. Физические и методические основы геоэлектрической экспертизы техногенного загрязнения природной среды // Теория и практика геоэлектрических исследований. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. с. 32-45.
2. Ляховский Ф.М., Хмелевской В.К., Ященко З.Г. Инженерная геофизика. М.: Недра, 1989. 252с.
3. Антипин В.Н., Веретенников А.С., Прейс В.Ф., Пуркин А.В. Гидрогеология СССР. Том XIV, Урал. М.: Недра, 1972. 648с.

МЕТОДОЛОГИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ДЕФЕКТОСКОПИИ ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ

Улитин Р.В., Федорова О.И.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Инженерные объекты – это различные насыпные грунтовые сооружения: плотины, дамбы, насыпи крупных автомобильных, железных дорог и др. Насыпной грунт сооружений имеет сложный гранулометрический состав. Это пески, суглинки, глины, щебенистый материал и т.д. Часто по компонентному составу материал инженерного объекта достаточно неоднороден как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. А это может привести к потере прочностных свойств сооружения при длительной его эксплуатации. Например, в теле плотины, ограждающей крупное водохранилище, возможно наличие локальных областей, в которых понижено содержание глинистой фракции (по сравнению с нормальными требованиями). Поскольку плотина находится под высоким гидравлическим напором, то на таких участках возникают условия для просачивания воды сквозь тело плотины. При миграции воды грунт в районе канала переувлажняется, разжижается и переходит в состояние текучести. Воздействие массы лежащего выше насыпного материала приводит к выдавливанию переувлажненного грунта в стороны от канала просачивания воды. В результате в области миграции воды резко снижаются прочностные свойства насыпного материала, что может привести к разрушению такого участка плотины, прорыва воды из водохранилища с катастрофическими последствиями.

В настоящее время отсутствуют эффективные технологические исследования состояния инженерных объектов (плотин, дамб, дорожных насыпей). Единственный применяемый способ – бурение скважин. Но такой способ, во-первых, требует значительных финансовых затрат; во-вторых, скважины располагаются по гребню (полотну) плотины на одинаковом расстоянии (например 200 м) друг от друга; в-третьих, места заложения скважин выбираются случайно, а полученная с их помощью геологическая информация является точечной и не позволяет составить представление о состоянии плотины в целом.

Представляется, что наибольшие перспективы для изучения рассматриваемых инженерных объектов имеют геофизические методики, дающие возможность не только составить представление о его пространственном физико-геологическом строении, но и выявить в его объеме потенциально опасные области. При этом следует учитывать, что наиболее существенный фактор, который может привести к развитию аварийных ситуаций – это переувлажнение насыпного материала в объеме изучаемого сооружения.

Очевидно, что отсутствуют физико-геологические предпосылки для использования гравиметрических и магнитометрических методик для обследования рассматриваемых объектов, так как трудно ожидать значимого отличия сравнительно маломощных участков переувлажнения насыпного материала по плотностным и магнитным свойствам от окружающей среды.

Лабораторными экспериментами на моделях рыхлых образований установлено, что скорости продольных волн песков, каолиновой пасты слабо меняются при увлажнении моделей в интервале объемной влажности от 2 до 40%% [1]. Поэтому не представляется возможным рекомендовать сейсмические технологии для контроля состояния инженерных объектов.

Для оценки перспектив применения геоэлектрики для контроля состояния грунтовых инженерных объектов необходимо рассмотреть электрические свойства слагающих их грунтов. Из общих представлений о строении насыпного материала следует, что он состоит из обломков щебня и песчано-глинистого заполнителя. Щебенистые обломки, сложенные породообразующими минералами, обладают чрезвычайно высоким удельным электросопротивлением. Поэтому электрический ток через насыпной грунт проходит благодаря наличию в нем песчано-глинистого заполнителя, электропроводность которого зависит от его увлажнения. Для рассматриваемой модели известны следующие соотношения между электросопротивлением среды (ρ_c) и объемной влажностью заполнителя [2]:

$$\rho_c = \rho_в[(1-(W-1)^{2/3}] ,$$

где $\rho_в$ – электрическое сопротивление поровой воды; W – относительный объем увлажненного заполнителя пор.

Из приведенного выражения следует, что при постоянном значении электросопротивления порового флюида электросопротивление среды уменьшается с увеличением ее увлажнения. Расчеты по приведенному выражению показывают, что при W_1=0.1 ρ_c=14.71$\rho_в$; при W_2=0.2 ρ_c=7.25$\rho_в$; при W_3=0.3 ρ_c=4.73$\rho_в$. Следовательно геоэлектрические методики перспективны для изучения состояния инженерных объектов.

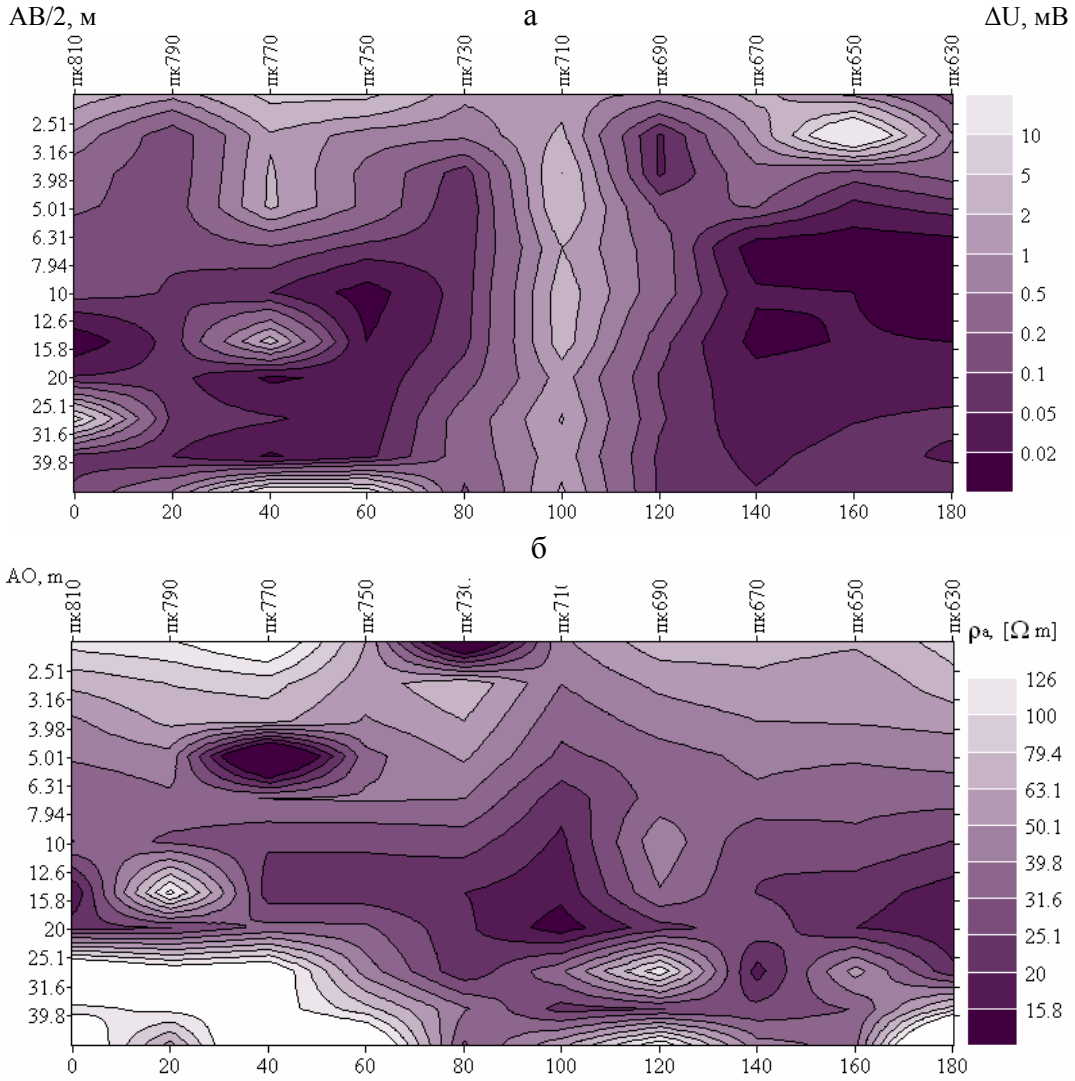


Рис.1 Разрез изменения падения напряжения при дифференциальном зондировании (а) и разрез кажущегося электросопротивления (б) по гребню плотины.

Экспериментальные геоэлектрические исследования выполняли, в основном, на гидротехнических сооружениях. Опробовали различные способы электропрофилирования (для оценки горизонтальной мощности области повышенной электропроводности) и вертикальных электромагнитных зондирований (для определения пространственного положения аномальной области). Но ни способы электропрофилирования (дипольного, комбинированного), ни зондирования не дают возможности выделить контакты локальной неоднородности в насыпном материале. Поэтому были разработаны новые геоэлектрические методики: электропрофилирования с дифференциальной установкой и дифференциального элеткромагнитного зондирования. В дифференциальной установке первое питающее заземление размещается в пункте измерений, а второе относится в практическую бесконечность. Приемные заземления отстоят от первого питающего заземления на

одинаковом расстоянии, а при зондировании размещаются на нескольких (также одинаковых) расстояниях от питающего заземления. Теоретическими исследованиями показано, что на графиках (при профилировании) и на разрезах (при зондировании) фиксируемого падения напряжения четко выделяются экстремальные области по обе стороны от локальной неоднородности. По положению указанных экстремумов определяется положение контактов неоднородности с вмещающим насыпным материалом.

На рис.1 приведены разрезы падения напряжения при дифференциальном (рис.1.а) и кажущегося электросопротивления при вертикальном (рис.1.б) зондированиях, составленные при исследованиях по гребню грунтовой плотины. На разрезе Дифференциального зондирования выделяются три аномальных участка: в районе пикетов 770, 710 и 670-650 причем центральная аномалия прослеживается от поверхности гребня в основание разреза. На разрезе кажущегося электросопротивления в интервале пикетов 750-770 и 690-650 выделяются близповерхностные области высокого электросопротивления, насыпного материала, а в районе пикета 710 прослежена зона пониженного электросопротивления, фиксируемая практически по всему разрезу. При совместном анализе результатов обеих методик сделано заключение о связи центральной аномалии с просачиванием воды сквозь тело плотины, а близповерхностных аномалий – с песчано-щебенистой отсыпкой дороги по гребню плотины.

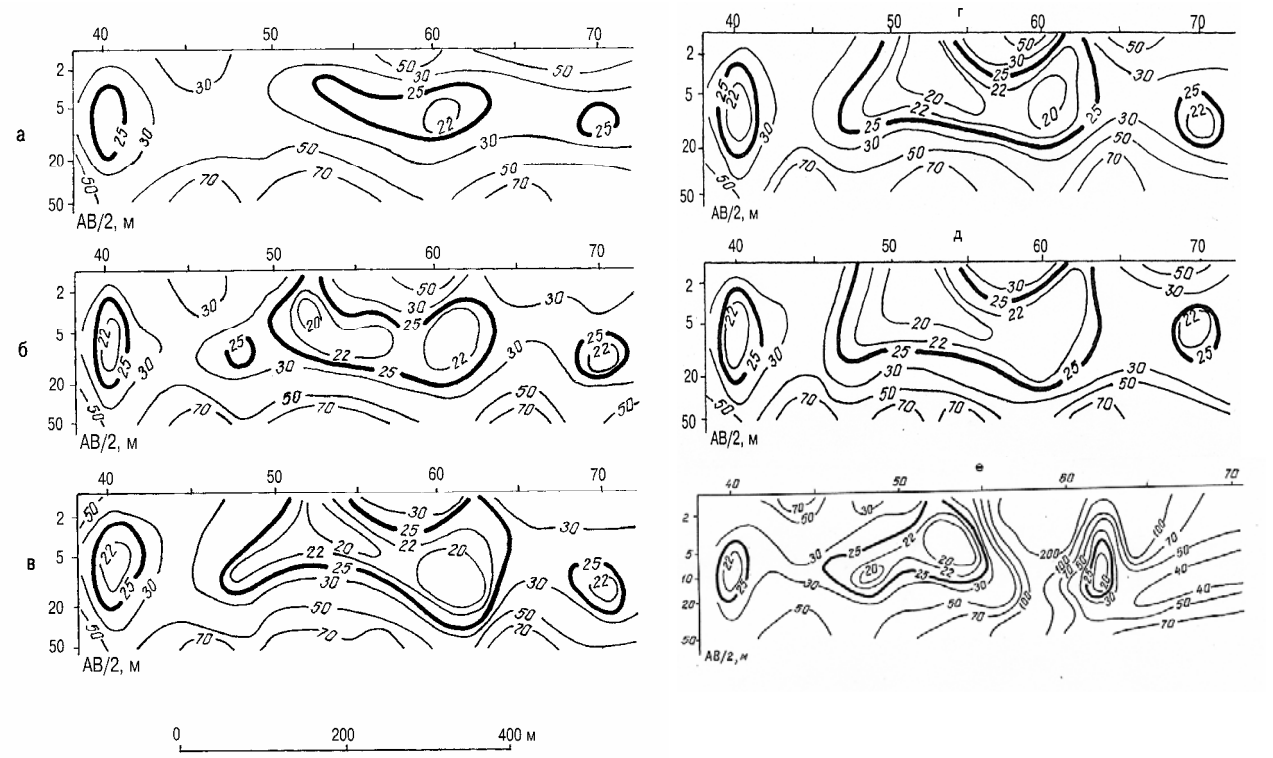


Рис.2 Разрезы кажущегося электросопротивления пород по профилю у подножья плотины, составленные по результатам измерений в 1995(а), 1997(б), 1999(в), 2000(г), 2001 (д) и 2003 (е) годах.

Для более достоверной оценки приуроченности аномальной области к просачиванию воды сквозь тело плотины целесообразно выполнять на аномальных участках геоэлектрический мониторинг. Если локальная неоднородность сложена грунтом с повышенным содержанием глинистой фракции, то в процессе мониторинга электрофизические характеристики аномальной области останутся практически неизменными. А для аномальной области, приуроченной к каналу просачивания воды,

следует ожидать изменения размеров области повышенной электропроводности в теле плотины.

В районе грунтового гидротехнического сооружения геоэлектрический мониторинг осуществлялся в течение девяти лет (1995-2003 г.г.) Профиль режимных наблюдений размещался по дороге вдоль подножья плотины. В 2003 году часть дороги была отсыпана крупнообломочным материалом мощностью 2-2.5 м, что нарушило условия, требуемые для организации мониторинга. И в дальнейшем он не проводился.

По разрезам кажущегося электросопротивления насыпного материала фиксируется область пониженного электросопротивления грунта в интервале пикетов 50-55 (по изолинии 25 Омм), размеры которой увеличиваются вдоль профиля. Также отличается продвижение области от земной поверхности (рис.2). Отсюда следует, что выявленный участок пониженного электросопротивления грунта приурочен к просачиванию здесь воды из водохранилища, сопровождаемого переувлажнением грунта. Зона пониженного электросопротивления (по изолинии 25 Омм) в районе пикета 62 (см. рис.2), по-видимому, приурочена к подъему воды из водохранилища к земной поверхности под воздействием гидравлического напора, так как здесь в основании разреза развиты тектонически раздробленные породы.

На рассматриваемой плотине выявлено еще несколько областей, связанных с просачиванием воды сквозь тело плотины. Все аномальные участки заверены бурением, подтвердившим геоэлектрические данные. Для снижения риска природно-техногенной катастрофы Минатом России организовал на плотине строительство бетонной стены шириной около одного метра и распространяющейся в теле плотины от поверхности гребня на глубину 10 м.

Литература:

1. Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 143 с.
2. Кобранова В.Н. Петрофизика. 2-е изд., перераб. и доп. М: Недра, 1986. 392 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ

Уткин В.И.

Институт геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург.

Основным источником энергии, поступающей на Землю, несомненно, является Солнце. Поэтому очевидно, что вариации энергетического излучения Солнца должны влиять практически на все процессы, происходящие на планете. Однако солнечно-земные связи, которые кажутся очевидными на первый взгляд, фактически являются многопараметровыми и взаимозависимыми, которые очень часто не подчиняются простому корреляционному анализу. В докладе на примере исследования проблемы прогноза тектонических землетрясений показана сложность этих связей и возможность их использования при изучении процессов подготовки и возникновения сейсмических событий.

Проблема прогноза тектонических землетрясений в общем виде включает большой комплекс задач – это исследования внутреннего строения Земли, физики очага землетрясения, общих проблем сейсмичности, сейсморайонирования, физических условий процесса подготовки и возникновения землетрясения. Наиболее полно общая проблема прогноза землетрясений была рассмотрена в прошлом веке академиком Г.А. Гамбурцевым, который рассматривал землетрясения как одно из проявлений тектонической жизни земной коры, возникновения ее блочной структуры и ослабленных зон между отдельными блоками, которые представляет собой систему глубинных разрывов, частично залеченных. Они подвергаются последующим разрушениям легче, чем блоки, и в них, как правило, располагаются очаги землетрясений. При медленных смещениях блоков относительно друг - друга происходит медленное и неравномерное для разных участков шва накопление сдвиговых напряжений, ограничиваемое течением вещества в силу его пластичности, а затем быстрое разрешение напряжений в том месте шва, где напряжения превзошли предел прочности. Энергия землетрясения в основном определяется не напряжением, а размерами очага: крупные землетрясения имеют очаги большого объема, а слабые - малого. С небольшими изменениями эти основные теоретические положения, высказанные Г.А. Гамбурцевым, существуют до сегодняшнего времени.

В соответствии с предложенной парадигмой были проведены многочисленные исследования, направленные на изучение процессов разрушения горных пород и возникающих при этом физических явлений, сопутствующих этому разрушению: сейсмоакустическая эмиссия, электромагнитное излучение, изменение сплошности, пористости, проницаемости горных пород и т.д. Одновременно были детально изучены практически все сейсмоактивные зоны на планете и проведено детальное сейсморайонирование, или другими словами, оценка вероятности возникновения сильных землетрясений в каждом отдельно взятом регионе. К настоящему времени ясно, что весь земной шар «опутан» сейсмическими поясами, которые по современным понятиям связаны с двумя процессами эволюции земной коры: спрединтом (разрушением литосферной плиты под действием внутренней конвекции и образованием блоков молодой коры, двигающихся в противоположных направлениях, процессы спрединга локализуются, главным образом, в пределах срединно-океанических хребтов и формируют океаническую кору) и субдукцией (поглощением литосферных плит при их встречном движении с надвигом одной плиты на другую, при этом одна из плит погружается в мантию). Самые разрушительные землетрясения, как правило, связаны с зонами субдукции, протяженность которых составляет около 60000 километров.

Проведенные сейсмологические исследования позволили сделать заключение, что в ближайшие 100-200 лет можно ожидать разрушительных землетрясений только в уже известных сейсмогенных регионах. Тем самым на ближайшее время практически решена проблема долговременного прогноза тектонических землетрясений. Остается проблема среднесрочного (месяцы) и краткосрочного (дни, часы) прогнозов.

Геофизиками мира изучалось множество предвестников тектонических землетрясений. Это и форшоковые явления (землетрясения малых энергий, предшествующие

главному удару), уровень деформации земной коры, изменение скоростей сейсмических волн на разных глубинах; аномальные изменения электрических, гравитационных и магнитных полей, наблюдаемых на поверхности Земли; изменение уровня подземных вод и их состава, аномальное выделение газов (радона. Водорода и других) в поверхностных слоях и т.п. Таких предвестников более тысячи и непонятно, какой будет основным для данного события, поскольку до сих пор не существует обшей теории подготовки сейсмического события и. соответственно, считается, что природа каждого землетрясения сугубо индивидуальна. В настоящее время известен только один случай успешного прогноза землетрясения - это Хайченское землетрясение 1975 года в Китае. Там примерно по десяти признакам ученые увидели, что ожидается землетрясение. Однако решающим фактором для принятия решения оказался биологический предвестник - в феврале змеи выползли из нор. Из эпицентральной зоны было эвакуировано большое количество людей. Ущерб был значительный, но людских потерь почти не было. Но это скорее удача. Через год в соседней провинции Тянь-Шань произошло примерно такое же землетрясение 7,5 балла. Оно не было предсказано, и погибло минимум 255 тыс. человек.

В последнее время в связи с развитием космических и дистанционных методов исследований для решения ответственной и сверхсложной задачи достоверного прогноза привлекаются методы изучения особенностей околоземного и межпланетного пространства, магнитосферы, радиационных поясов Земли и земной ионосферы. При этом одновременно изучается влияние таких космофизических факторов как движение Земли в околосолнечном пространстве, вспышечная активность Солнца и связанные с этим магнитные бури, изменение скорости вращения Земли, колебания оси вращения Земли и т.п. Активно изучается влияние на сейсмичность Земли особенностей атмосферной циркуляции. Результаты этих исследований оказались достаточно противоречивы, хотя во многих случаях наблюдались аномальные явления, предшествующие тектоническим землетрясениям. Это дало повод утверждать, что космофизические факторы являются основными при процессах подготовки и возникновения тектонических землетрясений. Другими словами неоднократно утверждалось, что космофизические факторы являются главными факторами, действующими на процесс подготовки тектонического землетрясения, на процесс накопления упругой энергии, которая при разрядке приводит к землетрясению. При этом были разработаны два различных подхода, объясняющих аномальные космофизические эффекты.

С одной стороны это теория, объясняющая возникновение сильного электромагнитного возмущения, связанного с интенсификацией процессов разрушения и образования новых трещин в очаге готовящегося землетрясения. Основная идея теории состоит в том, что акустические волны, излучаемые ансамблем растущих трещин, приводят к генерации токов в проводящих слоях земли, которые возмущают геомагнитное поле таким образом, что эффективные магнитные моменты всех трещин направлены противоположно вектору индукции магнитного поля Земли. При этом возникает своеобразный эффект когерентного усиления электромагнитного поля, генерируемого системой трещин (В.Сурков 2001-2003). Все эти эффекты и вызывают в ионосфере и радиационных поясах аномальные изменения, фиксируемые на космических аппаратах. С другой стороны, существует другое мнение, что главной действующей фигурой в этом сложном процессе является Солнце и его корпускулярное излучение, которое приводит в действие всю сложную систему ионосфера-атмосфера-литосфера, что вызывает накопление упругой энергии с последующим ее сбросом в виде тектонического землетрясения [Л.Дода, 2002].

Несмотря на кажущуюся обоснованность обеих предпосылок имеются факты, не вписывающиеся ни в одну из изложенных теоретических концепций. Во-первых, все процессы в литосфере происходят исключительно медленно, и накопление упругой энергии в масштабах 10^{18}-10^{20} джоулей практически не может произойти за время порядка 15-30 часов (типичное время космофизического предвестника). Во-вторых, исходя из геологических представлений, при подготовке землетрясения не возникает крупных разрывов и трещин, а происходит перестройка трещиновато-пористой среды в масштабах отдельных блоков или системы блоков. Следовательно, в принципе при подготовке

землетрясения не может происходить генерация мощных импульсов электромагнитного излучения. В-третьих, как с указных позиций рассматривать землетрясения, эпицентр которых расположен под дном океана, и 3-4-х километровая толща соленой воды является непреодолимым барьером для всех электромагнитных волн. Тем не менее, перед самым мощным землетрясением этого века в Индонезии 26 декабря 2004 был выделен аномальный сигнал в ионосфере по данным космического зондирования перед событием 26 декабря 2004 года (уменьшение максимума электронной концентрации Nemax в F2-слое ионосферы). Даже этот краткий перечень противоречий убеждает в том, что процессы проходящие в такой неоднородной среде как литосфера (вместе с гидросферой)-атмосфера-ионосфера значительно сложнее многих предлагаемых моделей подготовки и возникновения тектонических землетрясений.

На первый поставленный вопрос - имеет ли какое-либо отношение к накоплению упругой энергии и землетрясению то, что происходит в околоземном космическом пространстве или это сугубо внутреннее дело Земли. Как это не покажется странным, ответ двоякий — и да и нет.

Как уже было отмечено, энергия, выделяющаяся в период землетрясения, особенно крупного, с магнитудой 8-9, чрезвычайно велика, порядка 10^{18} 10^{20} джоулей. Такой величины энергия, в принципе, может переноситься в околоземном космическом пространстве потоком солнечного вещества, выброшенного во время мощной солнечной вспышки (так называемые корональные выбросы). Однако, известные механизмы передачи энергии, будь то гравитационное или электромагнитное взаимодействия, не могут обеспечить быструю трансформацию этой энергии в энергию механического напряжения земных пород. Следовательно, накопление столь большой энергии должно происходить длительное время и сугубо по земным причинам. Поэтому быть или не быть землетрясению, подготовка условий (накопление упругой энергии) в очаге землетрясения – зависит только от земных условий.

Высказывалось предположение [В.Кужевский, 2005], что внешние, космофизические причины выполняют триггерную роль (роль спускового механизма) в процессе разрядки упругих напряжений. Но многочисленные попытки скоррелировать моменты возникновения землетрясений с различными космофизическими явлениями дали неоднозначный ответ. Например, хорошо известно, что в результате гравитационного взаимодействия Земли с Луной и Солнцем в земной коре появляется приливная волна, которая создает периодические деформации поверхности Земли с наибольшей амплитудой в моменты новолуний и полнолуний. Тем не менее, несмотря на то, что это глобальная закономерность, надежной корреляции между моментом лунных фаз и моментами землетрясений не наблюдается. Однако при этих исследованиях неожиданно обнаружилось, что имеется достаточно высокая корреляция между моментами землетрясений и пересечением Землею так называемых секторных границ межпланетного магнитного поля, которое формируется активными процессами на Солнце (солнечным ветром и коронарными вспышками) и его вращением. Землетрясения высокого энергетического класса (большой магнитуды), для которых характерны катастрофические последствиями, как правило, происходят либо буквально в дни, когда Земля пересекает секторную границу межпланетного магнитного поля, либо отделены от этого момента на несколько дней. Следовательно, триггерный эффект наблюдается только тогда, когда имеется возмущающее воздействие, скорость изменения которого существенно больше скорости изменения приливной деформации земной поверхности.

Исследования последних лет показали, что существует достаточно мощное взаимодействие между верхними слоями атмосферы и ионосферой. Причем временные изменения этих возмущений достаточно быстрые. Напрашивается вывод, что процессы на Солнце, в ионосфере и атмосфере – это процессы, объединенные между собой сложной причинно-следственной связью. Главным энергетическим фактором в этой цепочке несомненно являются атмосферные процессы, энергетика которых достаточна для триггирования землетрясений.

В настоящее временя многие сейсмологи согласны с тем, что резкие изменения атмосферного давления, изменения скорости вращения Земли, атмосферные фронты, лунные

приливы могут инициировать воздействие на возникновение землетрясений [А.Николаев, Г.Соболев]. Работами А.Д. Сытинского было установлено, что через 2-3 дня после усиления солнечной активности (увеличение концентрации плазмы солнечного ветра) на Земле происходят крупномасштабные возмущения барических полей атмосферы, что приводит к вариациям изменения скорости вращения Земли. Требование сохранения момента импульса вращения Земли приводит к кратковременному дополнительному усилению тектонических напряжений на разломах. В этот период при определенных атмосферных преобразованиях (для каждого сейсмически опасного региона они индивидуальны) возникают землетрясения. То есть, барическое поле атмосферы является инициатором потенциально возможных сильных землетрясений в известных сейсмоопасных районах [А. Сытинский, В. Боков].

Выявленные закономерности позволили предложить метод прогнозирования сильных землетрясений, названный сейсмо-синоптическим [В. Боков]. Использование термина синоптический обусловлено тем, что изменчивость атмосферной циркуляции в синоптическом диапазоне частот (2-4 суток) является основным инициатором и, соответственно, своеобразным предвестником предполагаемого землетрясения. Кроме этого, в оценке пространственно-временной изменчивости атмосферного давления, температуры воздуха при составлении прогнозов землетрясений используются подходы, апробированные в синоптике, и используется каталог благоприятных синоптических ситуаций для сейсмоопасных регионов. Все это позволяет составлять краткосрочные прогнозы сейсмической опасности с заблаговременностью в 2 суток [В. Боков].

Предложенная концепция сейсмо-синоптического метода, основанного на физических законах и связях в системе «солнце - атмосфера - сейсмичность - атмосфера», с высокой степенью вероятности достоверна при инициализации поверхностных (на глубинах до 25-30 км) землетрясений с магнитудой более M > 5 баллов по шкале Рихтера. С наивысшей вероятностью (до 90%) данная концепция будет реализована при наличии в сейсмоопасных регионах «подготовленных» блоков земной коры, то есть блоков, в которых накоплена достаточно высокая упругая энергия, для сброса которой (землетрясение) достаточно воздействие изменчивости атмосферного давления. Из сказанного ясно, что достижение высокой оправдываемости краткосрочных прогнозов возможно только при совместном участии специалистов различных направлений в геофизике - метеорологов и сейсмологов, при наличии оперативных (в режиме реального времени) данных о сейсмических событиях в сейсмоопасных регионах и параметров, характеризующих изменения напряженно-деформированного состояния среды в сейсмоопасных регионах: наблюдения за форшоковой активизацией (появление серии событий малых энергий после «сейсмического затишья»), изменением вариаций выделения радона в пределах сейсмоопасных блоков, изменением перетока подземных вод и др.

Какие выводы следуют из предложенного выше рассмотрения процессов. Во-первых, между космофизическими явлениями и процессами, протекающими и литосфере и мантии, должна существовать слабая связь, влияющая на скорость прохождения этих процессов. Во-вторых, землетрясение это явление, которое определяется внутриземными процессами; подготовка к нему, накопление упругой энергии, возникновение в земной коре высоких механических напряжений определяется силами внутри Земли. В-третьих, роль малого толчка, который выводит подготовленную к землетрясению структуру из состояния неустойчивого равновесия, могут выполнять атмосферные явления, жестко связанные с процессами в ионосфере, но играющие определяющую роль в результате своей мощной энергетики. В свою очередь все явления атмосферно-ионосферных процессов определяются процессами, происходящим на Солнце и межпланетном пространстве.

МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАМАГНИЧЕННОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Федорова Н.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При моделировании строения земной коры широкое применение получил метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений или метод Цирульского [1]. Идея использовать при решении обратных задач теории потенциала такие классы источников, для которых легко построить эквивалентные источники, была высказана А.В. Цирульским в 1974 году [2]. Затем им совместно с Ф.И. Никоновой разработаны основы метода интерпретации аномалий для класса ограниченных объектов и совместно с Н.В. Федоровой для класса границ раздела горизонтально слоистых сред. Метод основан на фундаментальных результатах теории эквивалентных решений обратных задач потенциала.

В двухмерном варианте метода аномальное магнитное поле аппроксимируют полем набора намагниченных двумерных пластин, а затем производится построение геометрических контуров эквивалентных источников при различных значениях намагниченности. Использование таких сингулярных модельных источников позволяет достаточно устойчиво разделять поля от разных объектов и определять их интегральные характеристики, такие как аномальная масса или магнитный момент, центр тяжести и направление падения. Принимая во внимание принципиальную неоднозначность обратных задач гравиметрии и магнитометрии, интерпретатор для каждого модельного источника может быстро рассчитать геометрические контуры ограниченных объектов или контактные поверхности слоистой среды для различных значений плотности или намагниченности. Это позволяет оперативно конструировать и анализировать альтернативные варианты разреза, эквивалентные по создаваемому внешнему полю, что особенно важно при интерпретации геофизических полей по протяженным профилям в условиях недостатка априорной геологической и петрофизической информации.

Метод применяется при региональных геофизических исследованиях, в том числе по международным проектам «Европроба», «Гранит», «Эрстед» [3,4]. Для профиля Уралсейс-95 по магнитным и гравитационным и аномалиям выполнено моделирование глубинного строения земной коры. Приведены результаты моделирования распределения намагниченности в земной коре вдоль профиля Гранит. Метод применялся для интерпретации данных региональной аэромагнитной съемки Урала. По единой методике математического моделирования была построена сеть геомагнитных разрезов для Уральского региона [5]. В процессе выполнения работ модернизировались существующие компьютерные технологии и их новые возможности использовались на практике.

В трехмерном варианте метода аномальное магнитное поле аппроксимируют полем набора намагниченных отрезков [6]. Автором разработан эффективный способ аппроксимации трехмерных магнитных аномалий полями сингулярных источников. С помощью этого метода проведена интерпретация региональных магнитных аномалий Западного Урала. Дальнейшее моделирование геометрии источников этих аномалий проведено для сферической формы Земли [7]. Результаты моделирования использованы при изучении природы намагниченности источника Манчажской аномалии магнитовариационным методом. В результате исследования сделан вывод, что вклад остаточной составляющей в интегральную намагниченность источника мал, и магнитная аномалия создается массивом пород, имеющим преимущественно индуцированную намагниченность.

Для построения моделей земной коры важно исследовать вопрос, в каких пределах изменяется намагниченность (как по величине, так и по направлению) в глубинных слоях литосферы. Оценки средней намагниченности крупных блоков можно получить в результате интерпретации измерений геомагнитного поля в космосе. На основе изучения материалов спутниковых и аэромагнитных съемок предложена модель распределения намагниченности в

литосфере Северной Евразии и проведена интерпретация остаточных спутниковых аномалий [8]. Моделирование выполнено для сферической формы Земли. Результаты моделирования позволили оценить среднюю намагниченность кристаллической коры древних платформ ~ 2 А/м.

Литература:

1. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
2. Цирульский А.В. О решении прямой и обратной задачи гравиразведки. // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1974. №7. С.84-90.
3. Цирульский А.В., Федорова Н.В., Шапиро В.А., Чурсин А.В. Шапиро В.А., Моделирование магнитных и гравитационных аномалий в районе профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Гл. ред. А.Ф. Морозов. Тверь.: Герс, 2001 С. 238-241.
4. Федорова Н.В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит // Уральский геофизический вестник. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2001. №2. С.88-93.
5. Чурсин А.В., Федорова Н.В., Гаврилова Н.А. Построение магнитных моделей по геотраверсам // Геологической службе России 300 лет. Санкт-Питербург: Welcome, 2000. С. 60-61.
6. Цирульский А.В., Майер В.И., Никонова Ф.И., Пруткин И.Л., Федорова Н.В. Об интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Тихоокеанская геология. АН СССР. 1984. № 1. С. 94-98.
7. Федорова Н.В. Моделирование динамики магнитного поля при исследовании природы Манчажской аномалии векового хода // Физика Земли. 2005 а. № 5. С.18-25.
8. Федорова Н.В. Исследование длинноволновых магнитных аномалий над Северной Евразией // ДАН, 1996 а. Т. 347. № 5. С. 681-684.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ДЖАЛИНДА-УЛУ

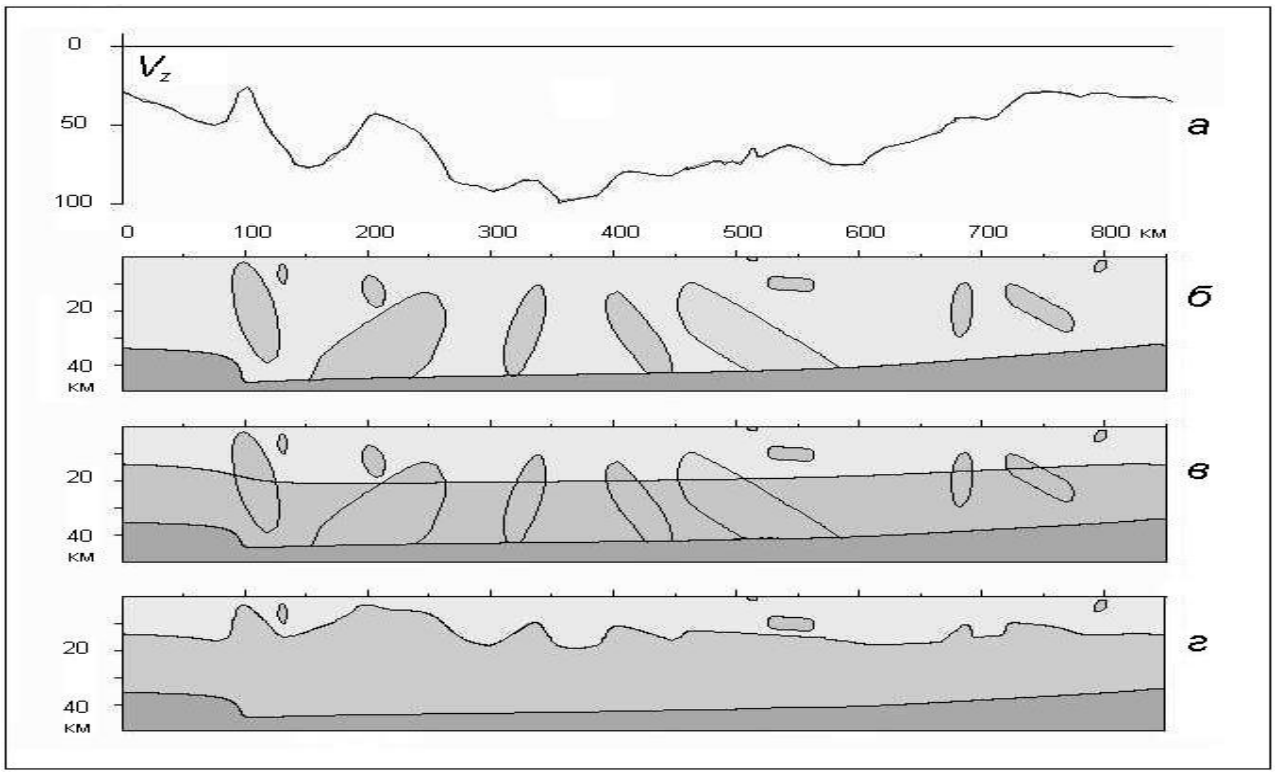
Федорова Н. В.

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

С целью изучения глубинного строения земной коры Восточной Сибири выполнена интерпретация гравитационного поля по профилю Джалинда-Улу. Профиль протяженностью 900 км начинается от бассейна р. Амур и пересекает Алданское нагорье в северо-северо-восточном направлении. По геологическим данным в пределах Алданского щита обнажается архейский фундамент платформы, в котором развиты гранитоиды архейского, протерозойского, а в южной части - мезозойского возрастов. В северной части профиля фундамент Восточно-Сибирской платформы перекрыт фанерозойским чехлом, мощность которого достигает 1 км.

Главной особенность гравитационного поля является крупная отрицательная аномалия, интенсивность которой в центральной части достигает ~ 100 мгал, а на краях профиля ~ 30 мгал. На фоне этой региональной отрицательной аномалии наблюдаются положительные аномалии протяженность которых ~ 50-200 км.

При моделировании разрезов по гравитационным материалам был использован метод автоматизированного подбора гравитационных и магнитных аномалий с последующим построением эквивалентных семейств ограниченных областей и границ раздела, разработанный в Институте геофизики УрО РАН (Цирульский, Никонова, Федорова, 1980), в дальнейшем получивший название - метод Цирульского [1]. Метод основан на фундаментальных результатах теории эквивалентных решений обратных задач логарифмического потенциала. Метод позволяет оперативно моделировать и анализировать альтернативные варианты разреза, эквивалентные по создаваемому внешнему полю, что особенно важно при интерпретации протяженных профилей в условиях недостатка априорной геолого-геофизической информации.



Проведена интерпретация гравитационного поля с использованием класса сингулярных источников – двумерных пластин. В верхней части рисунка приведены графики наблюденного и подобранного полей. Значения разностей в точках подбора не превосходит 3 мгал. При построении моделей распределения плотностей по разрезу в земной коре для источника региональной отрицательной аномалии рассмотрены варианты: *б*) – прогиба границы Мохо; *в* и *г*) - нижней границы гранитного слоя и границы Мохо. Для остальных источников, создающих положительные гравитационные аномалии, вычислены границы: *б* и *в*) – эквивалентных блоков для набора скачков плотностей: 0,05; 0,1; 0,2 г/см^3 (все эти тяжелые блоки расположены в пределах кристаллической коры; *г*) – эквивалентная граница «базальтового» слоя для значения скачка плотности 0,2 г/см^3 .

Литература:

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

МАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПАВДИНСКОМУ ПРОФИЛЮ

Федорова Н.В.[1], Чурсин А.В.[2]

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – ФГУП "Уральская геофизическая экспедиция", Екатеринбург

Аномальное магнитное поле T_a над Уральскими структурами имеет сложный характер, поскольку кристаллические намагниченные породы выходят непосредственно на поверхность Земли или расположены в самых верхних горизонтах. При изучении глубинного строения Урала большой интерес представляют магнитные аномалии размерами 50-300 км, вызванные непосредственно региональные источниками. По данным региональной аэромагнитной съемки проведено выделение длинноволновой составляющей аномального магнитного поля. Картина распределения региональных аномалий достаточно сложная, однако выделяется характерная особенность - отрицательная аномалия над структурами складчатого Урала. На Среднем и Южном Урале экстремум отрицательной аномалии расположен вблизи Главного Уральского глубинного разлома. Интенсивность этой аномалий на профилях достигает от –100 до –500 нТл, а протяженность 150-300 км. На Северном Урале аэромагнитная съемка выполнена по Павдинскому профилю протяженностью более 700 км, который проходит вдоль северной широты 59°,25.

Исследование аномального магнитного поля по данным разновысотной аэромагнитной съемки, выполненной по протяженным профилям специальной региональной съемки Урала, позволили выработать методические приемы построения геомагнитных разрезов. При моделировании использовали два метода автоматизированного подбора магнитных аномалий: А.В.Цирульского [1] и И.Н.Корчагина [2].

Метод Цирульского основан на фундаментальных результатах теории эквивалентных решений обратных задач потенциала. В двухмерном варианте метода аномальное магнитное поле аппроксимируют полем набора намагниченных пластин, а затем производится построение геометрических контуров эквивалентных источников при различных значениях намагниченности. В процессе выполнения работ модернизировались существующие компьютерные технологии и их новые возможности использовались на практике.

Результаты моделирования продемонстрируем на материалах Павдинского профиля (рис.1). Аппроксимация значений аномального поля для высоты наблюдений 150 м выполнена с погрешностью 2-5%, поэтому графики исходных и модельных значений полей практически совпадают. В уральских структурах источники большей части магнитных аномалий располагаются преимущественно в верхней десятикилометровой части разреза и связаны с породами основного и ультраосновного состава. Выходы этих пород на дневную поверхность позволяют идентифицировать ряд источников с зонами разломов или интрузиями, а по результатам моделирования оценить их форму и расположение на глубине. Отметим, что в районе Главного Уральского глубинного разлома источник, соответствующий Павдинскому ультрабазитовому массиву Платиноносного пояса, имеет восточное падение, а источник, полученный в районе Серовского разлома (Серовско-Маукский пояс серпентинитов), имеет западное падение. В районе пикетов 200-300 подобраны два протяженных источника в нижних частях коры, во всех приведенных вариантах для них построены области с намагниченностью I=2 А/м. На рисунке показаны результаты моделирования эквивалентных источников региональных аномалий. На графике аномального поля можно выделить две протяженных отрицательных аномалии в районе пикетов 100-300 и 420-550. При аппроксимации для этих аномалий получены обратно намагниченные пластины, расположенные на глубинах более 40 км. Для этих сингулярных источников построены эквивалентные границы раздела слоев земной коры, намагниченность которых совпадает с современным геомагнитным полем.

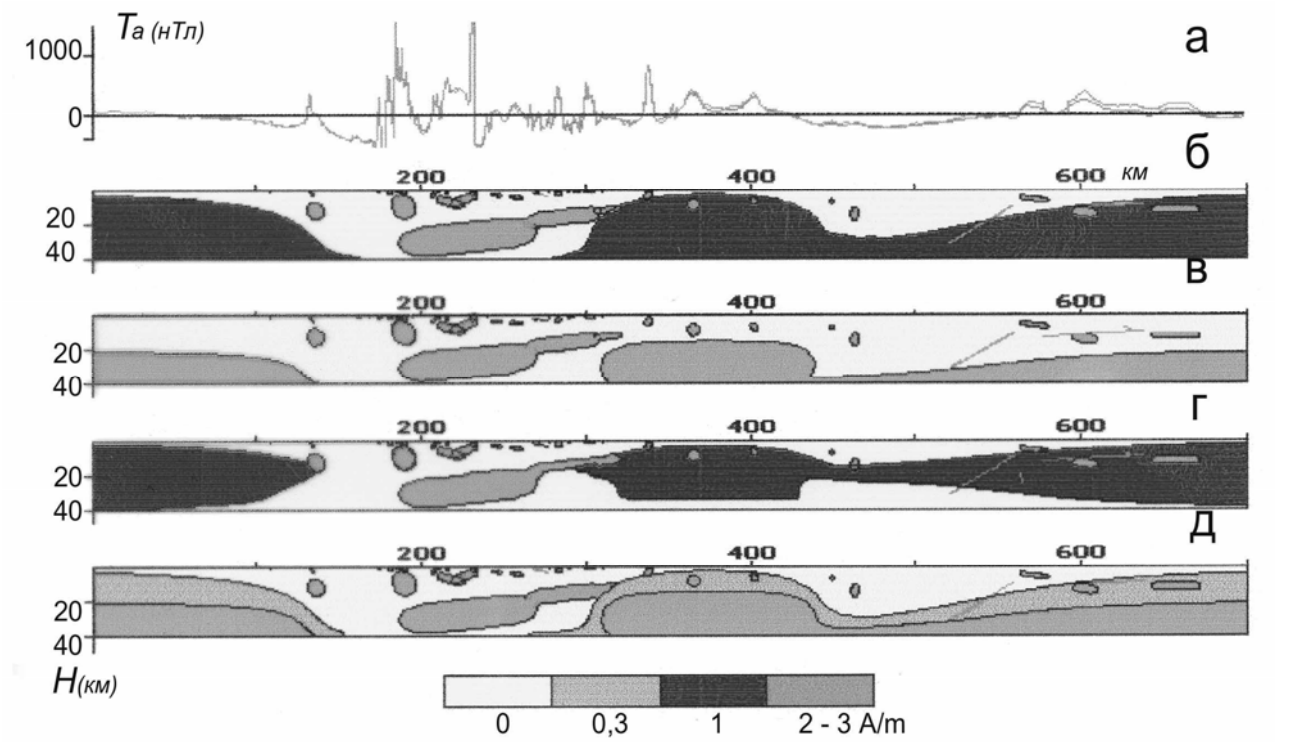


Рис.1. Альтернативные модели намагниченности земной коры по Павдинскому профилю, построенные в результате интерпретации методом Цирульского: *а* – графики T_a наблюденного и подобранного полей; *б, в, г, д* – модели распределения намагниченности в земной коре, соответствующие вариантам 1,2, 3, 4.

Рассмотрены следующие варианты:

1. Кристаллическая кора имеет среднюю намагниченность I=1 А/м и асимтотота границы раздела слоев h=0. Тогда модуляция границы под Уралом составляет 40 км и на востоке профиля в Западной Сибири 30 км.
2. «Гранитный» слой коры немагнитный, а «базальтовый» слой коры имеет намагниченность I=2,5 А/м и h=-20 км. В этом случае магнитный слой под Уралом опускается с 20 км до 40, а в Западной Сибири с 20 до 35 км.
3. Для каждой сингулярной пластины построены две эквивалентные границы с I=1 А/м, h=0 км и I=1 А/м, h=-40 км, в этом случае магнитные моменты сингулярных источников поделены на два. На Урале снова получили немагнитный блок, а на востоке утонение магнитного слоя до 10 км (прогиб верхней границы до глубины 15 км и подъем нижней до 25 км).
4. Построена двухслойная модель кристаллической коры: «гранитный» слой с намагниченностью 0,3 А/м и «базальтовый» с намагниченностью 2 А/м, в этом случае магнитные моменты пластин поделены в пропорции ~1:3. Обе границы прогибаются под Уралом до глубины 40 км, а в восточной части профиля модуляция верхней границы составляет 30 км, а нижней – 35 км. При задании физических свойств исходили из оценок, полученных при изучении намагниченности пород древних щитов [3]. Для верхнего «гранитного» слоя земной коры авторы оценили намагниченность ~0,2-0,3 А/м, а для нижнего «базальтового» слоя диапазон изменений намагниченности составляет 2-6 А/м. При моделировании мы получили, что при принятом ограничении глубины магнитоактивного слоя литосферы в 40 км, намагниченность нижнего слоя (при h= –20 км) получается ~2 А/м.

В методе автоматизированного подбора И.Н. Корчагина геометрия источников задается на базе горизонтальных призматических тел (двухмерных или ограниченных по простиранию) с многоугольным сечением. Для проведения автоматизированного подбора необходимо задать начальную модель распределения источников магнитоактивного слоя.

Начальная модель строится на основании результатов построения эквивалентных разрезов и с учетом имеющейся информации, полученной из гравитационного и сейсмического методов, представлений интерпретатора о закономерностях распределения намагниченных тел в земной коре и верхней мантии. В результате интерпретации построен магнитный разрез (рис.2), в котором отражено представление о том, что в кристаллической коре Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ верхний «гранитный» слой намагничен значительно сильнее (I=2,5–4 А/м), чем нижний слой коры (I=1 А/м). На Урале многочисленные источники, создающие интенсивные локальные аномалии, располагаются практически вертикально до глубины 10 км.

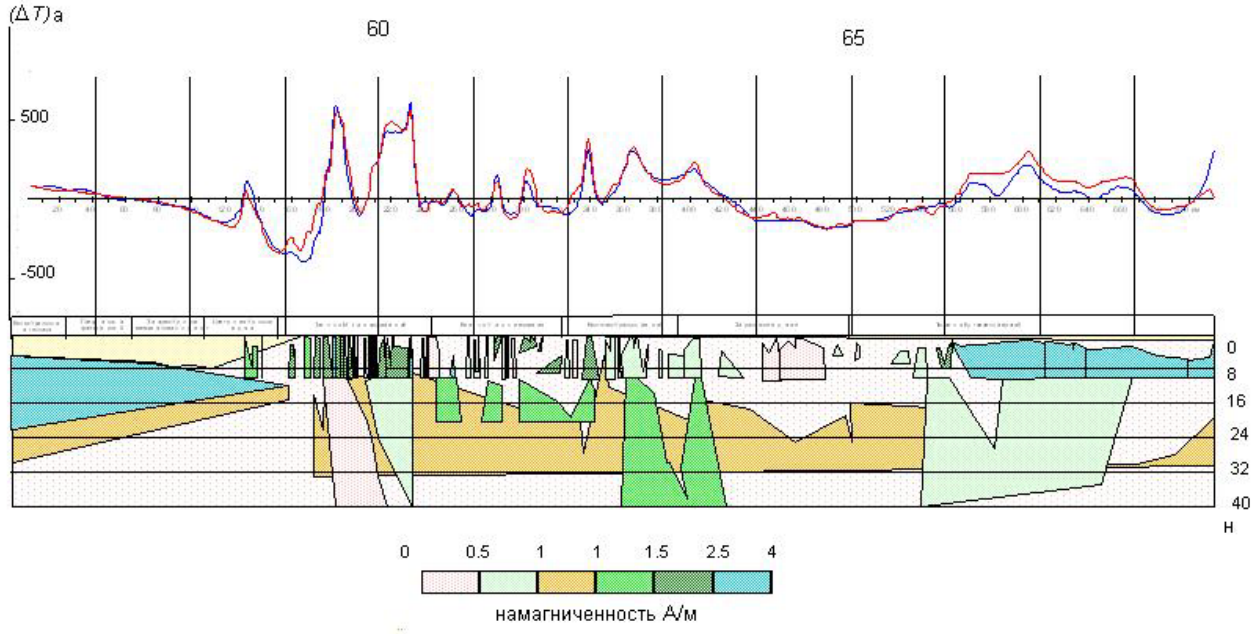


Рис.2 Модель намагниченности земной коры по Павдинскому профилю, построенная в результате интерпретации методом Корчагина.

На основании результатов моделирования для изучаемой территории можно выделить практически не магнитный блок под Уралом и проследить глубину погружения древнего намагниченного фундамента Восточно-Европейской платформы под Уральские структуры.

Литература:

1. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
2. Корчагин И.Н. Методы автоматизированного подбора и их использование при интерпретации геофизических данных.// Автореферат докт. дисс.- Киев: НАЦ АН Украины, 1994. 48 с.
3. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии //Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова думка, 1976. С. 108-125.

КОМПЛЕКСНЫЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ КОРЫ И МАНТИИ ЗЕМЛИ.

Хачай О.А.[1], Хачай А.Ю.[2]

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - Уральский Государственный Университет, Екатеринбург

olga.hachay@r66.ru

В связи с усложнением решаемых геологических задач все более актуальной становится проблема создания комплексных методик исследования. При комплексировании геофизических методов необходимо пространственное совмещение систем наблюдения и создание единых интерпретационных алгоритмов. В Институте геофизики УрО РАН разработана единая 3-D методика наблюдений с использованием электромагнитных и сейсмических полей (в динамическом частотно – геометрическом варианте), опирающаяся на единую концепцию трехэтапной интерпретации [6-10], которая включает в себя единую систему векторных наблюдений сейсмических и электромагнитных полей. Используются локальные контролируемые источники возбуждения для которых выполняются следующие условия: а) единая геометрия нормального поля, б) отсутствие одной или нескольких компонент в измеряемом поле в случае квазислоистой среды. Нами реализован вариант возбуждения электромагнитного поля вертикальным магнитным диполем и сейсмического поля вертикальной силой. Единый подход в интерпретации реализован для предварительно обработанных входных данных: сейсмические данные переводятся из временной области в частотную посредством преобразования Лапласа (для действительного параметра), а электромагнитные данные – посредством преобразования Фурье (для действительной частоты) [10]. При проведении натурных экспериментов в рамках единой методики возникает возможность количественной оценки сопоставимости информации по различным полям о строении и физических свойствах среды, которая следует из критерия подобия систем наблюдений. В работах [2,10] изложена идея алгоритма построения критерия подобия для сейсмических и электромагнитных полей от сингулярных источников, эквивалентных проявлению искомого локального объекта в рассматриваемых полях. При этом объект в сейсмическом поле аппроксимируется погруженной точечной горизонтально действую-щей силой в n-слойном упругом изотропном полупространстве, в электромагнитном поле это – погруженный горизонтальный магнитный диполь в n-слойное изотропное проводящее полупространство. Выбор сингулярных источников определялся подобием морфологий создаваемых ими полей при взаимно перпендикулярном направлении моментов электромагнитного и сейсмического сингулярных источников. Разработан итерационный алгоритм вычисления электромагнитного и сейсмического поля при условии расположения аномальных источников в произвольном слое n-слойной среды [3-5].

В настоящей работе получены интегральные и интегродифференциальные уравнения двумерной прямой задачи для сейсмического поля в динамическом варианте и осуществлен совместный анализ интегральных уравнений двумерных задач для электромагнитного и сейсмического поля. Полученные результаты будут использованы для определения критериев комплексирования сейсмической и электромагнитной методики исследования сложно построенных сред при использовании магнитотеллурического метода и метода ГСЗ.

Для задачи дифракции звука на двумерной упругой неоднородности, расположенной в j-ом слое n-слойной среды, используя подход, изложенный в работах [1,2], можно выписать интегро-дифференциальное уравнение для распределения потенциала вектора упругих смещений внутри неоднородности. Используя второе интегро-дифференциальное представление можно определить потенциал вектора упругих смещений в любом слое, затем вычислить распределение вектора упругих смещений в любом слое.

$$
\begin{aligned}
&\frac{(k_{1ji}^2-k_{1j}^2)}{2\pi}\iint\limits_{S_C}\varphi(M)G_{Sj}(M,M^0)d\tau_M+\frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}}\varphi^0(M^0)-\\
&-\frac{(\sigma_{ja}-\sigma_{ji})}{\sigma_{ji}2\pi}\oint\limits_C G_{Sj}\frac{\partial\varphi}{\partial n}dc=\varphi(M^0)\quad \text{при}\, M^0\in S_C\\
&\frac{\sigma_{ji}(k_{1ji}^2-k_{1j}^2)}{\sigma(M^0)2\pi}\iint\limits_{S_C}\varphi(M)G_{Sj}(M,M^0)d\tau_M+\varphi^0(M^0)-\\
&-\frac{(\sigma_{ja}-\sigma_{ji})}{\sigma(M^0)2\pi}\oint\limits_C G_{Sj}\frac{\partial\varphi}{\partial n}dc=\varphi(M^0)\quad \text{при}\, M^0\notin S_C
\end{aligned}
\qquad (1)
$$

Сравним полученные выражения с решением задачи дифракции электромагнитного поля в рамках той же геометрической модели. Этот случай соответствует задаче с возбуждением плоской волной Н-поляризации, решение которой приведено в работе [1]. Преобразуем его к виду, аналогично (1) и сопоставим полученные уравнения для решения внутренней двумерной сейсмической и электромагнитной задачи:

$G_{Sj}(M,M^0)$ - функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, $k_{1ji}^2=\omega^2(\sigma_{ji}/\lambda_{ji})$; - индекс ji обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности, λ - постоянная Ламэ, σ -плотность среды, ω-круговая частота, $\vec{u}_i=grad\varphi_i$; i=1,…j,ji,…n. $k^2(M^0)=i\omega\mu_0\sigma(M^0),\mu_0=4\pi10^{-7}\frac{\text{гн}}{\text{м}},\sigma\,(M^0)$ -проводимость в точке M^0. i-мнимая единица, $H_x(M^0)$ -суммарная составляющая магнитного поля, $H_x^0(M^0)$ - составляющая магнитного поля слоистой среды в отсутствие неоднородности. $k_{ji}^2=i\omega\mu_0\sigma_{ji},k_i^2=i\omega\mu_0\sigma_i$, σ_{ji} -проводимость внутри неоднородности, расположенной в j-ом слое, σ_i -проводимость i-го слоя n-слойной среды. $G_m(M,M^0)$ - функция Грина двумерной задачи для случая Н-поляризации [13].

$$
\begin{aligned}
&\varphi(M^0)=\frac{(k_{1ji}^2-k_{1j}^2)}{2\pi}\iint\limits_{S_C}\varphi(M)G_{Sp,j}(M,M^0)d\tau_M+\\
&+\frac{(\sigma_{ji}-\sigma_{ja})}{\sigma_{ji}2\pi}\oint\limits_C G_{Sp,j}\frac{\partial\varphi}{\partial n}dc+\frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}}\varphi^0(M^0)\ \text{при}\, M^0\in S_C\\
&H_x(M^0)=\frac{k_{ji}^2-k_j^2}{2\pi}\iint\limits_{S_C}H_x(M)G_m(M,M^0)d\tau_M+\\
&+\frac{k_{ji}^2-k_j^2}{k_j^2 2\pi}\oint\limits_C H_x(M)\frac{\partial G_m}{\partial n}dc+\frac{k_{ji}^2}{k_j^2}H_x^0(M^0)\ \text{при}\, M^0\in S_C
\end{aligned}
\qquad (2)
$$

Различие в граничных условиях для сейсмической и электромагнитной задачи приводит к различному типу уравнений: в сейсмическом случае – к интегро-дифференциальному уравнению, в электромагнитном случае – к нагруженному интегральному уравнению Фредгольма второго рода. Если при решении прямой электромагнитной и сейсмической задач в динамическом варианте удается установить подобие в явных выражениях для составляющих электромагнитного поля и сейсмического поля при определенных типах их возбуждения, то с усложнением структуры среды, как показывает полученный результат при анализе сейсмических данных, связанных с решением для продольных упругих колебаний, подобие исчезает. Это означает, что сейсмическая

информация является дополнительной к электромагнитной информации о структуре и тем более о состоянии среды.

Для задачи о дифракции линейно поляризованной упругой поперечной волны на двумерной неоднородности, расположенной в j-ом слое n-слойной среды, используя подход, описанный в работе [1] для электромагнитной двумерной задачи (случай H- поляризации). (Геометрическая модель среды аналогична описанной выше в предыдущей задаче). получаем следующие выражения для составляющей вектора смещения:

$$\begin{aligned}
&\frac{(k_{2ji}^2 - k_{2j}^2)}{2\pi} \iint\limits_{S_C} u_x(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{ji}} u_x^0(M^0) + \\
&+ \frac{(\mu_{ja} - \mu_{ji})}{\mu_{ji} 2\pi} \oint\limits_C u_x(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_x(M^0) \quad \text{при } M^0 \in S_C \\
&\frac{\mu_{ji}(k_{2ji}^2 - k_{2j}^2)}{\mu(M^0) 2\pi} \iint\limits_{S_C} u_x M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u_x^0(M^0) + \\
&+ \frac{(\mu_{ja} - \mu_{ji})}{\mu(M^0) 2\pi} \oint\limits_C u_x(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_x(M^0) \quad \text{при } M^0 \notin S_C
\end{aligned} \tag{3}$$

В выражениях (3) выписан алгоритм моделирования сейсмического поля для поперечных упругих колебаний в n-слойной среде, содержащей двумерную неоднородность. Первое выражение есть интегральное нагруженное уравнение Фредгольма второго рода, решением которого есть распределение составляющей вектора упругих смещений для поперечных колебаний внутри неоднородности. Второе выражение есть интегральное представление для вычисления вектора упругих смещений в любом слое n-слойной среды.

Сопоставляя выражения (3) с соответствующими выражениями для электромагнитного поля (H-поляризация) (2) мы видим наличие подобия интегральных структур этих выражений. Различие имеется в коэффициентах при соответсвующих членах в выражениях (2) и (3), что можно учесть в выборе системы наблюдения того или иного поля. Следует учесть также различие в частотной зависимости отклика среды на сейсмическое и электромагнитное возбуждение. Однако при соблюдении коэффициентов подобия сейсмическое поле, возбуждаемое поперечными колебаниями и электромагнитное поле будут содержать подобную информацию о структуре неоднородной среды и связанном с ней состоянии. Эти результаты подтверждаются натурными экспериментами, изложенными в работах [6,9-11]. Таким образом, Показано, что для более сложных, чем горизонтально-слоистых структур геологических сред подобие электромагнитной задачи и сейсмической для продольных колебаний нарушается. Следовательно, эти наблюдения позволяют получить взаимно дополнительную информацию о структуре и тем более о состоянии среды. Эти поля различным образом отражают особенности неоднородных структур и реагируют на изменение их состояния. При возможности прослеживания сейсмических возмущений в виде колебаний только сдвигового типа и наблюдений магнитной составляющей электромагнитного поля H- поляризации в двумерной среде установлено их подобие, что может быть использовано при построении совместных систем наблюдения для магнито-теллурического зондирования и глубинного сейсмического зондирования на обменных волнах и дальнейшей совместной интерпретации.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 07-05-00149.

Литература:

1. Дмитриев В.И. Дифракция плоского электромагнитного поля на цилиндрических телах, расположенных в слоистых средах.// Вычислительные методы и программирование в слоистых средах. Изд-во МГУ, 1965, вып.III, с. 307-316.

2. Купрадзе В.Д. Граничные задачи теории колебаний и интегральные уравнения. М.-Ленинград, Гос. Изд-во технико-теоретической литературы. 1950,С.280.
3. Хачай А.Ю. Изучение критерия подобия сейсмических и электромагнитных полей от погруженных сингулярных источников для осуществления активного мониторинга нестационарной среды.//Глубинное строение, геодинамика, мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Материалы Третьих научных чтений Ю.П.Булашевича. Институт геофизики УрО РАН. 2005г., с. 143-145.
4. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой задачи электромагнитных исследований при возбуждении горизонтальным магнитным диполем, расположенным в произвольном слое n-слойной изотропной проводящей среды.// Информатика и математическое моделирование. УрГУ, Екатеринбург 2006, с.136-168.
5. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой динамической задачи сейсмики при возбуждении горизонтальной точечной силой, расположенной в произвольном слое n-слойной упругой изотропной среды// Там же, с.170-278.
6. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой динамической задачи сейсмики при возбуждении точечным источником вертикальной силы, расположенной в произвольном слое n-слойной упругой изотропной среды// Там же, с.279-310.
7. Хачай О.А., Бодин В.В., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Захаров И.Б., Хинкина Т.А. Метод картирования зон потенциальной неустойчивости массива горных пород различного вещественного состава с использованием данных динамической сейсмики и электромагнитных индукционных исследований.// Горный Информационно-аналитический бюллетень, 2001г. №3,с.10-16
8. Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В. Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород // Физика Земли, 2000, №12, с.1-8.
9. Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю. Исследование разрешающей способности попланшетной электромагнитной методики для активного картирования и мониторинга неоднородных геоэлектрических сред. // Физика Земли, 2003, №1, с.30-41
10. Хачай О.А., Хинкина Т.А., Бодин В.В. Предпосылки сейсмоэлектромагнитного мониторинга нестационарной среды.// Российский геофизический журнал. 2000. №17-18.,с.83-89.
11. Хачай О.А., Хинкина Т.А., Бодин В.В. Изучение критерия подобия для сейсмических и электромагнитных исследований в частотно – геометрическом варианте.//Астрономо-геодезические исследования. Екатеринбург.УрГУ.2001, с.30-35.
12. Хачай О.А., Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Бодин В.В., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Захаров И.Б., Грозных М.В. Использование комплексной попланшетной сейсмической и электромагнитной методик для решени задач картирования прнповерхностных неоднородностей.// Геофизика XXI столетия: 2001г. Сборник трудов третьих геофизических чтений им. В.В.Федынского. Москва. Научный Мир.2001г.С. 327-337
13. Хачай О.А. Математическое моделирование и интерпретация переменного электромагнитного поля неоднородной коры и верхней мантии Земли // Диссертация на соискание степени доктора физ-мат.наук, г.Екатеринбург, 1994. с.314.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ИЕРАРХИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

Хачай О.А.[1], Хачай О.Ю.[2]

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - Уральский Государственный Университет, Екатеринбург

olga.hachay@r66.ru

Геологическая среда представляет собой открытую систему, на которую воздействуют как внешние, так и внутренние факторы, что может привести ее в неустойчивое состояние. Проявление этой неустойчивости как правило происходит локально, и эти зоны геологической среды называются динамически активными элементами. Они являются индикаторами потенциальных источников аварий и катастроф. Эти объекты обладают отличными от вмещающей геологической среды физико – механическими свойствами и способностью в резонансном режиме реагировать на внешние и внутренние воздействия, связанные с изменениями напряженно – деформированного состояния в их окрестности. Кроме того, эти объекты обладают способностью изменять свою конфигурацию и структуру в пространстве и во времени, что осложняет задачу прогноза состояния и степени аварийной опасности. В работе [15] изложены принципы построения систем мониторинга природно – техногенных аварий и катастроф с использованием сейсмических и электромагнитных полей в пассивном и активном режиме возбуждения, в которых составной частью входят задачи картирования динамически активных зон.

Для решения задач геолого-геофизического картирования в настоящее время широко используется модель слоисто-блоковой среды с включениями, в рамках которой созданы аппаратурно-методические комплексы изучения трехмерно - неоднородных сред с соответствующей теорией интерпретации геофизических данных [8]. При изучении пространственно - временных изменений структуры, физических свойств геологической среды или массива горных пород и связанных с ними напряженно - деформированного или фазового состояния модель слоисто - блоковой среды с включениями усложняется: она представляет собой двух ранговую цепочку в общей иерархически неоднородной модели среды. Модель иерархически неоднородной среды для описания процессов деформирования и разрушения геофизической среды была впервые предложена академиком М.А.Садовским [10]. Развитию и использованию иерархично - блоковой модели среды на качественном уровне посвящен ряд работ сотрудников ИФЗ РАН [1, 9]. Важную роль для понимания формирования и развития иерархии структурных уровней деформации в твердых телах играют теоретические и экспериментальные результаты, полученные на образцах [7], с помощью которых обоснован подход, базирующийся на представлении о диссипативных структурах в неравновесных системах [5]. В работах [2-3] Н.А.Караевым обобщены результаты сейсмических исследований по выделению участков земной коры со строением гетерогенного типа. Гетерогенность, по мнению автора, – важнейшая особенность горных пород, обусловленная неравномерностью распределения в пространстве геологических неоднородностей в виде включений всех масштабов, т.е. По сути дела изучение строения и динамики гетерогенных участков земной коры необходимо с использованием представлений об иерархичных моделях. Явления зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок, связанные с дискретностью и фрагментацией среды, описаны академиком Е.И.Шемякиным с соавторами [17] и получили статут открытия [18]. Эти явления имеют место как в неглубоких шахтах (до 500м), так и в глубоких шахтах (более 500м). Результаты геолого-геофизических исследований сверхглубоких скважин показывают, что с увеличением глубины сложность геологического строения среды не уменьшается. Наконец, проблема мониторинга и прогноза состояния геологической среды требует тщательного отбора из имеющихся методик исследования трехмерных сред, допускающих пространственно - временное (частотное) масштабирование и фокусирование. В работах Н.А.Караева, С.Н.Кашубина, И.Р.Оболенцевой продемонстрировано, что наличие методик многоволновой сейсмики позволяет изучать гетерогенные [2,4,6] среды, не прибегая

обязательно к использованию контролируемого источника возбуждения. Однако, для переменного электромагнитного поля в силу диффузионной его природы для фокусирования поля на разномасштабных неоднородностях требуется использование контролируемого источника возбуждения.

В институте геофизики уро ран разработана попланшетная методика электромагнитных индукционных исследований в частотно-геометрическом варианте, которая используется для картирования и мониторинга сложнопостроенных геологических сред в наземном и подземном (шахтном) варианте, настроенная на модель иерархической среды произвольной конфигурации [12-16].

Настоящая работа посвящена разработке алгоритма моделирования электромагнитного эффекта в рамках частотно-геометрической методики при исследовании погруженной в горизонтально-слоистую среду проводящего включения с иерархической структурой. Алгоритм построен с использованием итерационного подхода решения объемных интегральных уравнений для переменного электромагнитного поля в частотной области. Для модели: проводящее включение, расположенное в произвольном слое пятислойной среды, при возбуждении электромагнитного поля плоской волной, вертикальным магнитным или горизонтальным электрическим диполем алгоритм изложен в работе [11].

Пусть локальная неоднородность имеет следующую структуру: на первом иерархическом уровне - это неоднородность объема V_1 с проводимостью σ_{a1}, на втором уровне-это неоднородности, расположенные внутри объема V_1 и занимающие объем V_2 с проводимостями σ_{aj2} в общем случае. Мы будем рассматривать более простой случай, когда неоднородности второго и большего ранга будут иметь внутри своего ранга одинаковую проводимость, т.е. σ_{a2} . Неоднородности третьего ранга будут занимать объем V_3 в пределах объема V_2 с проводимостью σ_{a3} и т.д. Параметры вмещающей горизонтально-слоистой среды имеют вид $\{\sigma_k, h_k\}$, где k=1,…N, h_k-суммарные мощности слоев, i-номер ранга или иерархического уровня. Задача рассматривается для магнитооднородной среды в квазистационарном приближении.

Объемные интегральные уравнения и соответственно интегральные представления для составляющих электрического и магнитного поля выписываются в виде:

$$\vec{E}_i(M_0) = \vec{E}^{i-1}(M_0) + (\sigma_{ai} - \sigma_{k(M_0)}) \int_{V_i} \vec{E}_i(M) \hat{G}_E(M, M_0) dV_i$$

$$\vec{H}_i(M_0) = \vec{H}^{i-1}(M_0) + (\frac{\sigma_{ai} - \sigma_{k(M_0)}}{i\omega\mu_0}) \int_{V_i} \vec{H}_i(M) \hat{G}_H(M, M_0) dV_i \qquad (1)$$

i-номер итерации, $\hat{G}_E(M, M_0)$ и $\hat{G}_H(M, M_0)$ определяются известным способом, описанным в работе [18]. При i=1 $\vec{E}^{i-1}(M_0)$ и $\vec{H}^{i-1}(M_0)$-составляющие напряженностей электрического и магнитного возбуждающего или нормального поля слоистой среды. При i=2,…1 $\vec{E}^{i-1}(M_0)$ и $\vec{H}^{i-1}(M_0)$-составляющие напряженностей электрического и магнитного поля предыдущего ранга с учетом неоднородностей предыдущего ранга. Распределение электрического и магнитного поля можно анализировать последовательно на каждом итерационном этапе перед включением неоднородностей нового иерархического уровня.

Рассмотрим задачу дифракции звука на двумерной упругой неоднородности с иерархической структурой, расположенной в j-ом слое n-слойной среды. Если при переходе на следующий иерархический уровень ось двумерности не меняется, а меняются только геометрии сечений вложенных структур, то аналогично (1) можно выписать итерационный процесс моделирования сейсмического поля (случай формирования только продольной волны). Итерационный процесс относится к моделированию отклика перехода с предыдущего иерархического уровня на последующий уровень. Внутри каждого иерархического уровня интегродиффренциальное уравнение и интегродифференциальное представление вычисляются с помощью алгоритмов, аналогично описанным в [11].

$$\frac{(k_{1jil}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi}\iint_{S_{Cl}} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{jil}} \varphi_{l-1}^0(M^0) -$$

$$-\frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma_{jil} 2\pi} \oint_{Cl} G_{Sp,j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi_l(M^0) \quad \text{при} M^0 \in S_{Cl}$$

$$\frac{\sigma_{jil}(k_{1jil}^2 - k_{1j}^2)}{\sigma(M^0) 2\pi}\iint_{S_{Cl}} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi_{l-1}^0(M^0) - \quad (2)$$

$$-\frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma(M^0) 2\pi} \oint_{Cl} G_{Sp,j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi_l(M^0) \quad \text{при} M^0 \notin S_C$$

$G_{Sj}(M, M^0)$ - функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, $k_{1jil}^2 = \omega^2(\sigma_{jil} / \lambda_{jil})$; - индекс ji обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности,ja-вне неоднородности, индекс l =1,…L– номер иерархического уровня, λ - постоянная Ламэ, σ -плотность среды, ω-круговая частота, $\vec{u}_i = grad\varphi_i$; i=1,…j,ji,…n. Если на некотором иерархическом уровне структура локальной неоднородности распадается на несколько неоднородностей, то двойной и поверхностные интегралы в выражениях (2) берутся по всем неоднородностям. В данном алгоритме рассмотрен случай, когда физические свойства неоднородностей одного и того же уровня одинаковы, различаются только границы областей.

Аналогично выписывается такой же процесс для моделирования распространения упругой поперечной волны в n-слойной среде с двумерной иерархической структурой произвольной морфологии.

$$\frac{(k_{2jil}^2 - k_{2j}^2)}{2\pi}\iint_{S_{Cl}} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{jil}} u_{x(l-1)}^0(M^0) +$$

$$+\frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu_{jil} 2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0) \quad \text{при} M^0 \in S_{Cl}$$

$$\frac{\mu_{jil}(k_{2jil}^2 - k_{2j}^2)}{\mu(M^0) 2\pi}\iint_{S_{Cl}} u_{xl} M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u_{x(l-1)}^0(M^0) + \quad (3)$$

$$+\frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu(M^0) 2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0) \quad \text{при} M^0 \notin S_{Cl}$$

$G_{Ss,j}(M, M^0)$ - функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, $k_{1jil}^2 = \omega^2(\sigma_{jil} / \mu_{jil})$; μ -постоянная Ламэ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 07-05-00149.

Литература:

1. Дискретные свойства геофизической среды. М.:Наука.1989.с.173.
2. Караев Н.А., Рабинович Г.Я.. Рудная сейсморазведка. М.ЗАО. ”Геоинформмарк”, 2000. С.468.
3. Караев Н.А. Сейсмическая гетерогенность земной коры и проблемы интерпретации результатов региональных наблюдений в “ближней” зоне. Неклассическая геофизика. Саратов 2000.с.30-32.

4. Кашубин С.Н. Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург. Институт геофизики УрО РАН, 2001.С.181.
5. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах М.: Мир 1979, 300с.
6. Оболенцева И.Р., Чичинина Т.И. Пространственная дисперсия и ее проявления в сейсмических волновых полях. Неклассическая геофизика. Саратов 2000.с. 37-39.
7. Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск СО АН СССР: Наука.1985г.С. 226.
8. 300 лет горно-геологической службе России. Тезисы докладов Международной геофизической конференции. 2000г. С. 738.
9. Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г. О моделировании природных объектов в геомеханике. Дискретные свойства геофизической среды. М.:Наука.1989. С. 14-18.
10. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.:Наука 1987. с.98.
11. Хачай О.А. Математическое моделирование и интерпретация переменного электромагнитного поля в неоднородной коре и верхней мантии Земли// Докторская диссертация ИГФ УрО РАН, Свердловск, 1994.
12. Хачай О.А., Новгородова Е.Н. Опыт площадных индукционных исследований резко неоднородных геоэлектрических сред.// Физика Земли,1997, N5, с.60-64.
13. Хачай О.А., Новгородова Е.Н. Использование трехмерной методики индукционных электромагнитных исследований строения горных массивов.// Физика Земли, 1999, №6, с.61-65.
14. Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В. Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород.// Физика Земли, 2001, №2, с.85-92.
15. Хачай О.А., Дружинин В.С., Парыгин Г.И. Об изучении нестационарных процессов в литосфере Среднего Урала. // Уральский геофизический вестник, 2002г., №3, с. 103-107.
16. Хачай О.А., Хачай М.Ю. Новые подходы к анализу сложнопостроенных нелинейных нестационарных сред. Уральский геофизический вестник, 2003, №5, с. 98-105.
17. Шемякин Е.И., Фисенко Г.Л., Курленя М.В., Опарин В.Н. и др. Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок. ДАН СССР, 1986, Т.289, №5.
18. Шемякин Е.И., Курленя М.В., Опарин В.Н. и др. Открытие №400. Явление зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок. БИ 1992, №1.

О ФОРМИРОВАНИИ ЯДРА ЗЕМЛИ НА СТАДИИ ЕЕ АККУМУЛЯЦИИ

Хачай Ю.В.[1], Анфилогов В.Н.[2]

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 - Институт минералогии УрО РАН, Миасс

За последнее время появились новые экспериментальные данные, которые привели к качественным изменениям в исследованиях процесса аккумуляции планет и ранней эволюции Земли. Во-первых, результаты инструментальных спутниковых астрономических наблюдений позволили установить более сотни протопланетных дисков, планет и планетных систем у различных звезд, что доказало общую справедливость модели формирования планет в протопланетном облаке, разработанную В.С. Сафроновым [1]. Во-вторых, оценки полученные на основе изучения изотопных отношений вольфрама и W – Hf системы в образцах вещества метеоритов, лунных и земных пород привели к заключению, что разделение геохимического резервуара преимущественно железного ядра и силикатной мантии произошло за промежуток времени не более первых 30 млн. лет [2]. В то же время интерпретация данных уран-плутоний-свинцового гео хронометра, также как и результаты, полученные при динамическом моделировании аккумуляции Земли, приводят к оценке времени формирования планеты до 0.8 ее современной массы $M_З$ в 10^8 лет [3]. Складывалась трудно разрешимая проблема – необходимость объяснить разделение вещества мантии и ядра за время менее 30 млн. лет, тогда как для их формирования требуется около 100 млн. лет.

Положение резко изменилось после появления надежных данных о концентрации коротко живущих естественно радиоактивных элементах, и прежде всего ^{26}Al, в веществе метеоритов [4]. В работе [5] нами предложена принципиально новая модель аккумуляции планет земной группы, которая использует современные результаты изотопных геохимических анализов, что позволило получить новые оценки вклада выделения энергии при радиоактивном распаде ^{26}Al на этапе роста зародыша планеты до величин около 1000 км. На этом этапе их вклад является определяющим, по сравнению с нагреванием за счет выделения энергии при падении аккумулируемых тел и частиц. На основе этих данных получены принципиально новые оценки распределения температуры в растущих зародышах планеты в зоне “питания” Земли. Для раннего этапа роста зародыша планеты в [5] нами использовалась модель Сафронова в варианте [1],

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2(1+2\theta) r^2 \omega (1-\frac{m}{M}) \sigma \qquad (1)$$

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». Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится численно из решения краевой задачи для нелинейного уравнения теплопроводности. Задача Стефана для описания перемещения границ твердое тело - расплав решается по методу А.А. Самарского без явного выделения положения границы фронта кристаллизации. Слабый конвективный теплоперенос в слое расплава при малой массе зародыша осуществляется параметрически. Для процесса аккумуляции Земли установлено, что в протопланетных зародышах размером более 100 км в большей части внутренней области достигаются температуры, превышающие температуру плавления железа. Остается нерасплавленная холодная тонкая оболочка у поверхности. По мере роста тела мощность этой холодной оболочки по сравнению с радиусом тела уменьшается. Время выхода на эту стадию, на основании полученных вариантов решения, составляет первые миллионы лет. Начиная с этого этапа, становится эффективным принципиально новый механизм дифференциации вещества, описанный нами в [5]. На этом этапе относительные скорости столкновения тел с зародышем еще не настолько велики, чтобы привести к полному дроблению тел, но уже достаточны, чтобы проломить верхнюю, хрупкую оболочку и обеспечить слияние

внутренних расплавленных преимущественно железных по составу частей. Масса, растущего таким образом зародыша планеты, еще не достаточна для удержания преимущественно силикатных осколков оболочки. Именно на этапе объединения тел, достигших (100-1000) км размеров радиуса происходит эффективное разделение W-Hf системы между железным и силикатным резервуарами за удовлетворяющий экспериментальным данным промежуток времени около или менее 10 мл. лет. Этот процесс идет при столкновении огромного количества этих не больших еще зародышей. При этом формируется геохимический резервуар будущего преимущественно железного ядра и резервуар преимущественно силикатной мантии.

Развитый в [5] подход позволил в настоящей работе осуществить количественную оценку и эффективности объединения сталкивающихся тел (оценить значение теряемой массы), и оценку вклада появления неоднородностей в распределении поверхностной плотности вещества в зоне питания протопланеты при формировании многочисленных зародышей. Важность учета частичного дробления при столкновении тел сравнимой массы в процессе аккумуляции отмечалась еще в [1].

Уравнение для функции распределения числа частиц по массам с учетом дробления становится существенно более сложным [1]:

$$\frac{\partial n(m,t)}{\partial t} = \int_0^{m/2} f(m', m-m')\, A(m',, m-m')\, n(m',t) n(m-m',t)\, d\, m' -$$

$$- n(m,t) \int_0^{\infty} A(m,m')\, n(m',t)\, dm' + \qquad (2)$$

$$+ \int_m^{\infty} n_1(m,m") \int_0^{m"/2} [1 - f(m', m"-m')]\, A(m', m"-m') n(m',t)\, n(m"-m') dm'\, dm"$$

где: n (m,t) – число частиц, имеющих массу m в момент времени t, f (m, m') - вероятность объединения тел с массами m и m' в момент их столкновения, A(m, m') - коэффициент коагуляции.

Кроме того, существенную роль в локальном увеличении поверхностной плотности σ в уравнении (1) оказывает «эффект кокона», т.е. появление роя тел и частиц в котором находится протопланет, состоящего преимущественно из осколков хрупкой силикатной оболочки крупных зародышей, формирующий многочисленные подобласти внутри зоны питания растущей Земли. Для оценки этого эффекта сверху можно воспользоваться выражением (7) из [3] для крупнейшего зародыша:

$$m_{\max} = \frac{4\pi}{3} \left(\frac{5\pi}{M_3\, \theta} \right)^{0.75} (2\sigma)^{1.5}\, R^{3.75}\, \rho^{0.25} \qquad (3)$$

где: M_3- масса центрального тела (здесь Земли), R – расстояние до крупнейшего зародыша (здесь Луны), ρ - средняя плотность вещества зародыша. Как и следовало ожидать, такая грубая численная оценка многократно превышает современную массу Луны, т.к. не все теряемое зародышем Земли вещество выводится из общей зоны питания и формирует локальную плотностную неоднородность.

Наконец, для уточнения распределения температуры в растущей планете, в отличие от [5], здесь учитывается, что выпадающие тела имеют температуру значительно отличающуюся от температуры черного тела на удалении Земли от Солнца при современном значении солнечной постоянной. Их средняя температура оценивается по результатам, приведенным на рис.1 из [5] для зародышей данного размера и массы из (1). Эта оценка и учитывается для температуры выпадающих тел в краевом условии на поверхности растущего зародыша:

$$T^4(r) = (T_b^4 - T_0^4) + \frac{P}{\sigma} \qquad при\ r = R \qquad (4)$$

где: P – модуль плотности геотермического потока, T_b - средняя температура аккумулируемых тел и частиц, T – температура на поверхности зародыша, T_0 – температура тела в подсолнечной точке на орбите Земли .

В качестве верхней оценки для мощности слоя ударного перемешивания в растущей протопланете использовались результаты динамических вычислений по [6].

Учет указанных зависимостей приводит к существенному увеличению температуры во внутренних областях растущего зародыша. Это в свою очередь обеспечивает утонение верхней холодной хрупкой оболочки и увеличению эффективности слияния и роста аккумулируемых тел.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 07-05-00395.

Литература:

1. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 6. С.5-24.
2. Jacobsen S., Yin Q. Models of planetary accretion and core formation based on the Hf-W clock // Geophys. Research Abstracts. 2003. v.5, 13884.
3. Печерникова Г.В.Время роста Земли. ДАН. 2005. т. 401, № 3, 391-394.
4. Nicolsjr R.H. Short-lived radionuclides in meteorites: constraints on nebular timescales from the production of solids // Spase Science Rev. 2000. v.92. P.113-122.
5. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН. 2005. Т.403. №6. С.803-806.
6. Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импакты и эволюция Земли // В кн. Катастрофические воздействия космических тел. Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. ИДГ РАН. М.: ИКЦ «Академкнига», 2005. 310 с.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ МЕТОДАМИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ГРАВИРАЗВЕДКИ

Шархимуллин А.Ф.

ПФ «Севергазгеофизика», Н-Уренгой

Art-perm@mail.ru

При сейсморазведочных работах МОГТ ввиду малой кратности систем наблюдения зачастую сложно проследить отражения от границ, расположенных относительно близко к земной поверхности. В частности, на территории Соликамской впадины такой границей является поверхность солей, залегающая на глубинах 200-500 м. Поскольку на данной границе имеется значительный перепад плотностей, то ее возможно картировать по гравиметрическим данным. Совместное использование данных сейсморазведки и гравиразведки повышает достоверность определения глубины залегания кровли соляной толщи, которая может быть использована в качестве опорной при глубинных сейсмических построениях. Сведения о точном положении солей необходимы также при планировании заложения разведочных скважин. Т.к. МОГТ не позволяет прослеживать границы, расположенные на малых глубинах (до 500 м), то для комплексного похода можно также использовать невзрывную малоглубинную сейсморазведку высокого разрешения.

Как было уже сказано, для интерпретации выбран участок в районе отрицательной аномалии на Шершневской площади Верхнекамского месторождения калийных солей. Поскольку в процессе обработки нас интересует локальная составляющая гравитационного поля, позволяющая проводить изучение верхних слоев разреза, то из наблюденного поля исключен линейный фон. В процессе интерпретации анализировалось само наблюденное поле, а также серия трансформант.

В данной статье рассмотрены особенности интерпретации гравитационного поля с применением томографического подхода.

Интерпретационная томография (от греческих слов tomos -ломоть, часть, слой и grapho - пишу, черчу, рисую) представляет собой способ исследования по гравитационному либо магнитному полю геологических структур, позволяющий получать их послойное отображение. Томографическая интерпретация - это «направление в теории интерпретации потенциальных полей, связанное с попытками изучения в некоторых частных случаях вертикального распределения намагниченности и плотности по данным магниторазведки и гравиразведки» [1].

Отдельные трансформанты (в зависимости от частотной характеристики оператора трансформации) с некоторой долей условности можно отождествлять с эффектами источников, залегающих в определенном интервале глубин. Предлагается проводить выделение «разноглубинных» составляющих гравитационного поля с использованием аналитической аппроксимации [2]. Аппроксимация полей с использованием эквивалентных сеточных моделей базируется на теоретически доказанной В.И. Ароновым возможности представления потенциального поля U, заданного на криволинейной поверхности $S = S(x, y, z)$, полем элементарных источников U^*, расположенных в узлах регулярной сети всюду ниже поверхности измерений [3].

Предлагаемый автором в работе [4] томографический подход апробирован на примере анализа модельного гравитационного поля от источников, представленных параллелепипедами разного размера и расположенных на различных глубинах (Рис.1,а).

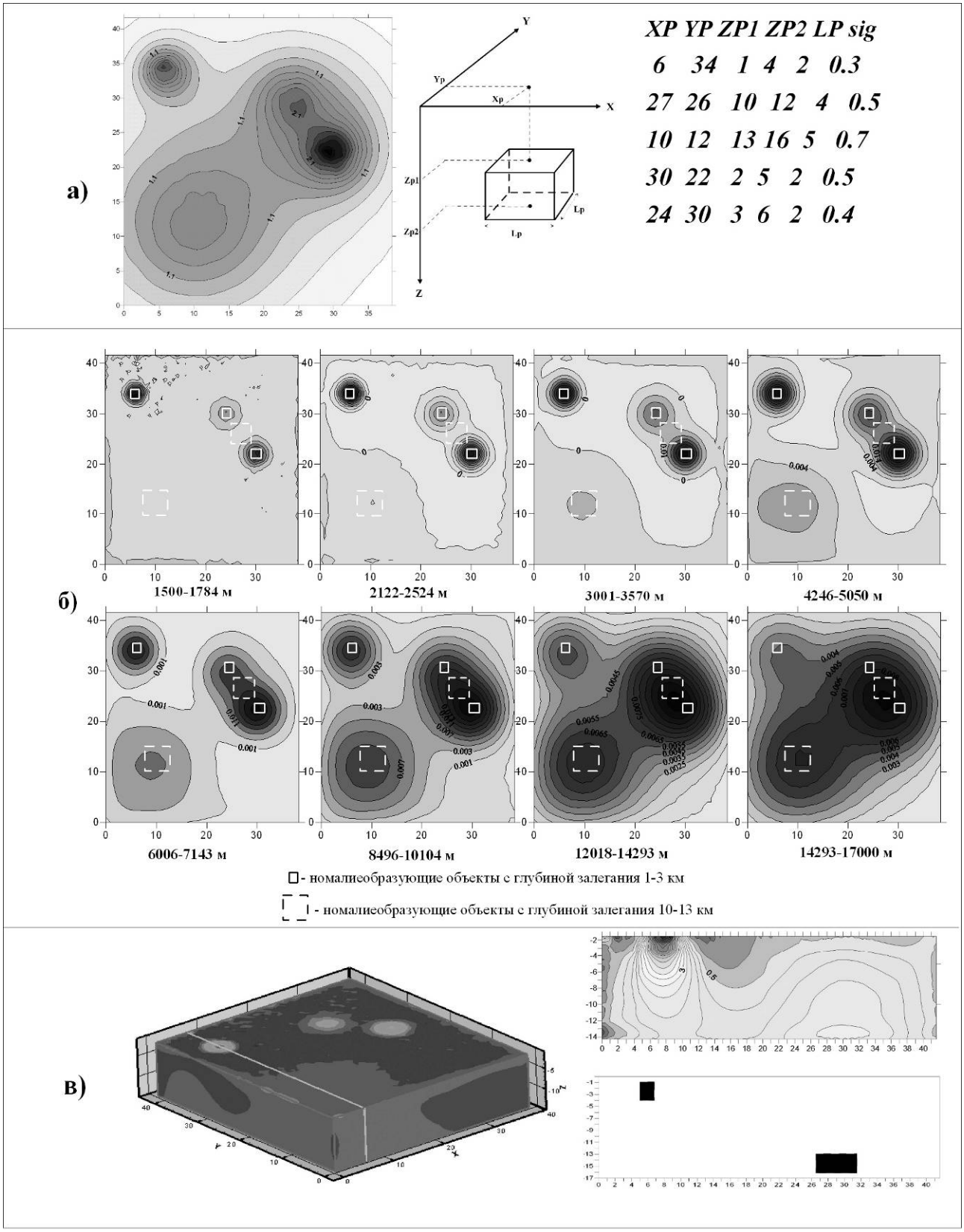


Рис.1. а) Модельное гравитационное поле, модель аномалиеобразующего объекта, параметры параллепипедов (XP, YP - горизонтальные координаты, ZP1, ZP2 - вертикальные координаты, sig - аномальная плотность); б) Послойное отображение гравитационных эффектов от разных слоев; в) 3D-диаграмма и вертикальный срез, показывающие гравитационные эффекты от аномалиеобразующих тел, расположенных на разных глубинах

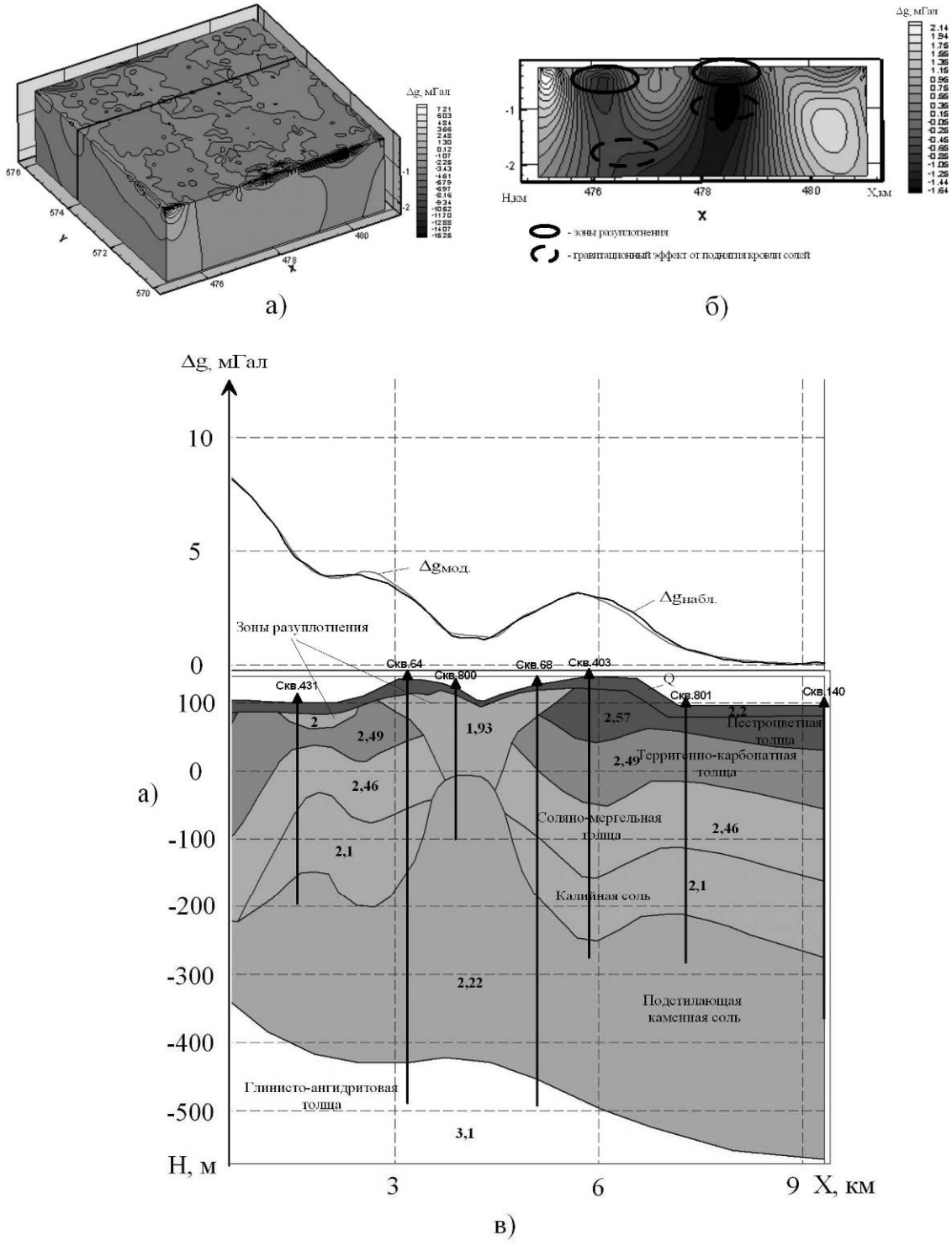


Рис.2 а) 3D-диаграмма гравитационного поля; б) Вертикальный срез с 3D-диаграммы по линии скважин 431-801; в) Результаты гравитационного моделирования соляной и надсоляной толщ (2,1-плотность).

Модельное поле аппроксимировалось эквивалентными источниками [2], а затем восстанавливалась его первая вертикальная производная *Vzz* на 15 высотах: 1500 м,1784 м, 2122 м, 2524 м, 3001 м, 3570 м, 4246 м, 5050 м, 6006 м, 7143 м, 8496 м, 10104 м, 12018 м, 14293 м, 17000 м. Пространственное распределение *Vzz* анализировалось отдельно на каждом уровне. Затем строились разностные трансформанты, представляющие собой эффекты от горизонтальных слоев с различными параметрами (например: слой между глубинами h_1 и h_2 отождествлялся с разностью $Vzz^{h_1} - Vzz^{h_2}$, при $h_1 < h_2$). Совокупность “разностных”

составляющих была объединена в «кубы параметров», предназначенных для построения 3D-диаграмм, отражающих сумму аномальных эффектов горизонтальных слоев с различными эффективными глубинами кровли и подошвы (Рис.1,б).

На полученных «кубах параметров» сделаны вертикальные срезы, иллюстрирующие разделение эффектов от тел, залегающих на разных глубинах (Рис.1,в).

Пересчеты наблюденного гравитационного поля Шершневской площади были сделаны на 12 уровней с шагом 0,2 км (от 0,2 км до 2,4 км) При этом вычислялась первая вертикальная производная гравитационного поля Vzz. Ввиду того, что в данном случае объектом интерпретации являлось поведение соляной толщи, т.е. морфология ее поверхности, то автором был рассчитан гравитационный эффект от слоев. Для качественной визуальной оценки полученных результатов слои собраны в куб (рис.2,а). Как видно на рис.2,б, интересующие нас поднятия солей проявляются в гравитационном поле на вертикальном срезе. На срезе четко проявляются гравитационные эффекты от соляного поднятия, а также прослеживаются две зоны разуплотнения горных пород (рис.2,6). Полученные результаты далее использовались при решении прямой и обратной задач гравиразвеки, т.е. при моделировании геологического разреза в двухмерном варианте (рис. 2,в). Моделирование осуществлялось по программе MODRA путем подбора границ и плотностей.

С целью определения вклада в суммарное гравитационное поле различных горизонтов геологического разреза по имеющимся структурным картам, построенным на основе данных сейсморазведки и бурения, а также по результатам, полученным при интерпретации гравитационного поля, была решена прямая задача для основных гравиактивных границ: кровли и подошвы солей. Как показано на рис.2,в поднятия кровли солей и зоны разуплотнения вносят существенный вклад в суммарное гравитационное поле. Следует отметить, что поверхность солей имеет рельеф, в целом согласующийся с поведением вышележащих горизонтов, однако, на отдельных участках образует секущие структурные формы (соляные диапиры), прорывающие терригенные отложения. Как показано на рис.2,в графики наблюденного и модельного поля практически совпадают. Построенная модель хорошо согласуется с имеющимися геологическими данными, в т.ч. с результатами бурения скважин.

Представленные результаты доказывают возможность уверенного картирования кровли солей по гравитационному полю, что позволяет с достаточной уверенностью говорить о необходимости комплексирования сейсморазведочных и гравиметрических наблюдений для последующего изучения более глубоких частей разреза.

Литература:

1. Бабаянц П.С. Интерпретационная томография по данным геравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D»/ Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.// Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва, 2003. -С. 20.
2. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности.- Абакан, ООО «Фирма «Март», 2002.- 188 с.
3. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ / В.И.Аронов. – М.: Недра, 1990. 301 с.
4. Шархимуллин А.Ф. Томографическая интерпретация гравитационного поля на основе истокообразной аппроксимации.//Восьмая уральская молодежная научная школа по геофизике, Пермь, 2007. С. 273-275.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ МАГНИТОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ НА ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПИРОКСЕНИТОВЫХ ТЕЛАХ ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ: ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Шерендо Т.А.[1], **Молошаг В.П.**[2]

1 – Институт геофизики Уро РАН, Екатеринбург

2 – Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Tatyana_Sherendo@mail.ru

В последнее десятилетие существенно возросла стоимость поисковых исследований и открытий новых месторождений. Крупные горнодобывающие компании, успешно работающие в этой области, процветают за счет вложений в интегрированную разведку минеральных ресурсов, когда исследования генезиса руд сочетаются с качественным исполнением разведки и отличной интерпретацией [1]. Геофизические методы играют важнейшую роль при поисках и эксплуатационной разведке месторождений. Магниторазведка по-прежнему является наиболее эффективным, экономически выгодным и широко используемым методом с увеличивающимся потенциалом его применения при поисках сложно залегающих, нетрадиционных типов месторождений цветных и благородных металлов. Для выявления таких месторождений с помощью метода магниторазведки необходимо учитывать генетические особенности и условия образования руд. В данной работе представлено обоснование эффективности магниторазведки при поисках и картировании платиноидного оруденения в пироксенитовых телах мафит-ультрамафитовых комплексов Урало-Аляскинского типа на примере Кытлымского массива. С этой целью впервые были изучены фазовые и микроструктурные особенности хромитовых зерен из Бутыринской клинопироксенитовой жилы, которая отличается необычными для Платиноносного пояса Урала составом хромшпинелидов, а также генетически связанной с ними палладий-платиновой минерализацией [2, 3]. Аналогичные особенности рудной минерализации отмечаются и для других зональных мафит - ультрамафитовых массивов [3-5]. Особенности фазового состава хромитов, изменений их микроструктурного состояния и физических свойств, на наш взгляд, имеют ключевое значение в понимании процесса рудоотложения. В данной работе представлены результаты исследований образцов пород, отобранных в коренном залегании, из клинопироксенитовой жилы Косьвинского дунитового тела, Кытлымский массив. Объектом исследований были зерна хромитов в аншлифах и магнитные фракции образцов. Морфологические особенности рудных фаз и микроструктура зерен хромитов были изучены методами оптической микроскопии и последующей сканирующей электронной микроскопии. В процессе этих исследований обнаружены структуры распада хромитовых зерен. Магнитное состояние зерен со структурами распада исследовалось с помощью магнитной суспензии, используемой в качестве «индикатора» магнитных минералов на исследуемой поверхности аншлифа. Полученный магнитный индикаторный рисунок выявляет области, соответствующие магнитным фазам, присутствующим в исследуемых зернах хромитов и представляющим собой результат твердофазовых превращений рудных фаз в процессе становления дунитового массива. Термомагнитные исследования магнитных фракций образцов были выполнены для выявления магнитных фаз по температурам Кюри. Предшествующими исследованиями установлен химический состав зерен хромшпинелей, отобранных из упомянутой Бутыринской жилы [5]. Опубликованные данные свидетельствуют о зональном распределении элементов в одном из исследованных зерен: краевые области зерна обогащены Al и Mg, а центральная часть, с более низким содержанием Cr, чем в краевых областях, обогащена Fe и Ti.

Полученные нами результаты по изучению хромитовых зерен находятся в согласии с вышеизложенным: осаждение магнитной суспензии в центральных областях исследованных зерен (Рис.1) наглядно демонстрирует картину распределения магнитных фаз, вероятно, обогащенных Fe и Ti. В этих же областях методом сканирующей электронной микроскопии выявлены закономерно ориентированнные нанофазы (Рис. 2), которые, скорее всего,

ответственны за наблюдаемую магнитную картину. Эти минеральные нановыделения сформировали гетерофазную наносистему, образовавшуюся в первоначально однофазном зерне хромшпинели в результате твердофазовых превращений и/или топотаксических реакций [6].

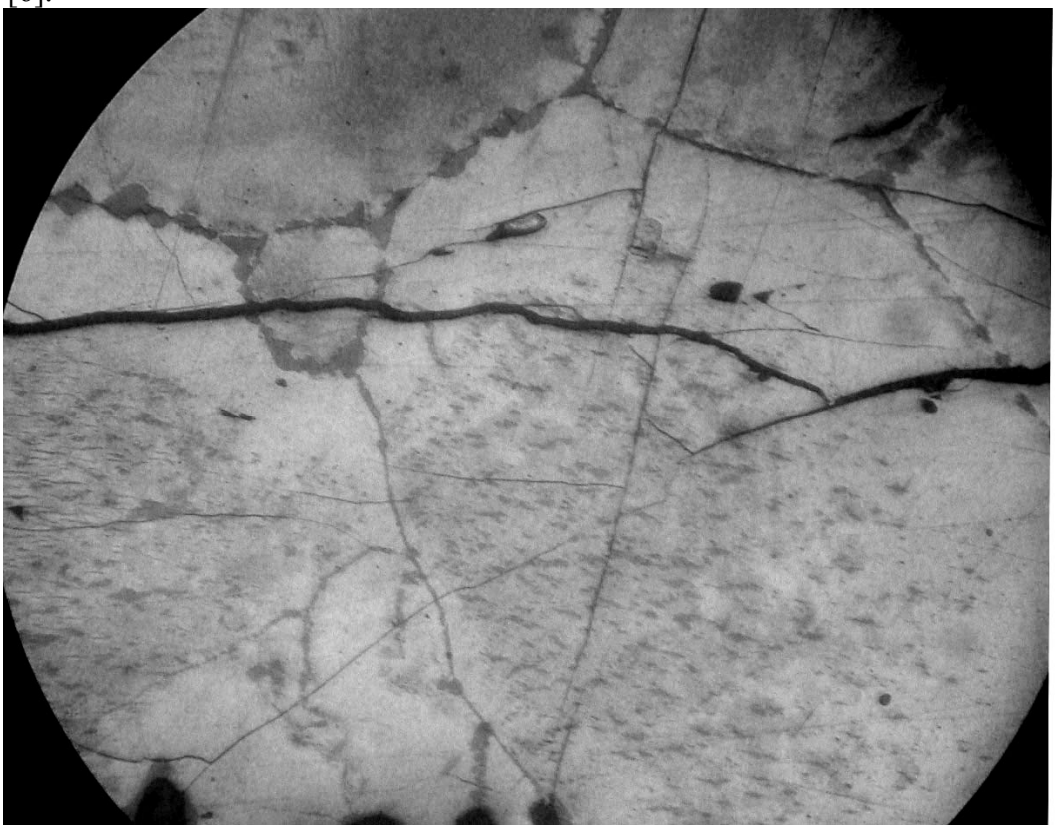


Рис.1

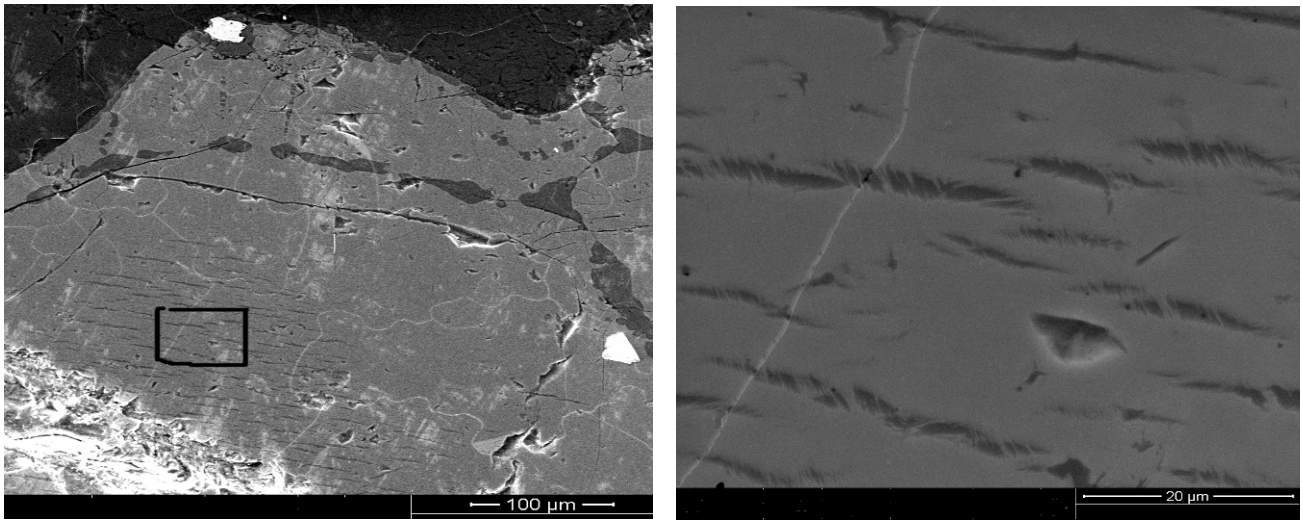


Рис.2

Результаты термомагнитного анализа магнитных фракций исследованных образцов демонстрируют присутствие в них магнитных фаз преимущественно с температурами Кюри в области 540 – 570 °C, которые соответствуют, скорее всего, хромсодержащим титаномагнетитам с невысокими концентрациями Cr и Ti. Воспроизводимость хода термомагнитных кривых первого и повторного циклов «нагрев – охлаждение» свидетельствует о стабильности этих магнитных фаз. Этот факт позволяет предположить, что кристаллизация гомогенного титаномагнетитового раствора происходила при быстром

охлаждении из области полной растворимости (от температур выше 600 °С), так как даже в обычных условиях гомогенность титаномагнетита сохраняется только при таком режиме его кристаллизации [7]. Это согласуется с предполагавшимися ранее условиями образования хромтитаномагнетита в пироксенитовых жилах Косьвинского дунитового тела [8]. К сожалению, на данном этапе исследований нам не удалось установить состав магнитных нанофаз, выявленных с помощью сканирующей электронной микроскопии. Нет достаточных оснований считать их хромсодержащими титаномагнетитами, поскольку известно, что в наносостоянии слабомагнитные минералы (например, гематит) могут проявлять достаточно сильные магнитные свойства. Кроме этого магнитные свойства проявляют также гемоильмениты определенного состава. Пока не ясно, на какой стадии процесса рудообразования сформировались эти магнитные нанофазы. Ответ можно будет получить с привлечением данных по их составу. Формирование гетерофазных наносистем в виде магнитных нанофаз, закономерно ориентированных в первоначально не магнитных гомогенных хромитовых зернах, ассоциирующих с платиноидами, резко повышает магнитные свойства клинопироксенитов и выделяет их среди немагнитных дунитов. Это делает пироксенитовые тела с платиноидной минерализацией, аналогичные исследуемой Бутыринской жиле Косьвинского дунитового тела, объектами для эффективного использования магниторазведки при поисках и эксплуатационной разведке на элементы платиновой группы.

Объединение геофизических и геолого-минералогических данных позволяет более эффективно выявлять разные типы рудной минерализации и их пространственное расположение на месторождении, что обеспечивает построение наиболее реальной геологической модели как конечного продукта геофизической съемки.

Литература:

1. Whiting T. Tomorrow’s exploration challenges for today’s megaminers. // Convention Handbook AESC – 2006. Melbourne. Australia. 2006. P.63 - 64.
2. Ярош П.Я., Фоминых В.Г. Платиноиды в хромтитаномагнетит – пироксенитовой жиле Косьвинского дунитового тела Кытлымского массива. // Ежегодник – 1975. Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976. С. 100 - 101.
3. Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E. Chromite composition and platinum – group mineral assemblage in the Uktus Uralian – Alaskan – type complex (Central Urals, Russia). // Mineralium Deposita. 2003. V. 38. № 3. Pp. 312 - 326.
4. Заскинд Е.С., Конкина О.М., Кочнев-Первухов В.И., Столяренко В.В., Федорова С.О. Модели россыпеобразующих платиноносных массивов. // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 33 - 36.
5. Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic – ultramafic complexes in the Central Ural Mountains. // Lithos. 2007. V. 95. P. 19 - 42.
6. Хисина Н.Р., Урусов В.С. Образование гетерофазных наносистем в процессах твердофазовых превращений и реакций при изменении P, T, $P(O_2)$, $P(H_2O)$. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2003. №1 (21).
7. Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород. М.: Изд-во МГУ. 1973. 275 с.
8. Фоминых В.Г. Своеобразный тип «хромтитаномагнетитовых руд» в пироксенитах Платиноносного пояса Урала // Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Труды Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 136. Свердловск, 1978. С. 107 – 113.

О РЕШЕНИИ ГРАНИЧНЫХ ЗАДАЧ ДЛЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА С УЧЕТОМ КРИВОЛИНЕЙНОЙ ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА ДВУХ СРЕД

Шестаков А.Ф., Ладовский И.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Постановка граничных задач линейного сопряжения в теории электрического потенциала для моделей кусочно-однородных сред имеет давнюю историю и восходит к классическим работам [6], где решение задачи для локального объекта в однородной проводящей среде сведено к интегральному уравнению Фредгольма II рода относительно искомой плотности простого слоя – эквивалентных источников, образующихся на границе неоднородности. С позиций континуального подхода эта граница отождествляется с поверхностью разрыва коэффициента электропроводности сплошной среды.

Однако, в ряде случаев, актуальных для задач электроразведки (при больших значениях контрастности объекта по сравнению с вмещающей средой по электропроводности), коэффициент при интегральном члене не позволял рассчитывать на удовлетворительную сходимость решения (находимого методом итераций)

Для решения этой проблемы Г.М. Воскобойниковым [1] предложено определять искомую плотность через потенциал двойного слоя эквивалентных источников. В итоге для нее было получено интегральное уравнение Фредгольма II рода, имеющее математический смысл практически для любых физически допустимых значений электропроводности среды и объекта. Кроме того, в той же работе этот подход распространен на случай однородного проводящего полупространства (содержащего неоднородность) с плоской границей раздела земля-воздух.

Следует отметить, что в рассмотренных выше подходах к решению задачи возникает необходимость на первом этапе предварительного вычисления неизвестной плотности (простого, либо двойного слоев), наведенных на границах неоднородностей, а уже затем на втором – вычисления потенциала по соответствующей интегральной формуле. А сама методика вывода интегральных уравнений основана на представлении решений для внутренней и внешней краевых задач и последующего их «сшивания» на границе с использованием естественных граничных условий.

При дальнейшем исследовании постановки задачи линейного сопряжения с использованием аппарата обобщенных функций оказалось, что можно избежать процедуры предварительного вычисления неизвестной плотности простого, либо двойного слоев и напрямую свести задачу к интегральному уравнению относительно самого потенциала. Так, в работе [7] на примере точечного источника возбуждения поля в однородном пространстве в присутствии локального проводящего объекта, показано что искомый потенциал *U(M)* в произвольной точке *M* пространства $R^3 \setminus S$ имеет интегральное представление следующего вида:

$$\sigma(M)U(M) = (\sigma_2 - \sigma_1)\iint\limits_S U(P)\frac{\partial G(M,P)}{\partial n}dS + \sigma_1 W(M) \quad , \qquad (1)$$

которое сводится к интегральному уравнению Фредгольма II рода относительно самого потенциала на границе *S*. Здесь и далее $\sigma(M) := \{\sigma_2, M \in D;\ \sigma_1, M \in R^3 \setminus \overline{D}\}$, σ_1 и σ_2 – электропроводность вмещающей среды и объекта; *G* – функция Грина для уравнения Лапласа в безграничной среде; *W* – потенциал сторонних источников. При этом технология его вывода основывалась на совершенно ином методическом подходе, лишенном процедуры промежуточного решения задач для смежных областей (внутри и вне неоднородности), а затем последующего их сшивания. Это стало возможным благодаря тому, что распределение материального параметра среды (электропроводности) было описано в терминах ступенчатых функций, что позволило использовать континуальный подход к решению задачи во всем пространстве R^3 на основа аппарата обобщенных функций.

Как оказалось, представление (1) не единственное. В работе [4] получено эквивалентное ему представление, которое имеет вид:

$$U(x_M) = -\frac{1}{2\pi}\frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 + \sigma_2}\iint_S \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_2}{\partial N}\right)\frac{1}{r_{MP}} dS_P + W(x_M),\ x_M \in R^3;\ x_P \in S. \qquad (2)$$

где U_1 и U_2 – предельные значения на границе внешнего и внутреннего потенциалов (по отношению к неоднородности), N – внешняя нормаль к области D. При устремлении текущей точки M к границе области также возникает интегральное уравнение Фредгольма II рода [4], но уже относительно нормальной производной потенциала на границе S.

Следует отметить, что из (1) или (2) непосредственно следует известное уравнение теоретической обратной задачи электроразведки на постоянном токе, полученное П.С. Мартышко [5], если потенциал U аппроксимирован полями сингулярных источников определенного класса и задан в явном виде.

В настоящей работе рассматривается дальнейшее развитие методики исследования краевых задач сопряжения (на примере электрического потенциала) с использованием аппарата обобщенных функций в более сложной модельной постановке, а именно – с учетом криволинейного характера границы раздела S_0 двух сред, в одной из которых расположен объект неоднородности D.

Постановка задачи.

Будем предполагать, что Евклидово пространство R^3 разделено гладкой поверхностью S_0 на два подпространства: Ω_0 (верхнее) и Ω_1 (нижнее), характеризующиеся постоянными значениями электропроводности σ_0 и σ_1 соответственно; область D, ограниченная поверхностью Ляпунова S и сторонние источники тока расположены в нижнем полупространстве. Требуется найти распределение электрического потенциала U (M) в произвольной точке пространства $\Omega_0 \cup \Omega_1 \backslash D$.

Как известно, исходным уравнением для решения граничных задач стационарного электрического поля **E**, определяемого через потенциал $\mathbf{E} = -\nabla U$, является условие неразрывности полного тока во всем пространстве [6]:

$$div(\sigma\mathbf{E} + \mathbf{J}_{ст}) = 0 \quad \text{или} \quad div(\sigma \nabla U) = div\mathbf{J}_{ст}, \qquad (3)$$

где $\mathbf{J}_{ст}$ – вектор плотности тока сторонних источников. Если последние имеют точечную структуру, то с учетом краевых условий вблизи локализованных источников [8], их общий вклад (суммарная мощность q) заменяется суперпозицией сингулярных источников :

$$q = div(\mathbf{J}_{ст}) = \sum_i I_i \delta(M, M_i), \qquad (4)$$

где I_i – сила тока, поддерживаемая сторонними силами в i-ом источнике, M_i – точка его локализации, δ – дельта-функция Дирака.

Естественное условие непрерывности плотности тока трансформируется в условия сопряжения, налагаемые на поведение нормальной производной потенциала на границах раздела сред

$$\sigma_2 \left.\frac{\partial U_2}{\partial N}\right|_S = \sigma_1 \left.\frac{\partial U_1}{\partial N}\right|_S, \qquad \sigma_0 \left.\frac{\partial U_0}{\partial N}\right|_{S_0} = \sigma_1 \left.\frac{\partial U_1}{\partial N}\right|_{S_0} \qquad (5)$$

и позволяют доопределить значения полевых функций в точках разрыва через полусуммы Дирихле их лево- и правосторонних ветвей (обозначенных индексами в круглых скобках):

$$E_S^N = \frac{j_N}{\sigma_S} = \frac{1}{2}\left(\frac{j_N^{(1)}}{\sigma_1} + \frac{j_N^{(2)}}{\sigma_2}\right); \qquad E_{S_0}^N = \frac{j_N}{\sigma_{S_0}} = \frac{1}{2}\left(\frac{j_N^{(1)}}{\sigma_1} + \frac{j_N^{(0)}}{\sigma_0}\right), \qquad (6)$$

откуда непосредственно следует соответствующие представления для обратного значения величины электропроводности:

$$\frac{1}{\sigma_S} = \frac{1}{2}\left(\frac{1}{\sigma_1} + \frac{1}{\sigma_2}\right), \qquad \frac{1}{\sigma_{S_0}} = \frac{1}{2}\left(\frac{1}{\sigma_1} + \frac{1}{\sigma_0}\right). \qquad (7)$$

Конечный разрыв нормальной составляющей напряженности электрического поля на поверхностях раздела сред с различными материальными параметрами образует простой слой, плотность которого вычисляется из условий сопряжения

$$\nu_S = \frac{\partial U_1}{\partial N} - \frac{\partial U_2}{\partial N} = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 + \sigma_1} \cdot \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_2}{\partial N} \right)\Bigg|_S , \tag{8}$$

$$\mu_{S_0} = \frac{\partial U_0}{\partial N} - \frac{\partial U_1}{\partial N} = \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{\sigma_1 + \sigma_0} \cdot \left(\frac{\partial U_1}{\partial N} + \frac{\partial U_0}{\partial N} \right)\Bigg|_{S_0} . \tag{9}$$

Раскроем дифференциальный оператор уравнения (3), считая коэффициент $\sigma(x)$ функцией координат точек неоднородного пространства.

$$\nabla^2 U + \frac{\nabla\sigma(x)}{\sigma(x)}\nabla U + \frac{q(x)}{\sigma(x)} = 0, \quad x \in R^3 . \tag{10}$$

Уравнения (10) и (1) эквивалентны только для непрерывной функции $\sigma(x)$ с разрывом производных $\nabla\sigma$ не выше I рода. Но если среда кусочно однородна, а разрывный коэффициент σ аппроксимируется комбинацией импульсных (ступенчатых) функций, то на поверхности разрыва (граничной поверхности S контакта сопредельных областей) видоизмененный оператор (10) задачи сопряжения утрачивает математический смысл.

Для сохранения рамок континуального подхода к решению задачи в работе [4] показано, каким образом следует доопределить разрывные коэффициенты в (10) с использованием аппарата обобщенных функций и предложен способ вычисления прямых значений в точках разрыва. Следуя [4], преобразуем разрывной коэффициент в операторной части уравнения к виду:

$$\frac{\nabla\sigma(x)}{\sigma(x)}\nabla U = -\nabla\left(\frac{1}{\sigma(x)} \right) \cdot \sigma(x)\nabla U , \tag{11}$$

которое имеет вполне определенный математический смысл как произведение одной разрывной функции на непрерывную.

Введем систему координат, связанную с центром звездности погруженного тела, в которой $x = x_M -$ радиус-вектор текущей точки M и определим характеристическую функцию вмещающей области $\Omega_1 \backslash D$, параметризованную уравнениями ее граничных поверхностей [2,3]. Пусть $\{\Phi_0(x) = 0, \quad x \in S_0\}$ и $\{\Phi(x) = 0, x \in S\}$ – уравнения непересекающихся граничных поверхностей S_0 и S соответственно. В окрестностях точек разрыва функцию области доопределим через полусумму Дирихле ее лево- и правосторонних значений:

$$\mathrm{H}(\Phi_0) = \begin{cases} 1, \ x \in \Omega_0, \ \text{если } \Phi_0(x) > 0 \\ \frac{1}{2}, \ x \in S_0, \ \text{если } \Phi_0(x) = 0 \\ 0, \ x \in \Omega_1, \ \text{если } \Phi_0(x) < 0 \end{cases} \qquad \mathrm{H}(\Phi) = \begin{cases} 1, \ x \in \Omega_0 \cup \Omega_1 \setminus D, \ \text{если } \Phi(x) > 0 \\ \frac{1}{2}, \ x \in S, \ \text{если } \Phi(x) = 0 \\ 0, \ x \in D, \ \text{если } \Phi(x) < 0 \end{cases} \tag{12}$$

Градиент функции области коллинеарен вектору нормали к ее границе [3], а обобщенная производная ступенчатой функции равна сингулярной δ - функции, сосредоточенной на поверхности контакта сопредельных областей [2]. Тогда из (12) следует

$$\nabla\mathrm{H}(\Phi) = \delta_S(\Phi) \otimes \nabla\Phi = \mathbf{N} \otimes \delta_S(\Phi); \quad \nabla\mathrm{H}(\Phi_0) = \delta_{S_0}(\Phi) \otimes \nabla\Phi = \mathbf{N} \otimes \delta_{S_0}(\Phi) \tag{13}$$

Задаваясь величиной скачка коэффициента электропроводности и его прямым значением (7) на поверхности S, выразим эвристический закон изменения обратной электропроводности через функцию области:

$$\frac{1}{\sigma(x)} = \frac{1}{\sigma_2} + \left(\frac{1}{\sigma_1} - \frac{1}{\sigma_2} \right) \cdot \mathrm{H}(\Phi) + \left(\frac{1}{\sigma_0} - \frac{1}{\sigma_1} \right) \cdot \mathrm{H}(\Phi_0) \qquad . \tag{14}$$

В результате, градиентный член (11) задачи сопряжения преобразуется к виду, характерному для поверхностных источников простого слоя [6]

$$\nabla\left(\frac{1}{\sigma(x)}\right)\sigma(x)\nabla U=\left(\frac{1}{\sigma_1}-\frac{1}{\sigma_2}\right)(\nabla H\otimes\sigma(x)\nabla U)+\left(\frac{1}{\sigma_0}-\frac{1}{\sigma_1}\right)(\nabla H\otimes\sigma(x)\nabla U),\qquad(15)$$

или, с учетом (13) и свойств δ- функции:

$$\nabla\left(\frac{1}{\sigma(x)}\right)\sigma(x)\nabla U=\frac{\sigma_2-\sigma_1}{\sigma_2+\sigma_1}\left(\frac{\partial U_1}{\partial N}+\frac{\partial U_2}{\partial N}\right)_S\delta_S(\Phi)+\frac{\sigma_1-\sigma_0}{\sigma_1+\sigma_0}\left(\frac{\partial U_1}{\partial N}+\frac{\partial U_0}{\partial N}\right)_{S_0}\delta_S(\Phi_0).\qquad(16)$$

Таким образом, обобщенно непрерывный оператор рассматриваемой задачи сопряжения в континуальном пространстве R^3 принимает вид:

$$\nabla^2U-\nu(x_S)\delta_S(\Phi)-\mu(x_S)\delta_S(\Phi_0)+\frac{q(x)}{\sigma(x)}=0\ ,\qquad(17)$$

и представляет собой компактную запись второй обобщенной формулы Грина [2], согласно которой обобщенный лапласиан выражается через конечные скачки функции и ее нормальных производных на поверхности разрыва.

Дальнейшее решение задачи основывается на сведении (17) к интегральному представлению. Следуя методике, изложенной в [4], получаем

$$U(x_M)=-\frac{1}{4\pi}\iiint_{R^3}\frac{q(x_P)}{\lambda(x_P)}\frac{1}{r_{MP}}dV_P+\frac{1}{4\pi}\iint_S\frac{\nu(x_P)}{r_{MP}}dS_P+\frac{1}{4\pi}\iint_{S_0}\frac{\mu(x_Q)}{r_{MQ}}dS_Q\qquad(18)$$

или

$$U(x_M)=W(x_M)+P(x_M)+Q(x_M),\qquad(19)$$

где $W(x_M)\subset C^1$ – потенциал «первичного» поля источников стороннего тока:

$$W(x_M)=\frac{1}{4\pi}\iiint_{R^3}\frac{q(x_P)}{\sigma(x_P)}\frac{1}{r_{MP}}dV_P\qquad x_M,x_P\in R^3;\qquad(20)$$

$P(x_M),\ Q(x_M)\subset C^0$ – аномальные потенциалы простого слоя вторичных источников, расположенных на границах раздела среды:

$$P(x_M)=-\frac{1}{4\pi}\iint_S\frac{\nu(x_P)}{r_{MP}}dS_P,\ x_M\in R^3;\ x_P\in S;\ Q(x_M)=-\frac{1}{4\pi}\iint_{S_0}\frac{\mu(x_Q)}{r_{MQ}}dS_Q,\ x_M\in R^3;\ x_Q\in S_0\qquad(21)$$

Преобразуем поверхностные интегралы в (18) на основе второй формулы Грина с учетом условий сопряжения, налагаемых на нормальную производную потенциала по разные стороны границы. В результате получаем для $x_M\in\Omega_1\setminus\overline{D}$:

$$U(x_M)=\frac{\sigma_2-\sigma_1}{4\pi\sigma_1}\iint_S U(x_P)\frac{\partial}{\partial N}\left(\frac{1}{r_{MP}}\right)dS_P+\frac{\sigma_1-\sigma_0}{4\pi\sigma_1}\iint_{S_0}U(x_Q)\frac{\partial}{\partial N}\left(\frac{1}{r_{MQ}}\right)dS_Q+W(x_M).\qquad(22)$$

Аналогичное выражение можно записать для $x_M\in\Omega_0$.

Следствие. Если потенциал известен во внешности D (например, вследствие подбора сингулярными источниками), то (22) становится уравнением теоретической обратной задачи для определения границы объекта в рассматриваемой модельной постановке с учетом поверхности раздела двух сред. Алгоритм решения подобного класса уравнений для звездных тел хорошо известен [5]. В данном случае он незначительно усложняется из-за появления дополнительного слагаемого в целевом функционале – интеграла по границе раздела S_0 от заданных значений потенциала.

При устремлении точки M к S и S_0 с учетом предельных значений потенциалов двойного слоя из (22) возникает система двух интегральных уравнений Фредгольма II рода, относительно соответствующих граничных значений потенциала:

$$U(x_P)=\frac{\sigma_2-\sigma_1}{2\pi(\sigma_2+\sigma_1)}\iint_S U(x_P)\frac{\partial}{\partial N}\left(\frac{1}{r}\right)dS_P+\frac{\sigma_1-\sigma_0}{2\pi(\sigma_2+\sigma_1)}\iint_{S_0}U(x_Q)\frac{\partial}{\partial N}\left(\frac{1}{r}\right)dS_Q+\frac{2\sigma_1}{(\sigma_2+\sigma_1)}W(x_P)$$

$$U(x_Q)=\frac{\sigma_2-\sigma_1}{2\pi(\sigma_0+\sigma_1)}\iint_S U(x_P)\frac{\partial}{\partial N}\left(\frac{1}{r}\right)dS_P+\frac{\sigma_1-\sigma_0}{2\pi(\sigma_0+\sigma_1)}\iint_{S_0}U(x_Q)\frac{\partial}{\partial N}\left(\frac{1}{r}\right)dS_Q+\frac{2\sigma_1}{(\sigma_0+\sigma_1)}W(x_Q)\qquad(23)$$

Так в общем виде выглядит система интегральных уравнений для численного решения поставленной задачи. В заключение отметим, что в частном случае при σ_0=0 полученная система (23) и уравнение (22) могут быть использована при решении прямой и обратной задач электроразведки на постоянном токе для локальных трехмерных объектов с учетом влияния рельефа границы земля-воздух.

Литература

1. Воскобойников Г.М. О вычислении стационарных электромагнитных полей в некоторых кусочно-неоднородных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 63–75.
2. Владимиров В.С., Жаринов В.В. Уравнения математической физики. Москва, «Физматлит», 2000. – 400 с.
3. Гельфанд И.М., Шилов Г.Е. Обобщенные функции и действия над ними. Москва, «Физматгиз», 1959. – 472 с.
4. Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. Об аппроксимации разрывных коэффициентов в операторе краевой задачи линейного сопряжения // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии Межд. науч. семинара им. Д.Г. Успенского. –М.: ИФЗ РАН. С.160–164.
5. Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. – 144 с.
6. Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. Москва – Ленинград, «ОНТИ», 1937. – 998 с.
7. Шестаков А.Ф. Об использовании специальных функций при решении прямых и обратных задач электроразведки на постоянном токе // Геоэлектрические исследования контрастных по электропроводности сред: Сб. науч. трудов. – Екатеринбург: Наука, Уральское отд., 1996. С. 28–36.
8. Электроразведка: справочник геофизика. Книга 1. М.: Недра, 1989. – 440 с.

РАЗРАБОТКА ЦИФРОВОГО АППАРАТУРНО-МЕТОДИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Коноплин А.Д.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В лаборатории электрометрии Института геофизики УрО РАН разработан и успешно применяется программно-аппаратный комплекс для проведения исследований магнитотеллурическими методами, включающий в себя:

- аппаратуру низкочастотного магнитотеллурического зондирования;
- аппаратуру высокочастотного (аудио)магнитотеллурического зондирования;
- программное обеспечение обработки записанных временных рядов магнитотеллурического поля и предварительной интерпретации полученных результатов обработки.

Оба комплекта аппаратуры предназначены для проведения измерений естественного электромагнитного поля в диапазонах частот 0.0002 – 0.5 Гц (МТЦ-01) и 3 – 10000 Гц (АМТ-02). Аппаратура высокочастотного магнитотеллурического зондирования может также применяться для измерения полей искусственного источника (незаземлённой петли или заземлённого диполя). Наличие встроенного приёмника GPS в аппаратуре АМТ-02 позволяет проводить высокочастотные измерения в варианте с удалённой опорной точкой или использовать сигнал секундных импульсов для синхронизации запуска измерителя и генератора электромагнитного поля.

Аппаратура позволяет измерять две горизонтальные составляющие вектора естественного электрического поля (Ex, Ey) и все составляющие магнитного поля (Hx, Hy, Hz). В обоих комплектах аппаратуры использовано 24 разрядное аналого-цифровое преобразование, что обеспечивает возможность получения качественного материала в различных условиях в широком частотном диапазоне и на фоне интенсивных помех, например с частотой промышленной сети.

Аппаратура АМТ-02 ведёт измерения только в одном частотном диапазоне, при этом интервал дискретизации всегда равен 24 мксек (частота дискретизации АЦП - ~41.7 кГц). В аппаратуре МТЦ-01 есть возможность во время записи использовать программную децимацию потока данных, что позволяет увеличивать время непрерывной записи при проведении региональных исследований. Станция МТЦ-01 позволяет просматривать материал непосредственно во время записи, что позволяет оперативно решать проблемы в случае возможной неисправности или неверной расстановки первичных преобразователей поля.

Для измерения магнитного поля в станции АМТ-02 использован датчик индукционного типа, в станции МТЦ-01 – торсионный оптико-механический датчик, применявшийся также в аппаратуре семейства ЦЭС и МТЛ. Измерение электрического поля в станции МТЦ-01 ведётся с симметричной пятиточечной схеме с центральным электродом, в станции АМТ-02 применяется симметричная схема расстановки без центрального электрода, что позволяет в некоторых случаях более гибко изменять стандартные схемы расстановки электродов и ориентировки линий при сложном и неблагоприятном рельефе местности.

Программное обеспечение комплекса позволяет выполнять следующие операции с временными рядами, полученными на аппаратуре: предварительный просмотр полученных временных рядов, предварительную обработку (препроцессинг) записей поля во временной области, основную обработку – вычисление основных интерпретационных и вспомогательных параметров, просмотр результатов обработки, заключительную обработку результатов для последующей интерпретации.

На этапе предварительной обработки могут выполнятся следующие операции:

- интерактивное выделение временных интервалов обработки;
- режекторная фильтрация периодической составляющей с любой частотой и любым количеством гармоник в пределах частотного диапазона записи;
- нелинейная фильтрация импульсных и ступенчатых помех большой амплитуды;

– преобразование (вращение и сдвиг) координат из произвольно развёрнутой неортогональной расстановки электрических линий или датчиков к стандартно ориентированной;
– масштабирование и изменение фаз каналов записи;
– изменение частоты квантования (передискретизация) в большую или меньшую сторону;
– согласование частот квантования записей профильной и удалённой опорной точки и выделение общих временных интервалов записи.
– Во время основной обработки вычисляются следующие интерпретационные и вспомогательные параметры:
– импедансная и адмитансная оценка тензора импеданса;
– абсолютные значения и фазы типпера;
– стандартные отклонения амплитуд и фаз полученных оценок;
– различные оценки качества и достоверности получаемых результатов.

Во время основной обработки могут применяться различные варианты получения оценок основных параметров – быстрая (неробастная) оценка - оптимальная в смысле минимума среднего квадрата отклонения, но сильно зависимая от уровня помех, робастная оценка – более требовательная к вычислительным ресурсам, но дающая всегда более точный и устойчивый результат. Оба варианта обработки могут применяться при использовании данных удалённой опорной точки. В основе получения робастной оценки лежит техника вычисления коэффициентов мультивариантной линейной регрессии с итеративно изменяемыми весами накопления (в иностранных источниках упоминаемая как iteratively reweighted least squares). В данной программе объединены и обобщены приёмы обработки описанные в [1] и [4].

В программе имеется возможность визуально оценить следующие результаты обработки и их трансформации:
– кривые кажущегося сопротивления;
– кривых абсолютных значений и аргументов компонент тензора импеданса;
– вспомогательные интерпретационные параметры – кривизну (skew), неоднородность;
– кривые абсолютных значений и аргументов типпера;
– оценки качества обрабатываемого материала – коэффициенты корреляции и доверительные интервалы отклонений основных вычисляемых параметров.
– В программе заключительного этапа обработки данных реализуются следующие функции:
– объединение кривых из разных частотных диапазонов и из файлов разных форматов в единую кривую, с возможным изменением шага частотной сетки;
– сглаживание кривых, вычисление дополнительных интерпретационных параметров – кривизны, неоднородности;
– преобразование форматов данных разных обрабатывающих программ и формирование файлов для программ последующей интерпретации и визуализации.
– Вычисление основных параметров может производиться в следующих вариантах расстановок:
– профильная точка – измерение магнитного и электрического поля (E, H);
– профильная точка (E, H) и удалённая опорная точка (E или H);
– профильная точка – измерение электрического поля E и удалённая точка – измерение магнитного поля H.

Программное обеспечение позволяет проводить обработку временных рядов аппаратуры МТЦ-01/АМТ-02, а также Metronix GMS-06 и любой другой аппаратуры, с нефрагментированной структурой временных рядов, выходной формат файлов которой может быть преобразован к формату МТЦ-01/АМТ-02.

Разработанный программно-аппаратный комплекс успешно применяется при проведении исследований электромагнитными методами различных областей Урала,

Восточно-Европейской платформы и западной Сибири. Для примера на рис. 1. приведено сопоставление результатов электромагнитных зондирований, полученных разными комплектами аппаратуры (в частности МТЦ-01 и Metronix GMS-06) при проведении региональных исследований на южном Урале в 2002 г [5]. На рисунке также приведены результаты измерений малоглубинной аппаратурой индукционного зондирования МЧЗ-11 и данные, полученные аппаратурой АМТЗ более ранней разработки – «Гроза» [1].

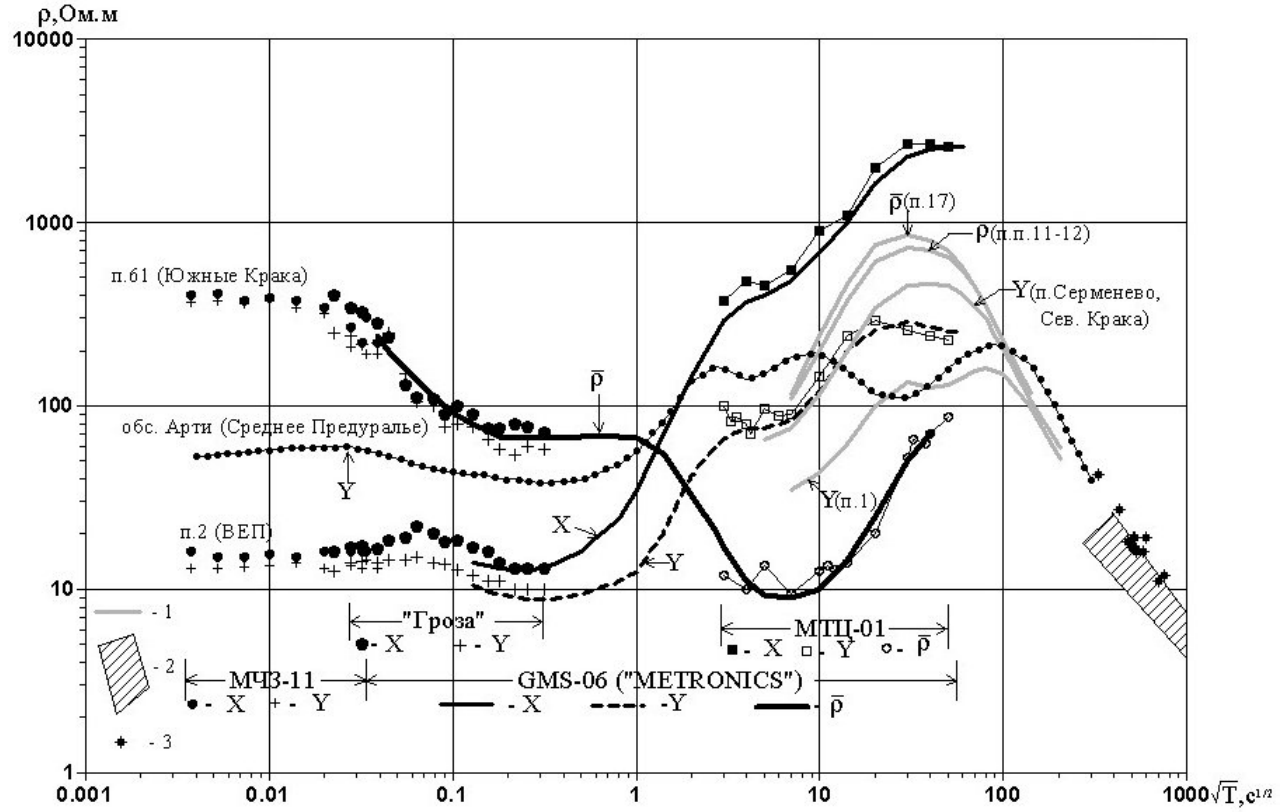


Рис. 1. Результаты сопоставления кривых электромагнитного зондирования, полученных с помощью различных аппаратурных комплексов на практических примерах. Цифры у кривых – номера пунктов профиля. Кривые $\rho_к$: X – меридиональное (север - юг), Y – широтное (восток - запад) направления, ρ – кривая эффективного сопротивления ($\sqrt{\rho_x \rho_y}$). 1 – кривые ГМТЗ; 2 – глобальное распределение $\rho_к$ с оценкой неопределённости (Рокитянский И.И., 1981); 3 - уточнённые данные глобального магнитовариационного зондирования (Файнберг Э.Б., 1983).

Литература:

1. Коноплин А.Д. Разработка цифровой аппаратуры и программно-методического обеспечения обработки данных МТЗ. Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата технических наук. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2003 г
2. Коноплин А.Д. Аппаратура высокочастотного магнитотеллурического зондирования. Материалы 33 сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”. Екатеринбург, 2006, С 147.
3. Коноплин А.Д. Цифровая станция магнитотеллурического зондирования. Материалы 29 сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”. Екатеринбург, 2002, С 274.
4. Московская Л.Ф. Робастный регрессионный и корреляционный анализ при обработке магнитотеллурических данных. Геофизика, № 2, 2004, С 49.
5. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала. Геология и геофизика, т. 48, № 10, 2007, С. 1086–1095.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕХНОГЕННОГО ПОЛЯ ЭЛЕКТРИФИЦИРОВАННОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ В ГЕОФИЗИКЕ

Вишнев В.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Практика геофизических работ показывает, что вблизи электрических железнодорожных веток (ЭЖДВ) повсеместно наблюдаются интенсивнейшие импульсные электромагнитные помехи. Они инициируются изменяющими режим энергопотребления электровозами, имеют специфическую (ступенеобразную) форму импульса и прослеживаются на удалениях от рельсов до двух и более десятков километров.

На возможность разведочного применения электрических промышленных помех одними из первых обратили внимание: в нашей стране – А.С. Поляков (1947), за рубежом – Г. Порстендорфер (1961). Первые сравнительно удачные опыты по практическому определению с помощью помех особенностей геоэлектрического разреза поставили: Г.И. Хованова (1955), Л.И. Иоффе, В.А. Комаров, М.В. Семенов (1957), Р.М Каменецская, Ю.В. Якубовский (1957) и др.

На базе упомянутых и прочих им подобных работ был создан метод блуждающих токов (МБТ). Этот метод в благоприятных условиях применяют на земной поверхности и под землей. Основная задача его шахтного варианта - прослеживание рудных залежей из горных выработок, а наземного – поиски и картирование сильно проводящих геологических образований на флангах разрабатываемых месторождений. Выполнение обеих задач возможно благодаря тому, что рельсы на горнодобывающих предприятиях контактируют с рудой. Утечки железнодорожного полотна локализованы. Структура пространственного распределения электрических составляющих используемых импульсов (практически) идентична. Аномалии намного превышают неоднородности первичного поля, а непостоянство его интенсивности легко устраняется делением амплитуды сигнала, зарегистрированного в рядовом пункте наблюдения, на соответствующую амплитуду – базисном, располагаемом на неперспективном участке поисковых работ. Однако если контакт рельсов с рудой отсутствует или имеется на нескольких отрезках пути, то применение стандартного варианта МБТ становится неэффективным, что вынуждает заниматься его модернизацией. Для ее осуществления были рассмотрены общепринятые схемы питания электровозов и некоторые особенности движения поездов. При их анализе установлено:

1. Железнодорожные перегоны имеют участки (развилки, подъемы, остановочные пункты и т.п.), где изменение режима питания локомотивов практически неизбежно. Причем если при движении по части из них в одном направлении затраты энергии электровозов повышаются (что вызывает появление положительного импульса поля), то при следовании противоположном - понижаются и т.д.

2. Промышленные помехи от электрической железной дороги, в том числе и мощные ступенеобразные импульсы, создаются большим количеством различных токов. Но вклады, возникающие за счет изменения режимов питания электровозов на конкретном отрезке пути, назовем их квазидетерминированными слагаемыми, а содержащие их импульсы – перспективными, принадлежат источнику, структура которого в те или иные моменты времени (с той или иной степенью точности) идентична. Т.е. в качестве исходной модели возбудителя полезного сигнала в модернизированном варианте метода блуждающих токов лучше всего подходит отдельная ветка, на которой работает только один, время от времени изменяющий свое энергопотребление, но не перемещающийся электровоз.

3. В электромагнитном поле с неизменной структурой пространственного распределения отношения амплитуд взаимно перпендикулярных его составляющих всегда одинаковы. И это обстоятельство можно использовать для опознавания перспективных импульсов.

4. В точках местности, расположенных около отрезка пути, где локомотивы вынуждены изменять свою тяговую нагрузку, квазидетерминированные слагаемые должны быть намного мощнее остальных и последними допустимо пренебрегать. Т.е. базисный пункт при реализации нового способа электроразведки целесообразно располагать не на безрудном участке местности (как в стандартном методе БТ), а вблизи упомянутого отрезка ЭЖД.

5. Магнитные составляющие импульсов поля тяговой сети железной дороги в установившемся режиме, по крайней мере, в случае горизонтально-однородного слоистого разреза не зависят от геоэлектрических параметров изучаемой среды,

6. Если следить за временем, направлением и особенностями прохождения поездов (остановка, ускорение и др.) по одному из мест, где смена режима питания электровозов обязательна, то перспективные импульсы, зарегистрированные на рядовых пунктах наблюдения, можно разделить на группы с положительными и отрицательными квазидетерминированными слагаемыми. Причем, прочие слагаемые в отдельных перспективных импульсах будут различного знака и при нахождении среднеарифметического значения нормированной амплитуды этих импульсов взаимно уничтожатся,

На основании перечисленных сведений не трудно догадаться, что из промышленных помех, создаваемых тяговой сетью электрической железной дороги, можно выделять однотипные по структуре пространственного распределения (а значит и по структуре источника) полезные сигналы и что эти сигналы поддаются преобразованию в значения параметра $\rho_к$ (кажущегося сопротивления).

Методика полевых работ и методика выделения из помех от ЭЖД детерминированных (полезных) сигналов, основанная на вышеизложенных соображениях, подробно описана в [1]. Вывод формул нормального поля предлагаемой разновидности МБТ дан в работе [2]. Пример, иллюстрирующий работоспособность этой методики, приведен в [3].

Литература:

1. Вишнев В. С. Некоторые характеристики техногенного электромагнитного импульсного поля тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник № 5. Екатеринбург: УрО РАН, Институт геофизики, 2003. С.16 – 23.
2. Вишнев В. С. Формулы для расчета Электрического и магнитного поля блуждающих токов тяговой сети железной дороги // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: Наука. Урал. отделение, 1998. С. 141 – 152.
3. Вишнев В. С., Дьяконова А. Г., Хачай О. А. Опыт электрозондирования верхней части земной коры Урала полем тяговой сети электрифицированной железной дороги. – «Геология и геофизика» № 12, т. 36, Новосибирск, 1998. С. 122 – 127.

ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК И МЕХАНИЗМ ВЫДЕЛЕНИЯ РАДОНА В ПОРОВОЕ ПРОСТРАНСТВО ГОРНЫХ ПОРОД

Козлова И.А., Юрков А.К.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

ikozlova75@mail.ru

Основным механизмом выделения радона из кристаллической решетки минералов в поровое пространство выступает механизм отдачи. [4] При распаде атомов радия, расположенных вблизи фазовой границы, в случае вылета альфа-частицы в противоположную от нее сторону, энергии отдачи может быть достаточно для перехода образованного атома радона в поровое пространство. Другого механизма перехода пока не обнаружено. Диффузия в твердых телах при обычных температурах практически не играет никакой роли. Поскольку при механизме отдачи количество перешедших атомов в поровое пространство зависит от площади ее поверхности, то должно наблюдаться увеличение коэффициента эманирования с уменьшением размера фракций. Однако, как по литературным, так и по полученным нами экспериментальным данным по исследованию материала для создания стандартного образца радона, такой зависимости не наблюдается [1-5].

В качестве гипотезы, объясняющей такое поведение коэффициента эманирования, Е.П. Петряев предположил, что суммарная величина общей внутренней поверхности настолько велика, что изменение наружной поверхности изменяет ее незначительно [4]. Тем не менее, величина общей поверхности изменяется в большую сторону и должно наблюдаться увеличение коэффициента эманирования при уменьшении размера фракций. Однако, при проведении экспериментальных исследований, связанных с выбором оптимального размера фракций для приготовления стандартных образцов радона, мы получили небольшое увеличение эманирующей способности от фракции 1-2 мм к более крупным (табл. 1) [2]. Содержание радия (урана) при дроблении гранитного порошка контролировалось гамма-спектрометрическими измерениями. Полученные результаты показали одинаковое содержание радия (урана) во всех фракциях.

Изучение эманирующей способности различных фракций гранитного порошка

Таблица 1

Фракция	Коэффициент эманирования, K_{Rn} %		
0,25-0,5 мм	6,2	6,5	6,1
1,0-2,0 мм	7,0	6,7	6,8
4,0-6,0 мм	7,7	8,0	7,9
8,0-12,0 мм	9,5	9,7	9,1

Наиболее вероятной причиной отсутствия в экспериментах зависимости эманирующей способности от величины наружной поверхности, может быть сорбция радона, которая зависит и от площади наружной поверхности. В этом случае, дополнительный радон, выделяющийся за счет увеличения поверхности, ею же сорбируется и, в целом, эманирующая способность образца горной породы не изменяется.

Рядом исследователей отмечается факт увеличения коэффициента эманирования в жидкие среды [1,3,4]. Одним из объяснений этого является то, что при реализации механизма отдачи часть атомов приобретает энергию достаточную для преодоления воздушного слоя в порах и внедрения в противоположную стенку, т.е. атом радона не остается в воздушной среде. В случае заполнения пор любой жидкостью атом радона затормозится и останется в ней. На наш взгляд существует более простое объяснение. При заполнении пор жидкостью сорбционная способность стенок пор и трещин уменьшается за счет сорбирования молекул жидкости. Поэтому поверхность пор и трещин обладает меньшей сорбционной способностью, из-за чего большая часть атомов остается в жидкости, заполняющей поровое пространство, вызывая отмеченное повышение коэффициента эманирования.

Для проверки предположения о наличии сорбированного радона были проведены эксперименты по нагреву стандартных образцов радона. Были взяты три стандартных образца, заполненных гранитным порошком разной фракции. После трехнедельного накопления радона в них была измерена его объемная активность. Затем вакуумным насосом из СОР был удален находящийся воздух и заполнен атмосферным, и снова измерена объемная активность радона. Далее, поочередно СОР были нагреты до $180^0 \pm 10^0$ С и вновь измерена ОАР. Измерение температуры производилось сразу после отбора пробы для определения объемной активности радона, непосредственно в рабочем веществе стандартного образца радона.

Полученные результаты (табл. 2) показали, что после удаления из стандартного образца радона всего накопленного ранее радона и последующего нагрева до 180^0С, концентрация радона достигает практически прежнего значения.

Изменение объемной активности радона при нагревании

Таблица 2

Фракция	После накопления Rn, ОАР Бк/м^3	После удаления Rn, ОАР Бк /м^3	После нагрева до 180^0С, ОАР Бк/м^3
0,25-0,5 мм	327	0	270
0,8-1,2 мм	500	0	550
4,0-6,0 мм	618	0	685

Возможным объяснением этого факта является то, что при температуре 180^0С происходит сброс какой-то части сорбированного радона в поровое пространство в свободном состоянии.

Таким образом, можно сделать вывод, что в поровом пространстве часть атомов радона покинувших кристаллическую решетку в результате механизма отдачи находится в сорбированном состоянии на поверхностях пор и трещин. Из этого следует, что наблюдаемое нами и многими другими исследователями увеличение объемной активности радона при воздействии на среду упругих колебаний как в лабораторных условиях, так и в естественном залегании может быть объяснено переходом части сорбированного радона в свободное состояние.

Литература:

1. Баранов В.И. Радиометрия. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 344 с.
2. Малыгина Т.М, Козлова И.А. Использование естественных эманирующих сред для калибровки радиометров радона //Уральская научно-практическая конференция по метрологии. Тез. докладов. Екатеринбург. 1998. С.34.
3. Новиков Г.Ф., Капков Ю.Н. Радиоактивные методы разведки. Л.:Недра. 1965. 759с.
4. Сердюкова А.С, Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и короткоживущие продукты их распада в природе. М.:Атомиздат. 1969. 312с.
5. Уткин В.И., Юрков А.К. Стандартный образец радона // Патент России № 207592 от 10.03.97.
6. Шашкин В.Л, Пруткина М.И. Эманирование радиоактивных руд и минералов. М.:Атомиздат. 1979. 312с.

ЦИФРОВАЯ КАРТА АНОМАЛЬНОГО МАГНИНОГО ПОЛЯ УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Чурсин А.В. [1], Прутьян А.М. [1], Федорова Н.В. [2]

1 - ФГУП "Уральская геофизическая экспедиция", г. Екатеринбург

2 - Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Современная концепция Государственной геологической карты России масштаба 1:1000000 третьего поколения (Госгеолкарта-1000/3) предполагает синтез всей имеющейся геологической информации и глубокую адаптацию данных геофизики, геохимии и результатов обработки аэрокосмических съемок. Эта информация, критически рассмотренная и наполненная геологическим содержанием, найдет отображение на геологической карте нового поколения. Геофизическое обеспечение Госгеолкарты-1000/3 базируется на материалах ранее выполненных геофизических исследований, обработанных и проанализированных применительно к задачам мелкомасштабного геологического картирования. Обработка геофизической информации выполнена с использованием современных компьютерных технологий. Информационной базой для создания сводных геофизических карт явились данные площадных аэрогеофизических и наземных магнитных съемок крупного, среднего и мелкого масштабов, хранящиеся в цифровой и аналоговой форме в региональных Банках данных. На период создания геофизической основы по листам P-40, 41; O-40, 41; N-40, 41 в Банке ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция» содержались данные по аэромагнитным, аэрогамма-спектрометрическим съемкам масштабов 1:200 000, 1:50 000 и крупнее.

При создании сводных карт геофизических полей предъявляются жесткие требования к геофизической картографии, связанные с устранением внутренних дефектов в массивах данных, увязкой результатов различных съемок и приведением их к единому уровню. Для этой цели в 2004 г., в соответствии с геологическим заданием, ФГУП «УГЭ» выполнила комплексную аэрогеофизическую (аэромагнитную и аэрогамма-спектрометрическую) съемку по увязочным профилям на листах P-40,41; O-40,41 и N-40,41. Эти материалы и данные по аэромагнитным съемкам на региональных профилях, проведенных в Уральском регионе в 1985 - 1994 г.г., позволили создать каркасную аэромагнитную сеть.

Материалы магнитометрических съемок, проведенные в течение столь длительного периода, требуют тщательного учета вековых изменений геомагнитного поля. Для приведения этих данных к единому уровню проведены дополнительные исследования применения тех или иных моделей нормального поля и вековых вариаций. Ранее при составлении карты аномального магнитного поля СССР в качестве поля относимости использовалась модель ИЗМИРАН 1965 года. Дальнейшие исследования показали, что на существующих картах значительно искажена региональная составляющая аномального магнитного поля. При сопоставлении графиков ΔT_a, снятых с карт и данных специальной аэромагнитной съемки по региональным пересечениям Урала, выявлены скачки в уровнях достигающие 200 нТл. Анализ карт нормального магнитного поля, составленных ИЗМИРАН (г. Санкт-Петербург) для эпох 1965, 1990 и 2000 годов показал, что изменения модуля индукции T за 35 лет с 1965 по 2000 гг. для рассматриваемой территории составляли от 200 нТл на юго-востоке до 600 нТл на северо-западе. Расхождения значений T этих моделей с данными измерений в магнитной обсерватории Арти (Свердловская область) значительные и достигают 96 нТл (рис.1).

Международные аналитические модели нормального поля Земли IGRF лучше соответствуют данным измерений в обсерватории, для изучаемого периода различия значений векового хода редко превышают 20 нТл. По данным обсерватории Арти рост магнитного поля T с 1965 по 2004 годы составляет 691 нТл, а по данным моделей IGRF – 680 нТл. В данные съемок по сети опорных профилей поправки за вековую вариацию магнитного поля определялись по разностям для моделей IGRF.

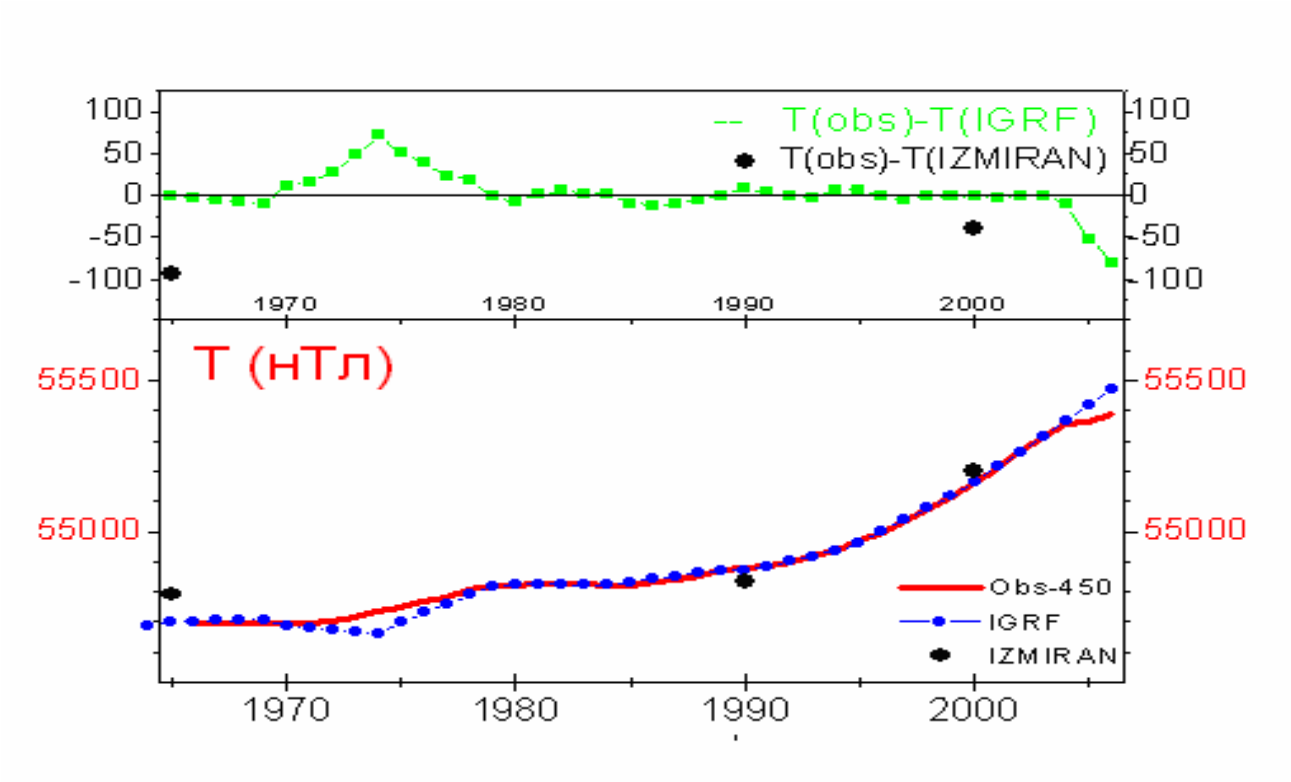


Рис.1. Изменения геомагнитного поля в обсерватории Арти по данным наблюдений (1) и моделям ИЗМИРАН (3) и IGRF (2): а) – абсолютные значения; б) – разности между измеренными и модельными значениями для ИЗМИРАН (5) и IGRF (4)

Сводные цифровые карты аномального магнитного поля масштаба 1:1 000 000 составлены на основе созданных ранее цифровых карт листам масштаба 1:200 000 (рис.2). Материалы аэромагнитных съемок использовались как в цифровой, так и в аналоговой форме. Для переноса карт в аналоговой форме в цифровой формат по каждому листу произведено сканирование на широкоформатном сканере. По скан-образу выполнена векторизация изолиний с указанием значений АМП и их привязка к географическим координатам в программе MapEdit. Цифровые данные вводились в виде матриц (при наличии таковых), либо с электронных карт. Векторизованная карта и цифровые данные по каждому листу масштаба 1:200000 экспортированы в программу ArcView и далее в программу БанкГеоИнф.

При составлении сводных цифровых карт АМП использованы, в основном, данные аэромагнитных съемок. На участках, где отсутствовали аэромагнитные съемки (центральная часть Среднего Урала), были использованы данные наземных съемок. Отличительной особенностью наземных съемок является то, что они выполнены с аппаратурой разного типа, при этом были проведены измерения различных составляющих магнитного поля: измерения вертикальной составляющей Z_a аномального магнитного поля (магнитометры М-2, М-23, М-27) и модуля полного вектора T магнитной индукции (ММП-203 и его аналоги). По результатам контрольных измерений на поверхности земли различия значений ΔT_a и Z_a в одних и те же точках составили ±30 нТл, при этом наблюдается почти полная повторяемость графиков ΔT_a и Z_a даже в высокоградиентных зонах. Проведены дополнительные исследования вопросов, возникающих при использовании карт изодинам Z_a при составлении сводных карт АМП. По профилю Кедрово-Космаково (Средний Урал) выполнена аэромагнитная съемка со спутниковой навигацией. Полученные при аэромагнитной съемке значения ΔT_a были сопоставлены со значениями Z_a, снятыми с карт. В спокойных полях среднеквадратическая ошибка составила ±5 нТл.

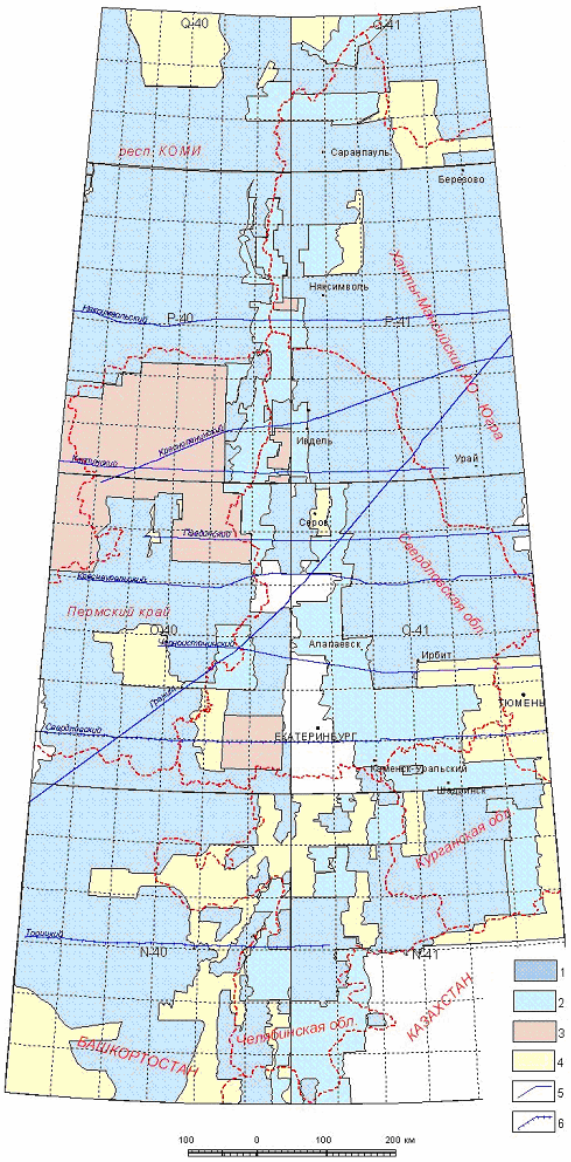


Рис. 2. Схема изученности аэромагнитными съемками территории Урала.

Одновременно было установлено, что разница в уровнях магнитного поля, измеренного и снятого с карт, колеблется в пределах 10÷50 нТл, в среднем составляет ±31 нТл. В аномальных зонах наблюдаются несколько большие расхождения, что вызвано, главным образом, различиями в высотах съемок (высота при аэросъемке составляет 50 - 100 м, а при наземной съемке - 1 м). Подобные значения погрешностей получены при сопоставлении материалов съемок *T* и *Z* по другим участкам. В результате уравнивания по площади расхождения в аномальных магнитных полях по границам наземной и аэромагнитной съемок становились существенно меньше 5÷10 нТл.

В итоге проведенной работы составлена цифровая карта аномального магнитного поля Урала и Западной Сибири относительно нормального поля ИЗМИРАН 1965 г. для сети 250×250 м в которой исправлены обнаруженные ранее перекосы нормального уровня. По эти данным составлены карты на листы P-40,41; O-40,41; N-40,41 масштаба 1:1000000. Дополнительно на эти листы составлены матрицы с шагом 1×1 км. Все карты подготовлены в виде цифровых моделей и могут быть легко тиражированы. Научно-редакционный совет по геологическому картированию территории Российской Федерации Роснедра принял эти карты и рекомендовал использовать их при составлении Госгеолкарты-1000/3.

МОДЕЛИРОВАНИЕ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНОГО СПЕКТРА АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

Беликов В.Т. Институт геофизики УрО РАН

Акустическая эмиссия (АЭ) – явление, сопутствующее многим физическим процессам в твердом теле. Чаще всего под АЭ понимают излучение материалом упругих волн, обусловленное перестройкой его внутренней структуры [1]. Среди проблем, которые существуют при изучении АЭ, следует отметить, прежде всего, сложности, связанные с ее регистрацией, а также трудности при идентификации источников акустического излучения (АИ). Однако самая главная проблема – это количественная интерпретация экспериментальных данных по АЭ. Очевидно, что методологической основой для нее должна стать соответствующая физико-математическая модель и установленная на ее основе количественная взаимосвязь между параметрами АИ и структурными, а также физическими характеристиками твердого тела. Ранее нами была предложена модель для количественного описания АЭ и получены соотношения, описывающие связь между параметрами АИ и структурными и физическими характеристиками гетерогенной среды. С учетом этих результатов, целью данной работы является изучение зависимости морфологии амплитудно-частотного (АЧ) спектра АЭ от структурных и физических параметров излучающей среды. В силу того, что источники АЭ крайне разнообразны, в данной статье мы ограничимся в основном рассмотрением АЭ, обусловленной колебаниями поверхностей трещин.

Основой для описания процессов генерации АЭ является система осредненных уравнений тепломассопереноса в гетерогенных средах [2]. С использованием этих соотношений были получены уравнения для распространения продольных и поперечных волн в гетерогенной среде, состоящей из некоторого конечного количества фаз. Например, осредненное уравнение для продольных волн имеет вид:

$$\ddot{u}_i^l - \mathrm{c}_l^2 \frac{\partial^2 u_i^l}{\partial x_k^2} = \mathrm{A}_i^l \,. \qquad (1)$$

Обозначения следующие: u_i^l - i-я компонента смещения, c_l -скорость продольных волн, A_i^l - функция источника, описывающая возбуждение АИ, вызванного колебанием межфазных поверхностей. Индекс “l” (который мы в дальнейшем будем опускать) указывает на то, что уравнение (1) описывает распространение продольных волн. Аналогичное (с точностью до индексов) соотношение можно записать и для поперечных волн. Функция источника A_i в этих уравнениях может быть представлена так:

$$\mathrm{A}_i = \frac{1}{2\rho}\sum_{\substack{\alpha,\beta \\ \alpha\neq\beta}} \Delta\widetilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta}\widetilde{n}_k^{\alpha}\Omega_{\alpha\beta} = \frac{1}{2\rho}\sum_{\substack{\alpha,\beta \\ \alpha\neq\beta}} \frac{\left|\Delta\widetilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta}\widetilde{n}_k^{\alpha}\right| e_i^{\alpha\beta}\widetilde{L}^{\alpha\beta}\Omega_{\alpha\beta}}{\widetilde{L}^{\alpha\beta}} = \frac{1}{2}\sum_{\substack{\alpha,\beta \\ \alpha\neq\beta}} \nu_{\alpha\beta}^2\widetilde{L}_i^{\alpha\beta} \,, \qquad (2)$$

где $\Delta\widetilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta}$ - осредненная разница упругих напряжений на межфазной границе между произвольными α- ой и β- ой фазами гетерогенной среды, $\widetilde{n}_k^{\alpha}$ - осредненный вектор нормали, внешней по отношению к α-ой фазе, $\Omega_{\alpha\beta}$ - удельная внутренняя поверхность, соответствующая межфазной поверхности $\mathrm{S}_{\alpha\beta}$, разделяющей α-ю и β-ю фазы, ρ - плотность среды, $\left|\Delta\widetilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta}\widetilde{n}_k^{\alpha}\right| = \Delta\widetilde{\sigma}_{\alpha\beta}$ - модуль осредненного вектора силы, действующей на границе между α- ой и β- ой фазами, $e_i^{\alpha\beta}$ - единичный вектор в ее направлении, $\widetilde{L}^{\alpha\beta}$ - осредненная амплитуда колебаний межфазной поверхности между α- ой и β- ой фазами, $\widetilde{L}_i^{\alpha\beta}$ - i-я компонента осредненного вектора смещения межфазной поверхности $S_{\alpha\beta}$. Величина $\nu_{\alpha\beta}$ - частота, соответствующая колебаниям межфазной поверхности между α- ой и β- ой фазами гетерогенной среды, определяемая следующим образом:

$$\nu_{\alpha\beta} = \sqrt{\frac{\left|\Delta\tilde{\sigma}_{ik}^{\alpha\beta}\tilde{n}_k^{\alpha}\right|\Omega_{\alpha\beta}}{\rho\tilde{L}^{\alpha\beta}}} = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}_{\alpha\beta}\Omega_{\alpha\beta}}{\rho\tilde{L}^{\alpha\beta}}} \quad . \qquad (3)$$

Когда мы рассматриваем гомогенное твердое тело с трещинами, предыдущие формулы упрощаются. В этом случае мы имеем две фазы: твердую – “1” и трещинную – “2”, а соотношение (3) запишется так:

$$\nu = \nu_{12} = \sqrt{\frac{\left|\Delta\tilde{\sigma}_{ik}^{12}\tilde{n}_k^{1}\right|\Omega_{12}}{\rho\tilde{L}^{12}}} = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}_{12}\Omega_{12}}{\rho\tilde{L}^{12}}} = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}\Omega}{\rho\tilde{L}}}\,, \qquad (4)$$

Для детального изучения процессов генерации АИ трещинами, необходимо, ввести функцию распределения трещин по размерам f(r), определяемую как относительное количество трещин в единице объема с радиусом от r до r+dr. Функция f(r) должна удовлетворять условию нормировки [3]. В силу того, что мы вводим функцию распределения, целесообразно рассматривать трещины с радиусом от r до r+dr, как отдельную фазу (в рамках всей трещинной фазы). Следовательно, для набора трещин из данного интервала размеров можно ввести характерную частоту в соответствии с (3) и (4). Измеряемые структурные характеристики среды, такие как трещиноватость φ и удельная внутренняя поверхность Ω выражаются через функцию распределения трещин по размеру f(r), при этом можно изучать их распределение в зависимости от радиуса трещин. В данной работе мы рассматривали, так называемую, прямую задачу. В качестве исходных данных для нее использовались функция распределения f(r), а также модельные зависимости $\Delta\tilde{\sigma}$ и $\tilde{L}$ от радиуса трещин. Далее по формуле (4) определялись частоты АИ, генерируемого трещинами в данном интервале радиусов, затем строился АЧ спектр АЭ (зависимость $\tilde{L}$ от ν).

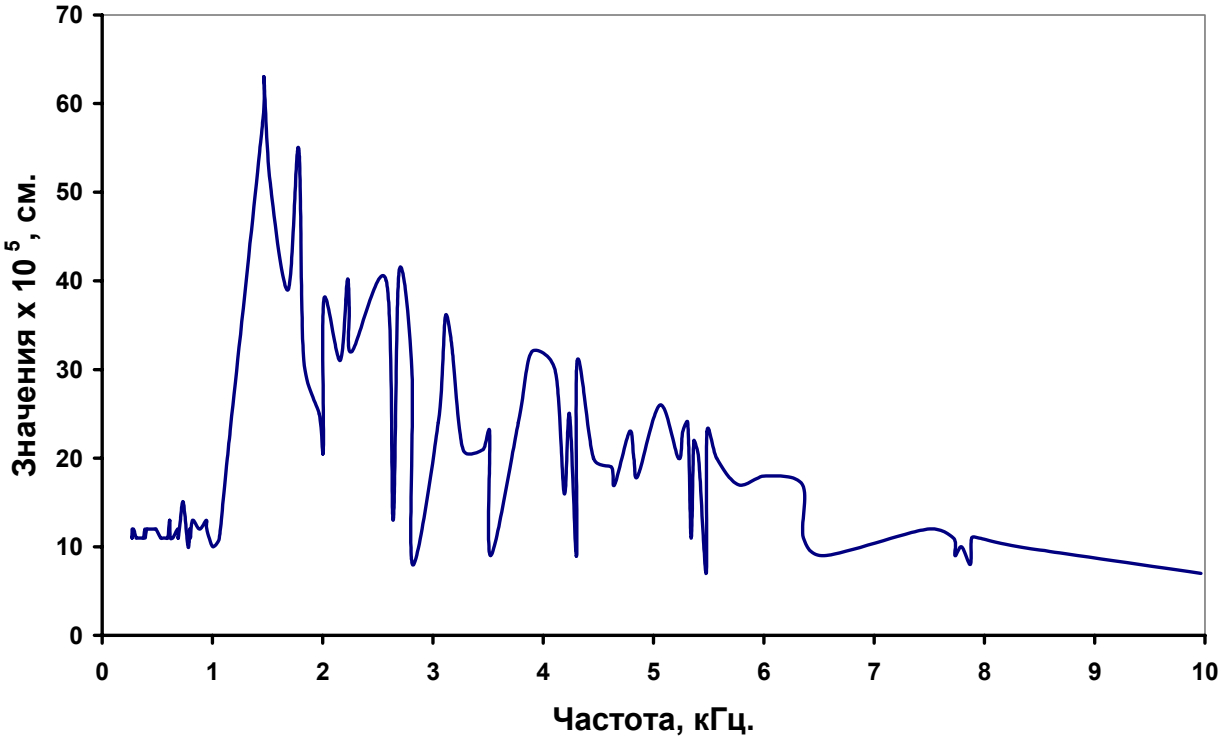


Рис. 1. Амплитудно-частотный спектр акустической эмиссии

На рисунке 1 представлен рассчитанный по формуле (4) АЧ спектр АЭ в соответствии с выбранной функцией распределения f(r) и принятыми модельными зависимостями $\Delta\tilde{\sigma}$ и $\tilde{L}$ от радиуса трещин Полученная морфология теоретически рассчитанных АЧ спектров характерна для наблюдаемых экспериментально АЧ спектров АЭ. Таким образом, формула

(4), устанавливающая связь между частотой и структурой, а также физическими характеристиками среды, даёт возможность получать практически неограниченное число вариантов морфологии АЧ спектра АЭ, обусловленной колебаниями поверхностей трещин.

Выводы

Предложена физико-математическая модель генерации АЭ и получены соотношения, связывающие параметры АИ со структурными и физическими характеристиками гетерогенной среды и, в частности, разрушающегося твердого тела с трещинами.

Проведенное математическое моделирование процессов АЭ показало, что морфология АЧ спектров зависит от вида функции распределения трещин по размерам, а также от характера зависимости амплитуды смещения межфазных поверхностей и разницы упругих напряжений на поверхности излучающих трещин от их эффективного радиуса.

Результаты решения прямой задачи: построения АЧ спектра с использованием связи частоты АЭ со структурными характеристиками среды (формулы (6) и (8)) дают возможность перейти к решению обратной - восстановлению структурных параметров твердого тела с трещинами по наблюденному АЧ спектру АЭ.

Работа поддержана Программой 16 Президиума РАН и грантом РФФИ Урал № 07-05-96053.

Литература:

1. Баранов В.М. Акустические измерения в ядерной энергетике. – М.: Энергоатомиздат, 1990.-320с.
2. Алейников А.Л., Беликов В.Т., Немзоров Н.И. Акустическая эмиссия в гетерогенных средах. – Дефектоскопия, 1993, № 3, с. 31-36.
3. Вентцель Е.С. Теория вероятностей.- М: Наука,1958.- 464с.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Щапов В.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Оренбургская область входит в Волго-Уральский нефтегазоносный бассейн, наряду с Пермской, Кировской Куйбышевской и Саратовской областями.

В состав платформенного чехла Волго-Уральского бассейна входят отложения девонской, каменноугольной и пермской систем, мезозойские осадки и меньше кайнозойские образования. Территория области достаточно хорошо разбурена поисковыми и разведочными скважинами. В целом по Оренбургской области открыты 38 газовых и газонефтяных месторождений, расположенных в основном в северо-западной части области.

Основные продуктивные горизонты на нефть и газ приурочены к отложениям палеозоя, сложенными терригенными и карбонатными породами.

В геологическом строении Оренбургского месторождения принимают участие три крупных комплекса: надсолевой терригенный (P2-KZ) сульфатно-галогенный (P1kg) и подсолевой карбонатный (D3zv-Plar).

Оренбургское месторождение расположено в пределах площади, ограниченной следующими географическими координатами: 51°55'-51°02 с.ш. и 55°08'-53° в. д.

Оренбургское месторождение приурочено к Соль-Илецкому выступу, крупному тектоническому элементу, расположенному в зоне сочленения Волго-Уральской антеклизы с Прикаспийской впадиной и Предуральским прогибом. Оренбургское месторождение непосредственно связано с крупнейшей структурой осадочного чехла, именуемой Оренбургским валом, который имеет достаточно сложное строение в связи с проявлением в его пределах и тектонических, и седиментационных структурных факторов.

Восточная часть месторождения в структурном отношении охватывает часть Оренбургского вала, где, кроме Восточного купола, выделяются еще три небольших купола (Западно-Караванский, Караванскнй и Южно-Караванский), которые были выявлены в последние годы, когда на востоке месторождения проводились работы по доразведке нефтяных оторочек месторождения.

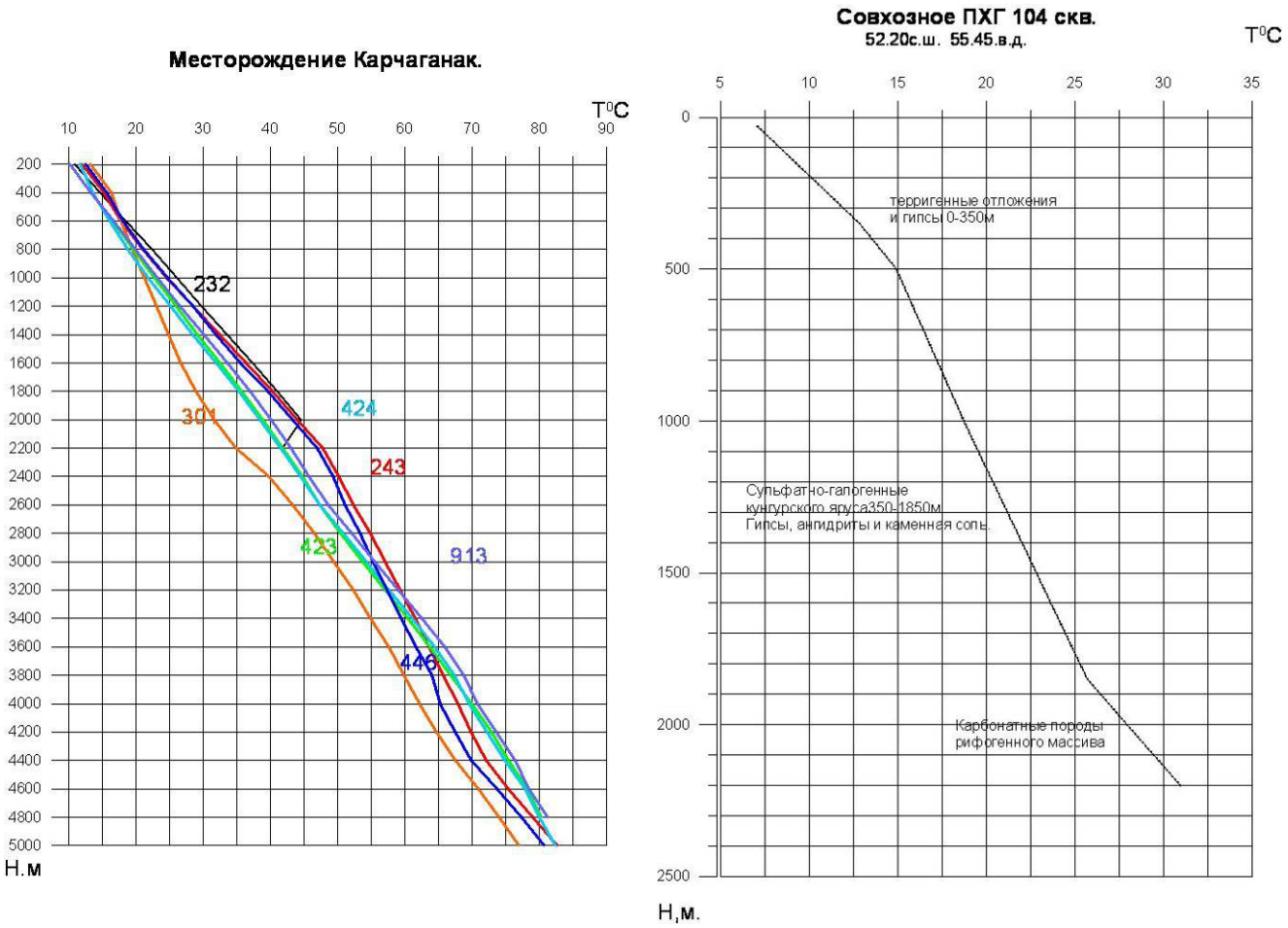
Геотермограммы по месторождению состоят из линейно-кусочных отрезков с различными геотермическими градиентами, изменяющимися в зависимости от плотности карбонатных пород. В соответствие с коэффициентами теплопроводности комплексов им присущи соответствующие градиенты температуры : надсолевой терригенный (P2-KZ) характеризуется величиной геотермического градиента, равной 13.8-25.0°С на 1 км, сульфатно-галогенный (P1kg) - 7,2-10,5°С на 1 км, подсолевой карбонатный, который вмещает продуктивные толщи (D3zv-Plar) - 16,1-21,4°С на 1 км.

Средние значения градиентов по глубине составляют от 11,3 до 14,0С° на км и соответственно плотность потока изменяется в интервале 31,2 - 36,4 мвт/м^2

Примером, когда содержание конденсата изменяется по площади, и особенно по глубине, является Карачаганакское месторождение с координатами 51^{o}20' с.ш. 53^{o}20' в.д. Среднее значение градиентов температур, вычисленное по 7 скважинам глубиной до 5 км составляет 15°С/км. При использовании табличного значения коэффициента теплопроводности известняков плотность теплового потока составит 39 мвт/м^2.

Совхозное подземное хранилище газа после отработки и добычи основного объёма газа используется для хранения газа из других месторождений.

Координаты месторождения 52^{o}20' с.ш. 55^{o}45' в.д. Термограммы по глубине месторождения представляют собой три кусочно-линейных отрезка, градиенты которых отражают коэффициенты теплопроводности пересечённых скважиной толщ. Так верхняя толща терригенных отложений и гипсов до глубины 350 м, характеризуется значениями 16.4°С/км., сульфатно-галогенные отложения кунгурского яруса до глубин 1850 м. выделяются пониженными градиентами до 8°С/км., и нижележащим карбонатным породам рифтогенного массива присущи градиенты температур 15°С/ км. Среднее значение плотности теплового потока составляет 39 мвт/м^2.

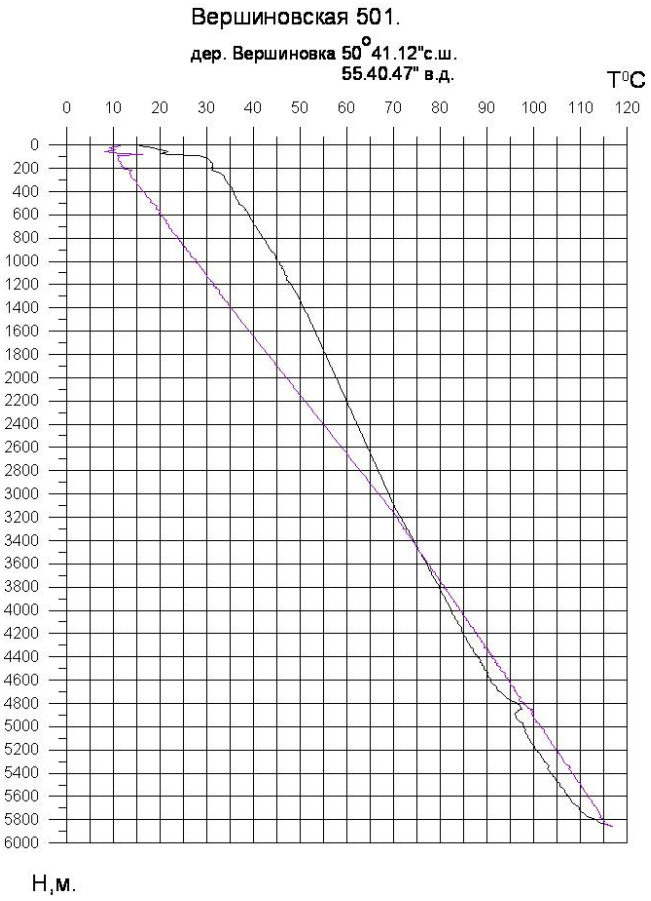


Поисково-разведочная скважина 501 с координатами 50°41' с.ш. 55°40' в.д., расположена на юге области и пересекла отложения от юры- триаса до карбонатных отложений нижнего девона Скажина не вскрыла продуктивных горизонтов углеводородов. На глубине 6 км зафиксирована температура 120°С. Среднее значение градиента температуры на интервале глубин 30м-6км. Составляют 19°С/км. и плотность потока соответственно 49,4 мвт/м^2. Полученные новые значения теплового потока приведены в табл 1. и войдут дополнительно в базу данных по плотности теплового потока региона.

Тепловое поле, наряду с сейсмическим, гравитационным и магнитным, являться основой для построения дальнейших геолого-геофизических моделей эволюции Урала.

Табл.1.

Месторождение	Координаты	Координаты	Градиент температуры.	Плотность теплового потока
Оренбургское НГКМ	51°55'-51°02 с.ш.	55°08-53° в.д.	11,3-14,0°С/ км	31,2-36,4 мвт/м^2
Карчаганакское	51°20' с.ш.	53°20' в.д.	15°С/км.	39 мвт/м^2.
Совхозное	52°20' с.ш.	55°45' в.д.	15°С/ км	39 мвт/м^2
Вершиновское	50°41' с.ш.	55°40' в.д	19°С/ км.	49,4 мвт/м^2



Литература:

1. Геологическое строение СССР т 4. Полезные ископаемые. М.Недра 1968. 504с.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых т.1 Русская платформа. Ленинград. Недра, 1985. 356с.
3. Шулаев В.Ф. Роль геотермических исследований в комплексе ГИС при изучении и контроле за разработкой нефтегазовых месторождений. Башкирский гос.ун-т, Уфа, 2000. С.14-20.
4. Темиргалиев Р.Г., Шулаев В.Ф., Шаповал Н.А. Анализ материалов ГИС по скважинам Совхозного ПХГ, заглушенным с целью ликвидации заколонных перетоков. Башкирский гос. Ун-т. Уфа, 1999. С.94-99.
5. Темиргалиев Р.Г., Шулаев В.Ф., Шаповал Н.А. Возможность использование наблюдательных скважин ПХГ в качестве обьекта геотермических исследований. Башкирский гос.ун-т, Уфа, 2000. С.20-28.

Список участников конференции

Ф.И.О.	**Место работы**	
Акимова Елена Николаевна	Институт математики и механики УрО РАН	4
Александров Павел Николаевич	ЦГЭМИ ИФЗ РАН	8
Анфилогов Всеволод Николаевич	Иминх УРО РАН	299
Астраханцев Юрий Геннадьевич	Институт геофизики УрО РАН	12, 81, 179, 260
Бахвалов Альфред Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	130
Бебнев Алексей Сергеевич	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	135
Беликов Виктор Тихонович	Институт геофизики УрО РАН	324
Бессонова Елена Александровна	ТОИ ДВО РАН	15
Борисенков Михаил Федорович	Институт физиологии Коми НЦ УрО РАН	23
Бушарина Софья Владимировна	ИГГ УрО РАН	32, 36
Бычков Сергей Габриэльевич	Горный институт УрО РАН, Пермь	183
Варлашова Юлия Викторовна	Горный институт УрО РАН	25
Васин Владимир Васильевич	Институт математики и механики УрО РАН	4
Винничук Наталия Николаевна	Институт геофизики УрО РАН	29
Виноградов Альберт Михайлович	Институт геофизики УрО РАН	32, 36
Вишнев Владимир Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	317
Володькова Татьяна Васильевна	Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН	44
Геник Иван Васильевич	Горный институт УрО РАН	48
Глухих Игорь Иванович	Институт геофизики УрО РАН	12, 52
Голованова Инесса Владимировна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	54
Гуляев Александр Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	58
Данукалов Константин Николаевич	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	63
Демежко Дмитрий Юрьевич	Институт геофизики УрО РАН	54
Долгаль Александр Сергеевич	Горный институт УрО РАН	67, 183, 205
Дружинин Владимир Степанович	Институт геофизики УрО РАН	58, 71, 76
Дрягин Вениамин Викторович	Институт геофизики УрО РАН	93
Дьяконов Борис Петрович	ВНИИ ГЕОсистем, Москва	81, 260
Дьяконова Аза Григорьевна	Институт геофизики УрО РАН	85
Журавлёва Розалия Борисовна	Институт геофизики УрО РАН	89
Иванченко Виктор Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	52
Иголкина Галина Валентиновна	Институт геофизики УрО РАН	93
Калмыков Алексей Андреевич	УГТУ	96
Каршаков Евгений Владимирович	Институт проблем управления РАН	40
Козлова Ирина Анатольевна	Институт геофизики УрО РАН	319
Колтышева Елена Степановна	Институт геофизики УрО РАН	101
Конанова Надежда Витальевна	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	268
Коноплин Алексей Дмитриевич	Институт геофизики УрО РАН	314
Копылов Михаил Иннокентьевич	ФГУП «Дальгеофизика»	103, 107

Корчагин Игнат Николаевич	Институт геофизики НАН Украины	139, 244
Кочнев Владимир Алексеевич	Институт вычислительного моделирования СО РАН	111, 115
Кузнецов Николай Борисович	Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва	119, 198
Кусонский Олег Александрович	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	81, 123, 126, 130, 135
Ладовский Игорь Викторович	Институт геофизики УрО РАН	76, 309
Литовский Владимир Васильевич	Уральский государственный университет путей сообщения	143
Ломакин Виктор Сергеевич	Ур. фил. ОАО ВНИМИ	147, 151
Лютоев Владимир Алексеевич	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	157
Мавричев Виктор Григорьевич	ФГУ НПП Геологоразведка	161
Малютин Александр Николаевич	Украинский государственный геологоразведочный институт	256
Мартышко Петр Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	163, 167
Мезенина Зифа Сабирьяновна	Институт геофизики УрО РАН	93
Мигачев Андрей Евгеньевич	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	135
Миненко Павел Александрович	Европейский университет	171
Молодцов Игорь Вадимович	ФГУ НПП Геологоразведка	161
Начапкин Николай Иванович	Институт геофизики УрО РАН	71, 76, 81, 179, 260
Неведрова Нина Николаевна	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	175
Новиков Сергей Сергеевич	ООО ПКФ «Недра–С», Астрахань	179
Новоселицкий Владимир Маркович	Горный институт УрО РАН, Пермь	183
Нульман Алла Арнольдовна	Институт геофизики УрО РАН	187
Овчаренко Аркадий Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	191
Осипов Вячеслав Юрьевич	Институт геофизики УрО РАН	71, 76
Панин Григорий Леонидович	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	195
Панченко Борис Алексеевич	УГТУ	96
Пономарева Татьяна Анатольевна	Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар	157, 198
Поршнев Сергей Владимирович	УГТУ	96
Пруткин Илья Леонидович	Технический университет Дельфт, Нидерланды	202
Прутьян Александр Михайлович	ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция»	321
Пугин Алексей Витальевич	Горный институт УрО РАН, Пермь	205
Пьянков Валентин Александрович	Институт геофизики УрО РАН	163, 209, 213, 217
Ратушняк Александр Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	220
Рашидов Владимир Александрович	Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН	19
Рублев Алексей Леонидович	Институт геофизики УрО РАН	224
Сальманова Раушания Юрисовна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	54
Светлакова Аида Насибовна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	228
Свяжина Идея Александровна	Институт геофизики УрО РАН	231

Сенин Лев Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	235
Сенина Татьяна Егоровна	Институт геофизики УрО РАН	238
Сокол-Кутыловский Олег Леонидович	Институт геофизики УрО РАН	242
Суворов Владимир Дмитриевич	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	248
Сушкин Леонид Борисович	ООО «Рос-ДВ»	252
Троянов Александр Кузмич	Институт геофизики УрО РАН	81, 179, 260
Тягунов Дмитрий Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	264
Угрюмов Иван Александрович	Институт геофизики УрО РАН	32
Удоратин Валерий Вячеславович	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	268
Улитин Руслан Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	272, 276
Уткин Владимир Иванович	Институт геофизики УрО РАН	280
Федорова Наталья Васильевна	Институт геофизики УрО РАН	284, 286, 288, 321
Федорова Ольга Ивановна	Институт геофизики УрО РАН	272, 276
Хачай Ольга Александровна	Институт геофизики УрО РАН	291, 295
Хачай Юрий Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	299
Хейнсон Александр Петрович	Институт геофизики УрО РАН	12, 52
Хрущева Валентина Викторовна	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	130, 135
Цидаев Александр Григорьевичв	Институт геофизики УрО РАН	167
Чурсин Александр Васильевич	ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция»	288, 321
Шархимуллин Артур Фагитович	ПФ «Севергазгеофизика»	302
Шерендо Татьяна Андреевна	Институт геофизики УрО РАН	306
Шестаков Алексей Федорович	Институт геофизики УрО РАН	309
Щапов Владислав Анатольевич	Институт геофизики УрО РАН	321
Юрков Анатолий Константинович	Институт геофизики УрО РАН	319
Якимчук Николай Андреевич	Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАН Украины	139, 244

Список участников конференции

Ф.И.О.	**Место работы**	
Акимова Елена Николаевна	Институт математики и механики УрО РАН	4
Александров Павел Николаевич	ЦГЭМИ ИФЗ РАН	8
Анфилогов Всеволод Николаевич	Иминх УРО РАН	299
Астраханцев Юрий Геннадьевич	Институт геофизики УрО РАН	12, 81, 179, 260
Бахвалов Альфред Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	130
Бебнев Алексей Сергеевич	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	135
Беликов Виктор Тихонович	Институт геофизики УрО РАН	324
Бессонова Елена Александровна	ТОИ ДВО РАН	15
Борисенков Михаил Федорович	Институт физиологии Коми НЦ УрО РАН	23
Бушарина Софья Владимировна	ИГГ УрО РАН	32, 36
Бычков Сергей Габриэльевич	Горный институт УрО РАН	183
Варлашова Юлия Викторовна	Горный институт УрО РАН	25
Васин Виталий Владимирович	Институт математики и механики УрО РАН	4
Винничук Наталия Николаевна	Институт геофизики УрО РАН	29
Виноградов Альберт Михайлович	Институт геофизики УрО РАН	32, 36
Вишнев Владимир Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	317
Володькова Татьяна Васильевна	Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН	44
Геник Иван Васильевич	Горный институт УрО РАН	48
Глухих Игорь Иванович	Институт геофизики УрО РАН	12, 52
Голованова Инесса Владимировна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	54
Гуляев Александр Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	58
Данукалов Константин Николаевич	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	63
Демежко Дмитрий Юрьевич	Институт геофизики УрО РАН	54
Долгаль Александр Сергеевич	Горный институт УрО РАН	67, 183, 205
Дружинин Владимир Степанович	Институт геофизики УрО РАН	58, 71, 76
Дрягин Вениамин Викторович	Институт геофизики УрО РАН	93
Дьяконов Борис Петрович	ВНИИ ГЕОсистем, Москва	81, 260
Дьяконова Аза Григорьевна	Институт геофизики УрО РАН	85
Журавлёва Розалия Борисовна	Институт геофизики УрО РАН	89
Иванченко Виктор Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	52
Иголкина Галина Валентиновна	Институт геофизики УрО РАН	93
Калмыков Алексей Андреевич	УГТУ	96
Каршаков Евгений Владимирович	Институт проблем управления РАН	40
Козлова Ирина Анатольевна	Институт геофизики УрО РАН	319
Колтышева Елена Степановна	Институт геофизики УрО РАН	101
Конанова Надежда Витальевна	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	268
Коноплин Алексей Дмитриевич	Институт геофизики УрО РАН	314
Копылов Михаил Иннокентьевич	ФГУП «Дальгеофизика»	103, 107
Корчагин Игнат Николаевич	Институт геофизики НАН Украины	139, 244

Кочнев Владимир Алексеевич	Институт вычислительного моделирования СО РАН	111, 115
Кузнецов Николай Борисович	Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва	119, 198
Кусонский Олег Александрович	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	81, 123, 126, 130, 135
Ладовский Игорь Викторович	Институт геофизики УрО РАН	76, 309
Литовский Владимир Васильевич	Уральский государственный университет путей сообщения	143
Ломакин Виктор Сергеевич	Ур. фил. ОАО ВНИМИ	147, 151
Лютоев Владимир Алексеевич	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	157
Мавричев Виктор Григорьевич	ФГУ НПП Геологоразведка	161
Малютин Александр Николаевич	Украинский государственный геологоразведочный институт	256
Мартышко Петр Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	163, 167
Мезенина Зифа Сабирьяновна	Институт геофизики УрО РАН	93
Мигачев Андрей Евгеньевич	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	135
Миненко Павел Александрович	Европейский университет	171
Молодцов Игорь Вадимович	ФГУ НПП Геологоразведка	161
Начапкин Николай Иванович	Институт геофизики УрО РАН	71, 76, 81, 179, 260
Неведрова Нина Николаевна	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	175
Новиков Сергей Сергеевич	ООО ПКФ «Недра–С», Астрахань	179
Новоселицкий Владимир Маркович	Горный институт УрО РАН, Пермь	183
Нульман Алла Арнольдовна	Институт геофизики УрО РАН	187
Овчаренко Аркадий Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	191
Осипов Вячеслав Юрьевич	Институт геофизики УрО РАН	71, 76
Панин Григорий Леонидович	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	195
Панченко Борис Алексеевич	УГТУ	96
Пономарева Татьяна Анатольевна	Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар	157, 198
Поршнев Сергей Владимирович	УГТУ	96
Пруткин Илья Леонидович	Технический университет Дельфт, Нидерланды	202
Прутьян Александр Михайлович	ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция»	321
Пугин Алексей Витальевич	Горный институт УрО РАН, Пермь	205
Пьянков Валентин Александрович	Институт геофизики УрО РАН	163, 209, 213, 217
Ратушняк Александр Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	220
Рашидов Владимир Александрович	Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН	19
Рублев Алексей Леонидович	Институт геофизики УрО РАН	224
Сальманова Раушания Юрисовна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	54
Светлакова Аида Насибовна	Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН	228
Свяжина Идея Александровна	Институт геофизики УрО РАН	231
Сенин Лев Николаевич	Институт геофизики УрО РАН	235

Сенина Татьяна Егоровна	Институт геофизики УрО РАН	238
Сокол-Кутыловский Олег Леонидович	Институт геофизики УрО РАН	242
Суворов Владимир Дмитриевич	Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН	248
Сушкин Леонид Борисович	ООО «Рос-ДВ»	252
Троянов Александр Кузмич	Институт геофизики УрО РАН	81, 179, 260
Тягунов Дмитрий Сергеевич	Институт геофизики УрО РАН	264
Угрюмов Иван Александрович	Институт геофизики УрО РАН	32
Удоратин Валерий Вячеславович	Институт геологии Коми НЦ УрО РАН	268
Улитин Руслан Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	272, 276
Уткин Владимир Иванович	Институт геофизики УрО РАН	280
Федорова Наталья Васильевна	Институт геофизики УрО РАН	284, 286, 288, 321
Федорова Ольга Ивановна	Институт геофизики УрО РАН	272, 276
Хачай Ольга Александровна	Институт геофизики УрО РАН	291, 295
Хачай Юрий Васильевич	Институт геофизики УрО РАН	299
Хейнсон Александр Петрович	Институт геофизики УрО РАН	12, 52
Хрущева Валентина Викторовна	Геофизическая лаборатория-обсерватория "Арти"	130, 135
Цидаев Александр Григорьевичв	Институт геофизики УрО РАН	167
Чурсин Александр Васильевич	ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция»	288, 321
Шархимуллин Артур Фагитович	ПФ «Севергазгеофизика»	302
Шерендо Татьяна Андреевна	Институт геофизики УрО РАН	306
Шестаков Алексей Федорович	Институт геофизики УрО РАН	309
Щапов Владислав Анатольевич	Институт геофизики УрО РАН	327
Юрков Анатолий Константинович	Институт геофизики УрО РАН	319
Якимчук Николай Андреевич	Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАН Украины	139, 244