ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российский фонд фундаментальных исследований
Евро-Азиатское геофизическое общество

Дмитрий Григорьевич Успенский (1904-1977)

Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей

Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского

Москва, 23 — 27 января 2017 г.

Москва
ИФЗ РАН
2017

УДК 550.3:061.2/.4
Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: **Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 23 — 27 января 2017 г. М: ИФЗ РАН. 2017. 380 с.**

В сборнике представлены расширенные тезисы докладов 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей», проводимого с 1971 года. Материалы семинара отражают современное состояние теории и практики геологической интерпретации геофизических данных. В сборнике приводятся доклады, посвященные современным теориям интерпретации гравиметрических, магнитометрических и геоэлектрических данных. Приводятся результаты комплексной интерпретации геофизических полей в различных геологических условиях. Рассматриваются алгоритмы и компьютерные технологии интерпретации отдельных геофизических методов, а также вопросы комплексирования различных методов.

Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся вопросами теории и практики интерпретации геофизических данных, могут быть полезны для студентов и аспирантов геофизической специальности.

44-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей» проведена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 17-05-20008).

Оргкомитет 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского:
Председатель Оргкомитета
Михайлов Валентин Олегович, доктор физ.-мат.наук (ИФЗ РАН)
Ученый секретарь семинара
Бабаянц Игорь Павлович (АО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва)

Члены Оргкомитета:
Блох Ю.И., профессор, д.ф-м.н. (Москва)
Бабаянц П.С., (АО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва)
Булычев А.А., профессор, д.ф-м.н. (МГУ, Москва)
Глазнев В.Н., профессор, д.ф.-м.н., (ВГУ, Воронеж)
Долгаль А.С., д.ф.-м.н., (ГИ УрО РАН, Пермь)
Калинин Д.Ф., д.т.н. (ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург)
Керимов И.А., профессор, д.ф.-м.н. (ИФЗ РАН, Москва)
Кобрунов А.И., профессор, д.ф-м.н., (УГТУ, Ухта)
Мартышко П.С., чл. корр. РАН, д.ф-м.н., (ИГ УрО РАН, Екатеринбург)
Никитин А.А., профессор, д.ф-м.н. (МГРИ-РГГРУ, Москва)
Романюк Т.В., д.ф-м.н. (ИФЗ РАН, Москва)
Старостенко В.И., академик НАН Украины, д.ф-м.н. (ИГФ НАН, Киев)
Степанова И.Э., д.ф-м.н. (ИФЗ РАН, Москва)
Тихоцкий С.А., чл. корр. РАН, д.ф-м.н. (ИФЗ РАН, Москва)

© ИФЗ РАН, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

стр.

Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Варенцов Ив.М., Филиппов С.В. Изучение глубинного строения территории восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса с применением магнитных данных спутника CHAMP и базы данных EMAG2 8

Александров П.Н. О принципе причинности 13

Александров П.Н., Кризский В.Н., Сиротин С.В., Волков Б.А., Завертяев С.А. Георадарные и археологические исследования курганных некрополей юго-восточной Башкирии 17

Алексеев С.Г., Сенчина Н.П., Шаткевич С.Ю., Штокаленко М.Б., Мовчан И.Б. Обоснование адекватности томографии потенциальных полей 21

Арсанукаев З.З. Исследование закономерностей в поведении расчетного гравитационного поля, полученного в результате аналитического продолжения, для антиклинальных и синклинальных складок 26

Бабаянц П.С. Возможности и целесообразность использования ретроспективных гравимагнитных данных для решения прогнозно-поисковых задач 31

Балк П.И., Долгаль А.С. Применение критериев теории принятия решений в обратных задачах гравиразведки 33

Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В., Христенко Л.А. Использование информации о помехах в монтажных технологиях интерпретации гравитационных аномалий 38

Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Исследование напряженного состояния недр Марса по данным о гравитационном поле и топографии планеты 43

Блох Ю.И. Искушения в интерпретации потенциальных полей 48

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова (Курильская островная дуга) 53

Боровский М.Я., Богатов В.И., Фахрутдинов Е.Г., Шакуро С.В. Геофизическая подготовка лицензионных площадей под разработку месторождений сверхвязких нефтей 58

Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Балуев А.С. Модель магнитоактивного слоя палеорифтовой системы Белого моря 62

Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А. Гравиметрический мониторинг аварийных участков рудников Верхнекамского месторождения калийных солей 67

Бяков А.А., Бяков А.Ю. Геологическая интерпретация комплексирования методов КС и ЕП для поиска грунтовых вод 72

Варенцов Ив.М., Бай Д., Валья Д., Лозовский И.Н. Первые результаты интерпретации интегрированных массивов глубинных электромагнитных зондирований в ЮЗ Китае и СВ Индии 74

Варенцов Ив.М., Иванов П.В., Лозовский И.Н. Первые результаты совместной 3D инверсии МТ/МВ данных вдоль профиля Жиздра (Воронежский массив) 79

Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Лозовский И.Н. Развитие методики квази-3D инверсии магнитовариационных данных 84

Варенцов Ив.М., Коренева Д.А. Глубинная геоэлектрическая структура активных СЗ регионов США по материалам синхронных площадных МТ/МВ зондирований EarthScope: первый взгляд 89

Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н. Сопоставление глубинных геоэлектрических моделей Воронежского массива с данными потенциальных полей 94

Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н., Родина Т.А. Исследование устойчивости и временной изменчивости передаточных операторов естественного ЭМ поля Земли по наблюдениям на базе практик МГУ в Юхновском р-не Калужской области 99

Воронова Т.А., Муравина О.М. Оптимизация решения обратной задачи гравиметрии при построении детальной плотностной модели 102
Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А., Веклич И.А. Магнитное поле океана и гидратация верхней мантии 105
Груздев В.Н., Антонова И.Ю. Электропроводность верхней части кристаллического фундамента свода Воронежского массива по данным метода теллурических токов 110
Грушинский А.Н. Модель поверхности Мохоровичича Северной Атлантики, северо-западной Канады, Гренландии с прилегающими морями и Баренцево-Карского региона 114
Давыденко Ю.А., Лаврентьева Н.А., Богданович Д.В., Шибеко Е.А. Результаты комплексирования импульсной электроразведки и магниторазведки при поисках рудного золота в Бодайбинском районе 117
Дорогобед А.Н. Анализ данных петрофизических зависимостей в рамках статистического анализа 121
Жамалетдинов А.А. О границе непроницаемости (непреодолимости) в земной коре с позиции глубинной геоэлектрики и сверхглубокого бурения 125
Зотов Л.В., Балакирева Е.Ю. Исследование вариаций коэффициента гравитационного поля J2 методом ССА 129
Иголкина Г.В. Определение элементов залегания намагниченных тел, подсеченных Мурунтауской СГ-10 131
Исаев В.И., Искоркина А.А., Колчин А.К., Лобова Г.А., Стоцкий В.В. Геотермия как метод разведочной геофизики и ее геологическая интерпретация (на примере арктических площадей п-ова Ямал) 135
Калинин Д.Ф., Яновская Ю.А. Эффективность информационно-статистического прогноза региональных предпосылок нефтегазоносности с использованием потенциальных геофизических полей и данных геофизических исследований скважин 140
Каплун В.Б., Бронников А.К. Изучение влияния берегового эффекта на результаты магнитотеллурических зондирований в северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса 146
Кишман-Лаванова Т.Н. Невероятностный подход к решению обратных задач с неопределенной априорной информацией 150
Кобрунов А.И. Нечеткие геологические модели как критерии оптимальности при решении недоопределенных обратных задач 155
Кобрунов А.И., Бурмистрова О.Н., Кожевникова П.В. Увеличение диффузии при нечеткой свертке нечетких отношений 163
Колесников В.Е. Геологическая интерпретация результатов многоэлектродной электроразведки методом сопротивлений в условиях Ладожской аномалии электропроводности 165
Конешов В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С. Использование моделей аномального гравитационного поля при выполнении морской гравиметрической съемки 168
Кошевой В.В., Триколиди Г.Ю., Медведев Н.О. Некоторые аспекты геологической интерпретации потенциальных полей месторождения Павловское (Архипелаг Новая Земля) 170
Кузнецов К.М., Булычев А.А. Анализ двумерных потенциальных полей на основе вейвлетов Пуассона 174
Кунцев В.Е., Кобрунов А.И., Мотрюк Е.Н. Составляющие компоненты технологии пассивной гидродинамической томографии 178
Лапина Е.П., Михеева Т.Л., Панченко Н.В. Применение комплекса программ автоматизированной интерпретации магнитометрических данных 183

Левашов С.П., Батырова Б.Х., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Опыт обнаружения и локализации вертикальных каналов миграции глубинных флюидов при проведении поисковых работ на нефть и газ 188
Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Характер электромагнитного излучения в эпицентре землетрясения в районе г. Мариуполь по результатам частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ 193
Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Этапы проведения поисковых работ на нефть и газ с использованием мобильных дистанционных и геоэлектрических методов 199
Лобанов А.М., Романов В.В., Никитин А.А., Шнеерсон М.Б., Смирнова И.А. Мониторинг ГРП: почему бы не гравиметрия? 204
Логвин В.Н., Пигулевский П.И. Изучение возможностей структурных трансформаций гравитационного и магнитного полей при геологическом картировании 207
Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Об устойчивых методах построения трехмерных плотностных моделей 211
Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Методика построения блочных моделей трехмерного распределения плотности 215
Мартышко П.С., Мартышко М.П. Уравнения трехмерных обратных задач магниторазведки с учетом размагничивания 219
Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л. Парадоксы прогноза тектонических событий на примере вариаций радона 224
Матвеева Н.А., Утемов Э.В., Нургалиев Д.К. Определение глубинных источников аномалий гравитационного потенциала Земли на основе непрерывного «естественного» вейвлет-преобразования 229
Махнач Е.Н., Мамаева А.В. Опыт интерпретации материалов электроразведки при решении структурно-картировочных и нефтепоисковых задач на Сибирской платформе 233
Мегеря В.М., Старостенко В.И., Корчагин И.Н., Филатов В.Г., Гласко Ю.В. Несейсмические методы для поисков скоплений углеводородов 238
Миненко П.А., Миненко Р.В., Мечников Ю.П., Плишко И.В. Методические особенности решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии 242
Минц М.В. Глубинное строение и мантийно-плюмовая модель эволюции континента Северо-Американского кратона в неоархее: комплексная интерпретация геофизических и геологических данных 246
Митюнина И.Ю. Комплексный анализ геофизических полей в геоинформационной системе ArcGIS 252
Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Диаман М. Анализ временных вариаций гравитационного поля по данным спутников Грейс: достижения и перспективы 256
Мотрюк Е.Н., Вельтистова О.М. Интерпретация данных гравиразведки и сейсморазведки на примере участка гряды Чернышева 260
Мотрюк Е.Н., Ломинский Д.О. Использование принципов нечеткого моделирования при решении обратных задач гравиразведки 265
Муравина О.М., Глазнев В.Н. Результаты комплексного плотностного моделирования коры Воронежского кристаллического массива 269
Никитин А.А., Черемисина Е.Н. Необходимые и достаточные условия адекватности ФГМ реальным объектам 271
Новикова П.Н. Локальные векторные признаки геофизических полей в методах распознавания образов 274
Петрищевский А.М. Нетрадиционные методы диагностики реологических состояний геологических сред 278

Петров А.В. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D 2016» 283
Пономаренко И.А., Муравина О.М. Модифицированный алгоритм метода группового учета аргументов обработки геофизических и петрофизических данных 285
Простолупов Г.В. Определение основных параметров источников гравитационного поля методом «Полюс» 287
Рыскин М.И., Волкова Е.Н. Локализация поисковых объектов на основе частотных и корреляционных преобразований гравитационного и магнитного полей 292
Слепак З.М. Результаты применения новых геофизических технологий при решении задач археологии 297
Соловьев А.А., Смирнов А.Г. Распознавание пониженной магнитной активности в обсерваторских данных методами ДМА для уточнения моделей главного магнитного поля Земли 302
Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н. О проблемах аппроксимации рельефа при интерпретации гравиметрических данных 306
Степанова И.Э., Раевский Д.Н. О создании новых методов решения обратных задач геофизики 310
Стогний Вас.В., Коротков Ю.В., Стогний В.В. Возможности электроразведки ЗМПП при поисках кимберлитовых тел на территории Финляндии 313
Стогний Г.А., Стогний В.В. Сейсмогенерирующие структуры Северо-Западного Кавказа по результатам интерпретации гравитационного поля 316
Тимофеев В.В., Волкова Е.Н. Полевые гравиметрические эксперименты и их результаты 320
Тихоцкий С.А., Токарев М.Ю., Никишин А.М., Даудина Д.А. Комплексная инверсия геофизических данных при изучении УВ систем на акваториях 322
Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Муравьев Л.А. Аппроксимационный метод приведения магнитных данных к полюсу 326
Филатов В.В., Болотнова Л.А. Тектонофизическая характеристика территории Екатеринбургского мегаполиса по гравиметрическим данным 330
Халиулин И.И. Комплексный анализ различных методов электроразведки для качественного прогноза геологического разреза 335
Хальбауер-Задорожная В.Ю., Сантарато Ж., Марэ Л.П. Модели различных типов вызванной поляризации в горных породах 340
Христенко Л.А., Степанов Ю.И., Кичигин А.В., Паршаков Е.И., Тайницкий А.А., Ширяев К.Н. Совершенствование методики интерпретации мониторинговых электроразведочных наблюдений при выделении опасных инженерно-геологических осложнений 345
Чуйкова Н.А., Максимова Т.Г., Чеснокова Т.С., Грушинский А.Н. Глобальный анализ вертикальных движений поверхности Земли на основе ITRF2000, ITRF2005, ITRF2008, ITRF2014 348
Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. Латеральные вариации плотности и напряжений в глубинных слоях Земли на основе решения новой задачи гравиметрии 354
Шевцов А.Н. Геолого-геофизическая интерпретация результатов частотных зондирований с учетом влияния токов смещения 359
Шелихов А.П., Смирнов А.С., Горлов И.В. Анализ отражения в геопотенциальных полях зон осложнений при бурении скважин на Ковыктинском ГКМ 362
Шибеко Е.А., Давыденко А.Ю., Давыденко Ю.А., Лаврентьева Н.А., Бухалов С.В., Паршин А.В., Анцев В.Г. Первые результаты обработки, интерпретации и моделирования в классе трехмерных моделей магнитной съемки с БПЛА в Бодайбинском районе Иркутской области и Лужском районе Ленинградской области 366

Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А., Леушканова К.А. Нелинейная нейросетевая инверсия и оценка достоверности решений в многомерных обратных задачах геоэлектрики 369
Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. Применение гравиметрии для изучения аномальных участков на Верхнекамском месторождении калийных солей 371
Яицкий Н.Н., Халиулин И.И, Касьянов В.В. Прогноз перспективных площадей на нефть и газ по комплексу геофизических полей в малоизученных частях п-ова Ямал, Обской губы и прилегающих территорий 376

Изучение глубинного строения территории восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса с применением магнитных данных спутника CHAMP и базы данных EMAG2

Абрамова Д.Ю. [1], Абрамова Л.М. [2], Варенцов Ив.М.[2], Филиппов С.В. [1]

[1]Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Москва, Троицк, Россия, sfilip@izmiran.ru
[2]Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Москва, Троицк, Россия

Ключевые слова: Геомагнитное поле, спутник CHAMP, длинноволновые литосферные магнитные аномалии, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Амурская плита.

Проблема связи неоднородностей нижней части земной коры и верхней мантии с поверхностными структурами является одной из центральных в современной геологии. Неоднородности литосферы на различных ее глубинных уровнях проявляются в наблюдаемом на поверхности Земли магнитном поле (МП) разночастотными аномалиями, выявление и типизация природы которых является актуальной задачей геофизики поскольку может помочь в решении этой проблемы.

Пространственные характеристики параметров длинноволновых литосферных магнитных аномалий отражают изменения магнитных свойств и мощностей намагниченных слоев в нижних частях земной коры. При этом такие тектонические единицы как щиты, кратоны и зоны субдукции характеризуются положительными аномалиями, а бассейны и абиссальные равнины - отрицательными аномалиями, что чаще всего объясняется утонением коры и поднятием изотермы Кюри. Магнитные аномалии часто указывают на закономерности распределения магнитных неоднородностей в глубинной структуре земной коры, свидетельствуя о “просвечивании” древних платформ.

Зоны сочленения отдельных магнитных аномалий, по-видимому, являются отражением глубинных и долгоживущих разломов, на которых развивались авлакогены и депрессии.

Использование в последние годы низколетящих спутников, оснащенных специальной аппаратурой, позволяющей получать данные о параметрах геомагнитного поля Земли, обеспечило хорошую возможность изучения подобных аномалий. На спутниковых высотах параметры высокочастотных поверхностных магнитных аномалий сглаживаются, в то время как региональные аномалии с размерами пространственных периодов более 300 км (примерно эквивалентных высоте полета спутника) остаются, что позволяет достаточно уверенно определять их параметры [9].

В 2000 г. был запущен германский искусственный спутник Земли *CHAMP*, который в течение 10 лет поставлял высокоточные геомагнитные данные практически в масштабе реального времени [11].

Авторы настоящей работы ранее получили положительный опыт исследований литосферного МП с использованием геомагнитных данных, измеренных *CHAMP*ом над различными территориями [1, 2].

В пределах рассматриваемой здесь территории были выделены и обработаны спутниковые данные, равномерно покрывающие сектор 100° - 145° в. д. и 32 - 58° с. ш.

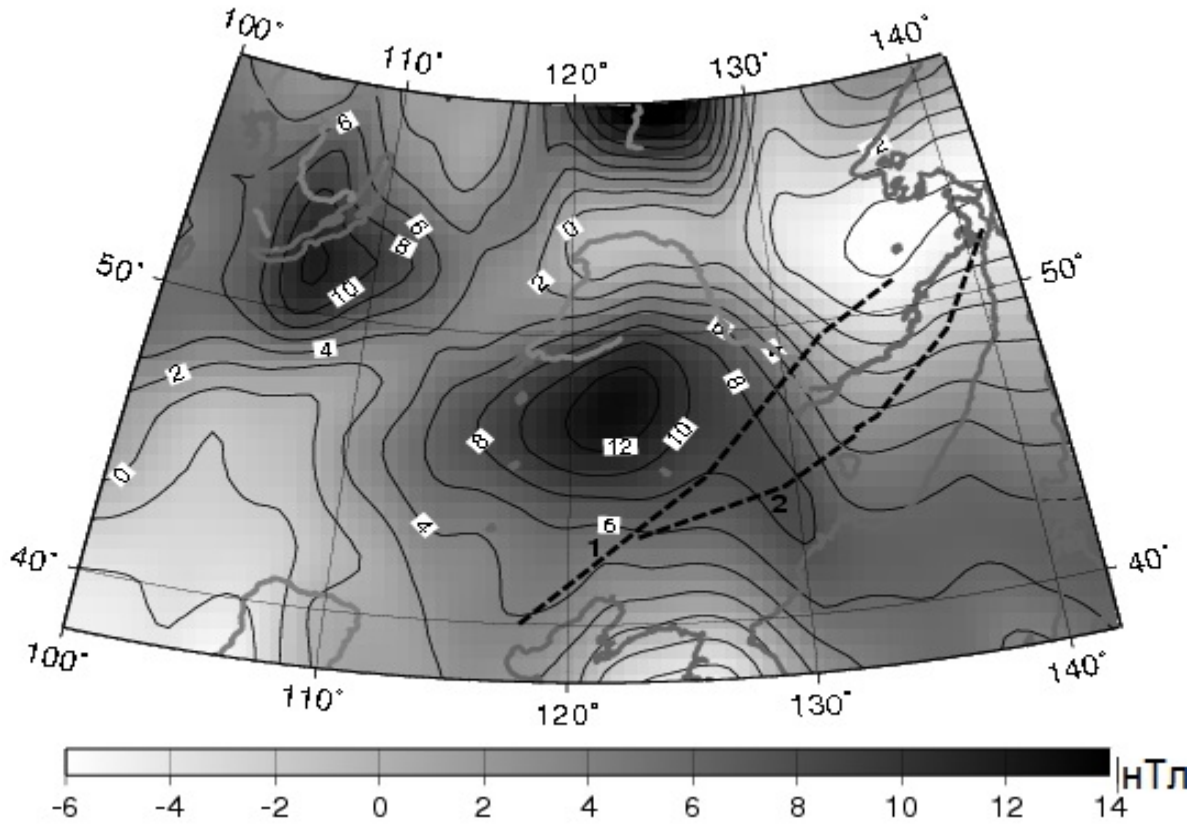


Рис.1. Карта вертикальной компоненты аномального МП Z_a на высоте ~ 300 км. На карте вертикальной компоненты Z_a литосферного МП на высоте спутника *CHAMP* ~ 300 км над восточной территорией ЦАСП отчетливо выделяется несколько крупных сегментов положительных и отрицательных аномалий различной формы и интенсивности. В середине карты наблюдается обширная изометрическая область положительных значений магнитного поля с центром около 122° в. д. и 47° с. ш., приуроченная к местоположению, так называемой, Амурской литосферной плиты

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) представляет собой сложнейший структурный ансамбль, где на огромном пространстве собраны фрагменты континентальных блоков, пластины палеозойской и мезозойской океанической коры, разновозрастные островные вулканические дуги, новообразованные складчатые системы и континентальные массы с активными и пассивными окраинами [3, 7]. Для тектонически активной области восточной части ЦАСП одной из актуальных, интенсивно обсуждающихся в настоящее

время проблем, является определение границ жестких блоков (микроплит) и окружающих их зон пластических деформаций.

На севере Амурская плита граничит с Северо-Евразийской плитой, отделяясь от нее полосой буферных сейсмогенных структур ареала эпицентров очагов землетрясений Алдано-Станового щита. На карте литосферных магнитных аномалий к северу от Амурской плиты, прослеживается широкая полоса пониженных значений МП, что характерно как раз для активных тектонических зон.

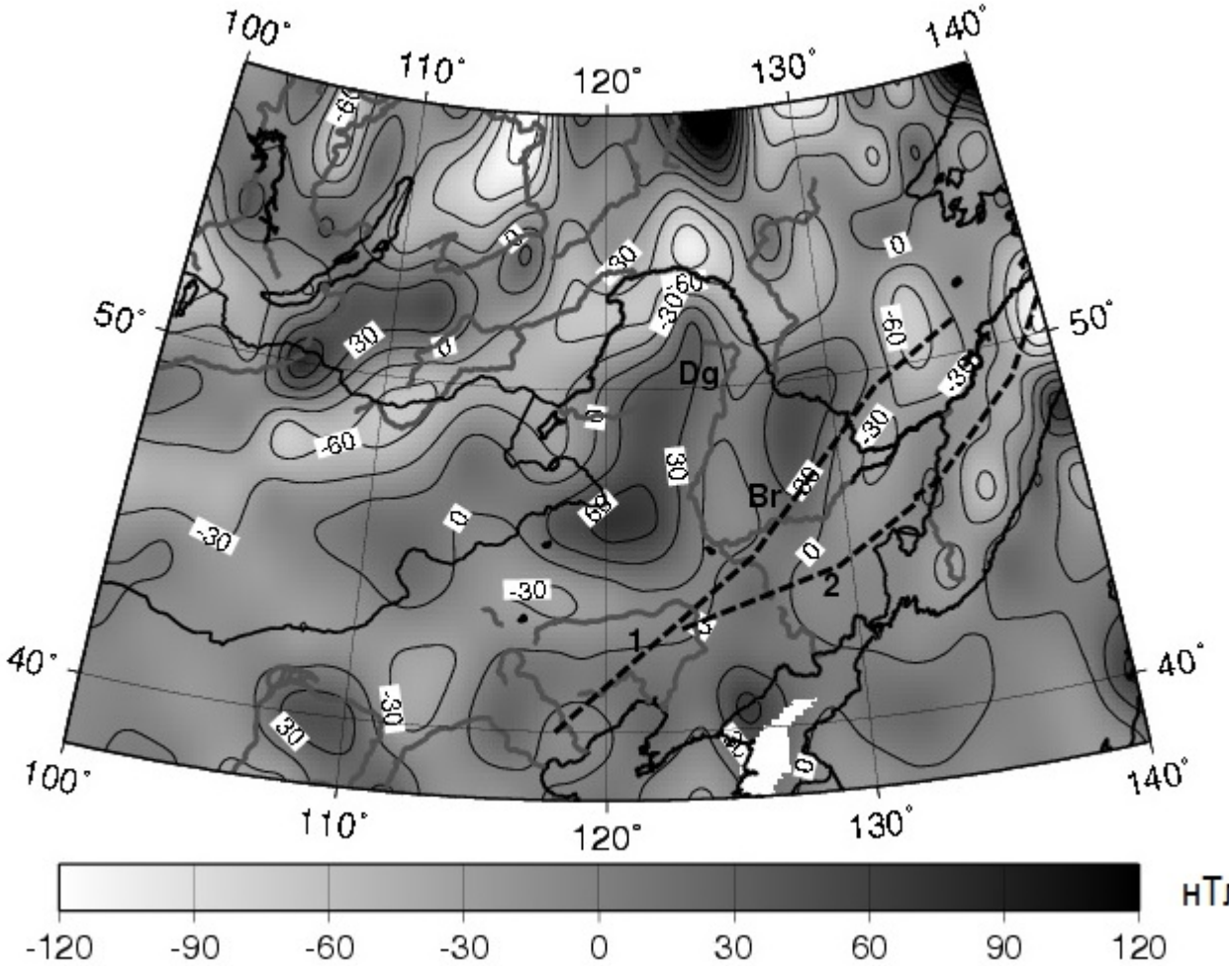


Рис.2. Карта модуля полного вектора аномального МП T_a на высоте ~4 км

В *северо-западной* части карты отчетливо выделяется еще одна обособленная область положительных значений аномального МП - в Забайкальской зоне (к юго-востоку от Байкальского рифта).

Собственно *западная* граница Амурской плиты в аномальном поле характеризуется протяженной областью пониженных значений магнитного поля. На карте сейсмичности Китая и сопредельных стран здесь расположен Север - Южный сейсмический пояс [5].

Южная граница положительного сегмента МП Амурской плиты проходит по северному краю Северо-Китайской платформы и хорошо согласуется с положением разломов Внутренне–Монгольской оси [8].

В *северо-восточной* части спутниковой карты Z_a прослеживается обширная область отрицательных значений поля литосферных магнитных аномалий, приуроченная к зоне Сахалинского сейсмического пояса между 128° – 144° в. д. и 46°- 56° с. ш. Центр сегмента - минимальные значения поля - находится примерно на широте 52° с. ш. и 136° в. д

Наиболее полным источником данных о распределении аномального магнитного поля Земли на приземных высотах в настоящее время является база данных *WDMAM (World Digital Magnetic Anomaly Map),* созданная большим коллективом авторов [10] и ее версия, *EMAG2,* скомпилированная из материалов наземных, спутниковых, морских и аэромагнитных наблюдений по всему земному шару. Разрешение сетки составляет 2 угловые минуты, высота над геоидом 4 км.

На рис. 2 представлена карта пространственного распределения модуля полного вектора T_a поля магнитных аномалий на высоте 4 км, построенная по данным *EMAG2* для территории восточной части ЦАСП на той же координатной сетке, что и карта вертикальной компоненты Z_a на высоте полета *CHAMP* ~ 300 км (рис.1).

В отличие от пространственного распределения аномального магнитного поля на высоте 300 км, демонстрирующего крупные магнитные сегменты изометричной формы, поле на высоте 4 км представляет собой мозаичную структуру значительно более рассеченных областей положительных и отрицательных аномалий. При этом общая структура и положение основных сегментов сохраняются. Полученный результат выглядит вполне логично, принимая во внимание, что геомагнитная съемка на больших высотах фактически является пространственным «фильтром низких частот», подавляющим локальные аномалии и сохраняющим региональные составляющие. Эффект от неглубоко залегающих и небольших по размерам магнитоактивных тел, заметный на высоте 4 км, на высоте орбиты оказывается в значительной мере подавленным.

В этом контексте можно считать, что представленные карты поля магнитных аномалий на высотах 4 км и 300 км отражают пространственное распределение магнитных масс в поверхностных и глубинных слоях земной коры соответственно.

Положительная аномалия на высоте 300 км, приуроченная к области Амурской плиты, на высоте 4 км распадается на несколько сегментов, связанных с микроконтинентами: Дягдачи (Dg), Буреинским (Br) и др. [3].

На востоке область отрицательных значений литосферного магнитного поля также прослеживается и совпадает с Итун- Иланской (1) и Дун-Ми (2) ветвями разломов системы Тан-Лу.

В северной части картируемой территории выделяется интенсивная положительная магнитная аномалия, ограниченная 118 º - 128º в.д. и 56 º - 60º с.ш., географически приуроченная к Алдано – Становой области и верхам Ленского бассейна, положение которой не изменяется при переходе с высоты 4 км на уровень 300 км. В разрезе земной коры по материалам ГСЗ восточного фрагмента профиля Березово – Усть-Майя, пересекающего Алдано-Становую

область, наблюдается подъем кровли кристаллического фундамента (Якутское поднятие) и сопутствующее ему опускание границы Мохо, то есть увеличение мощности кристаллической коры [6]. В этой области зарегистрирована низкая поверхностная плотность теплового потока от 20 до 40 мВт/м^2 [4], что также подтверждает наличие реальных источников возникновения здесь положительной магнитной аномалии.

Таким образом, приведенные сопоставления позволяют говорить о том, что пространственное распределение поля литосферных магнитных аномалий, построенное по измерениям геомагнитного поля на спутнике *CHAMP* над территорией восточной части ЦАСП, отражает реальную картину распределения магнитных масс в поверхностных и глубинных слоях земной коры этого региона.

Сопоставление карт аномального литосферного магнитного поля Za на высотах 4 и 300 км, построенных по различному экспериментальному материалу для территории ЦАСП, демонстрирует их хорошую согласованность и корреляцию выделенных магнитных аномалий с реальными геологическими структурами литосферы. Пространственное положение выявленных магнитных аномалий, как правило, не противоречит современным геолого-геофизическим представлениям, полученным на основе измерений теплового потока и поля скоростей сейсмических волн.

Литература

1. Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М. Литосферные магнитные аномалии на территории Сибири (по измерениям спутника CHAMP) // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. С. 1081-1092.
2. Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Варенцов Ив.М., Филиппов С.В. Роль спутниковых литосферных магнитных аномалий при анализе геолого-геофизических данных в Центрально-Азиатской коллизионной зоне // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов (Материалы VI международного симпозиума). 2015. Бишкек. НС РАН. С. 45-54.
3. Диденко А.Н., В.Б. Каплун, Ю.Ф. Малышев, Б.Ф. Шевченко. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т.51. № 5. С. 629-647.
4. Дучков А. Д., Лысак С. В., Балобаев В.Т. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука. 1987.197 с.
5. Карта сейсмичности Китая и сопредельных стран 1: 6 000 000. Пекин: изд. Сейсмология, 1987.
6. Павленкова Г.А., Солодилов Л.Н. Блоковая структура верхов мантии Сибирской платформы // Физика Земли. 1997. № 3, С. 11 -20.
7. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.Научный мир. 2001. 606 с.
8. Chen Debing, Fun Yujie, :Zhao Hongwu. Analysis of the genesis of Mesozoic volcanic formations in the northeast China and adjacent area // Geology and Resources. 2001. V. 10. № 2. P. 65-70.

9. Hemant K., Maus S. Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a geographical information system technique // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. P. 1-23.

10. Maus S. et al. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. V10. (8). Q08005, doi:10.1029/2009GC002471.

11. Reigber C., Luhr H., Schwintzer P. CHAMP mission status // Adv. Space Res. 2002. V. 30. P. 129–134.

О принципе причинности

Александров П.Н.

ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Троицк, alexandr@igemi.troitsk.ru

Ключевые слова: принцип причинности, теория фильтрации, дисперсия физических параметров.

Частотная дисперсия физических параметров связана с частотной зависимостью их от временной частоты. Во временной области эти параметры, входящие в материальные уравнения, являются операторами и описывают свойства сред с памятью. При описании диспергирующих свойств сред необходимо учитывать принцип причинности, из которого следует, что причина не может опережать следствие. В общем случае, линейные среды описываются с помощью интегралов свертки вида

$$F(t)=\int_{-\infty}^{\infty} G(t-\tau)\,f(\tau)\,d\tau=\int_{-\infty}^{\infty} G(\tau)\,f(t-\tau)\,d\tau \qquad (1)$$

где *f(t)* - воздействие на систему, описывающейся передаточной функцией *G(t)*, *F(t)* - результат воздействия, *t* - время.

Причинно-следственные связи описываются с помощью причинных функций, которые обладают следующими свойствами

$f(t)=\begin{cases} f(t), t>0 \\ 0, t<0 \end{cases}$, воздействие на систему как причинная функция,

$F(t)=\begin{cases} F(t), t>0 \\ 0, t<0 \end{cases}$, результат воздействия, также причинная функция.

Как следствие этого, и передаточная функция также будет являться причинной функций

$$G(t)=\begin{cases} G(t), t>0 \\ 0, t<0 \end{cases} \qquad (2)$$

Действительно, если воздействие на среду – причинная функция и результат воздействия также причинная функция, а передаточная функция достаточно произвольная, то интеграл свертки (1) примет вид

$$F(t)=\int_0^{\infty} G(t-\tau)\,f(\tau)d\tau=\int_{-\infty}^{t} G(\tau)\,f(t-\tau)d\tau$$

Для того чтобы причинность сохранялась необходимо, чтобы выполнялось (2). Тогда интеграл сверки (1) сводится к интегралу Дюамеля [1]

$$F(t)=\int_0^{t} G(t-\tau)\,f(\tau)d\tau=\int_0^{t} G(\tau)\,f(t-\tau)d\tau$$

из которого следует, что свертка двух причинных функций есть причинная функция.

Иначе говоря, физические параметры среды также описываются с помощь причинных функций. Вследствие этого, пока воздействие на физическую систему не происходит, физический параметр равен нулю.

В противном случае принцип причинности нарушается.

Этот же вывод справедлив и для обратного оператора физического параметра.

Отсюда следует, что передаточная функция, ее прямой $G(t)$ и обратный оператор $G^{-1}(t)$, должны описываться причинными функциями.

Важным свойством причинных функций является связь действительной и мнимой частей их спектров. Действительно, представим причинную функцию во временной области в виде суммы четной $f_c(t)$ и нечетной $f_n(t)$ функций

$$f(t)=f_c(t)+f_n(t),$$

где

$$f_c(t)=\frac{f(t)+f(-t)}{2}$$

$$f_n(t)=\frac{f(t)-f(-t)}{2}.$$

Введем знаковую функцию

$$sign(t)=\begin{cases}1, t>0\\ -1, t<0\end{cases}$$

Тогда четная и нечетная функции будут непосредственно связаны уравнениями

$$f_c(t)=f_n(t)sign(t)$$

и

$$f_n(t)=-f_c(t)sign(t).$$

Спектр знаковой функции имеет вид

$$sign(t)\to\frac{1}{i\omega}=-i\frac{1}{\omega}$$

где $i=\sqrt{-1}$, ω - частота.

Отсюда следует, что спектр причинной функции обязан иметь и действительную и мнимую части, связанные преобразованиями Гильберта

$$\mathrm{Re}(\tilde{f}(\omega))=\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\mathrm{Im}(\tilde{f}(v))}{\omega-v}dv=\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\mathrm{Im}(\tilde{f}(\omega-v))}{v}dv$$

$$\mathrm{Im}(\tilde{f}(\omega))=-\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\mathrm{Re}(\tilde{f}(v))}{\omega-v}dv=-\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\mathrm{Re}(\tilde{f}(\omega-v))}{v}dv$$

поскольку, согласно свойствам преобразования Фурье, произведение во временной области функций времени есть свертка в частотной области их спектров, и наоборот ($\tilde{f}(\omega)$ - спектр функции $f(t)$).

Отметим, что дельта-функция Дирака [2] не является причинной функцией поскольку у ее спектра отсутствует мнимая часть. Однако, если сместить вправо эту функцию на величину $\alpha > 0, \alpha \to 0$, то дельта функция вида $\delta(t-\alpha)$ оказывается причинной, поскольку появляется как действительная, так мнимая части спектра $\delta(t-\alpha) \to \mathrm{e}^{i\omega\alpha} = Cos(\omega\alpha) + iSin(\omega\alpha)$.

Таким образом, сдвиг в право по оси времени на некоторую конечную величину приводит к причинности дельта-функции.

Однако обратное преобразование Фурье обратной функции $\frac{1}{\mathrm{e}^{i\omega\alpha}} = \mathrm{e}^{-i\omega\alpha}$ приводит к нарушению принципа причинности для обратного оператора, который равен $\mathrm{e}^{-i\omega\alpha} \to \delta(t+\alpha)$. Следовательно, если прямой оператор - причинная функция, то обратный оператор может терять причинность.

Рассмотрим конкретный пример - материальные уравнения из геоэлектрики [3]. Вызванная поляризация рассматривается как дисперсия удельной электропроводности $\sigma(t)$ в законе Ома, который во временной области имеет вид

$$\mathbf{J}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(t-\tau)\mathbf{E}(\tau)d\tau = \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(\tau)\mathbf{E}(t-\tau)d\tau ,$$

где $\mathbf{J}(t)$ - вектор плотности электрического тока, $\mathbf{E}(t)$ - напряженность электрического поля.

Иначе говоря, причиной появления электрического тока является напряженность электрического поля.

Согласно принципу причинности, все величины входящие в последнее выражение являются причинными функциями, т.е.

$$\mathbf{J}(t) = \begin{cases} \mathbf{J}(t), t > 0 \\ 0, t < 0 \end{cases}$$

$$\mathbf{E}(t) = \begin{cases} \mathbf{E}(t), t > 0 \\ 0, t < 0 \end{cases}$$

$$\sigma(t) = \begin{cases} \sigma(t), t > 0 \\ 0, t < 0 \end{cases}$$

В этом случае размерность $\sigma(t)$ равна $\frac{Cm}{m \cdot c}$, в то время как удельная электропроводность имеет размерность $\frac{Cm}{m}$.

Следовательно, закон Ома примет вид интеграла Дюамеля

$$\mathbf{J}(t) = \int_{0}^{t} \sigma(t-\tau)\mathbf{E}(\tau)d\tau ,$$

определяющий причинно-следственную связь: причиной появления электрического тока является появление электрического поля. В этом случае электропроводность является некоторым оператором, иначе говоря, ядром

интегрального преобразования. Причинность приводит к тому, что в частотной области действительная и мнимая части связаны преобразованием Гильберта. В связи с этим причинные функции имеют как действительную, так и мнимую части спектра.

Этим же свойством должен удовлетворять оператор сопротивления $\rho(t) = \sigma^{-1}(t)$ в выражении

$$\mathbf{E}(t) = \int_0^t \rho(t-\tau)\mathbf{J}(\tau)d\tau .$$

Отметим, что удельное сопротивление также должна быть причинной функцией. Иначе говоря, если электропроводность является причинной функцией, то обратная величина (или обратный оператор) также является причинной функцией. В частотной области должно выполняться

$$\rho(\omega)\sigma(\omega) = 1,$$

где $\sigma(\omega)$ - Фурье-преобразование функции $\sigma(t)$, $\rho(\omega)$ - Фурье преобразование функции $\rho(t) = \sigma^{-1}(t)$.

Последнее выражение во временной области имеет вид

$$\int_{-\infty}^{\infty} \rho(t-\tau)\sigma(\tau)d\tau = \int_0^t \rho(t-\tau)\sigma(\tau)d\tau = \delta(t)$$

и имеет аналог из теории дифференциальных уравнений. В этом случае $\sigma(t)$ - может играть роль дифференциального оператора, тогда $\rho(t)$ - есть функция Грина этого дифференциального оператора [2].

Следовательно, появляется задача об определении класса функций, обладающих вышеуказанными свойствами, описывающих физические параметры как функции частоты. При этом, если исследовать дисперсию электропроводности, то появляются два дополнительные условия $\lim_{\omega\to 0}\sigma(\omega) = \sigma_0$ - электропроводность на постоянном токе, и $\lim_{\omega\to\infty}\sigma(\omega) = i\omega\varepsilon_0$, где ε_0 - диэлектрическая проницаемость вакуума.

Можно предположить, что удельная электропроводность в частотной области может быть описана отношением двух полиномов вида $\sigma(\omega) = \dfrac{\sum_{n=0}^{N+1} a_n (i\omega)^n}{\sum_{n=0}^{N} b_n (i\omega)^n}$, причем полиномы порождаются отношением произведений следующих функций $\dfrac{\sum_{n=0}^{N+1} a_n (i\omega)^n}{\sum_{n=0}^{N} b_n (i\omega)^n} = \sigma_0 \dfrac{\prod_{n=0}^{N+1}(1+i\omega c_n)}{\prod_{n=0}^{N}(1+i\omega d_n)}$, где a_n, b_n, c_n, d_n - константы. Т.е. во временной области это есть производные по времени от свертки причинных функций (экспонент).

Отметим, что дробное дифференцирование приводит к нарушению принципа причинности. Пусть $\sigma(\omega) = \sigma^a(\omega) + (i\omega)^c$, где c - дробное число. Величина $\sigma^a(\omega)$ удовлетворяет преобразованию Гильберта

$$\mathrm{Re}(\sigma^a(\omega)) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mathrm{Im}(\sigma^a(v))}{\omega - v} dv$$

$$\mathrm{Im}(\sigma^a(\omega)) = -\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mathrm{Re}(\sigma^a(v))}{\omega - v} dv$$

Тогда должно выполняться

$$\mathrm{Re}((i\omega)^c) = \mathrm{Re}(i^c)\omega^c = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mathrm{Im}((i\omega)^c)}{\omega - v} dv = \mathrm{Im}((i^c)\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\omega^c}{\omega - v} dv$$

$$\mathrm{Im}((i\omega)^c) = \mathrm{Im}(i^c)\omega^c = -\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mathrm{Re}((i\omega)^c)}{\omega - v} dv = -\mathrm{Re}(i^c)\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\omega^c}{\omega - v} dv$$

Во временной области это означает, что четная функция равна нечетной, что возможно для непричинных функций, а для причинных невозможно.

Литература

1. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М: Наука, 1970. 720 с.
2. Кеч В., Теодореску П. Введение в теорию обобщенных функций с приложениями в технике. - М: Мир, 1978. 518 с.
3. Кормильцев В.В. Вызванная поляризация в уравнениях электродинамики: Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. 44 с.

Георадарные и археологические исследования курганных некрополей юго-восточной Башкирии

Александров П.Н.[1], Кризский В.Н.[2], Сиротин С.В.[2], Волков Б.А.[3], Завертяев С.А.[3]

[1] ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Троицк, Россия, alexandr@igemi.troitsk.ru
[2] СФ БашГУ, Стерлитамак, Россия, krizsky@rambler.ru
[3] СГУ, Саратов, Россия, bogdan320@yandex.ru

Ключевые слова: георадар, кажущееся электрическое сопротивление, археология, курганные некрополи.

Георадарный метод имеет важное преимущество перед другими методами в плане мобильности и быстроты обследования больших площадей, в том числе и при археологических исследованиях. Однако определение электрического сопротивления по георадарным данным в настоящее время не проводится в связи с не разработанностью теории взаимодействия высокочастотного широкополосного электромагнитного поля с проводящими средами. На решение этой проблемы направлена настоящая работа.

Определение электропроводности среды по георадарным данным [1].

Решение для уравнений годографа имеют вид:

- для волновой части телеграфного уравнения $t_e = \sqrt{\mu\varepsilon}R$,

- для диффузионной части телеграфного уравнения $t_p = \mu\sigma\frac{R^2}{6}$.

Полученные решения позволяют находить удельное сопротивление среды по георадарным данным. Разделив второе уравнение на первое, получим

$$\frac{t_p}{t_e} = \frac{\mu\sigma\frac{R^2}{6}}{\sqrt{\mu\varepsilon}R} = \sqrt{\mu\varepsilon}\frac{\sigma}{\varepsilon}\frac{R}{6} = \frac{1}{V}\frac{\sigma}{\varepsilon}\frac{R}{6},$$

где V - скорость распространения волновой части поля в среде.

Отсюда можно найти удельное сопротивление среды

$$\rho = \frac{1}{V}\frac{1}{\varepsilon}\frac{R}{6}\frac{t_e}{t_p}$$

Например, пусть $\frac{t_p}{t_e} = 2$, тогда для $\varepsilon = \frac{1}{36\pi}10^{-9}\,{}^{\Phi}\!/_{м}$, $\mu = 4\pi 10^{-7}\,{}^{Гн}\!/_{м}$ и $R = 1$, получим $\rho = \frac{1}{V}\frac{1}{\varepsilon}\frac{1}{6}\frac{1}{2} = \sqrt{\mu\varepsilon}\frac{1}{\varepsilon}\frac{1}{12} = 31.4159 Ом \cdot м$

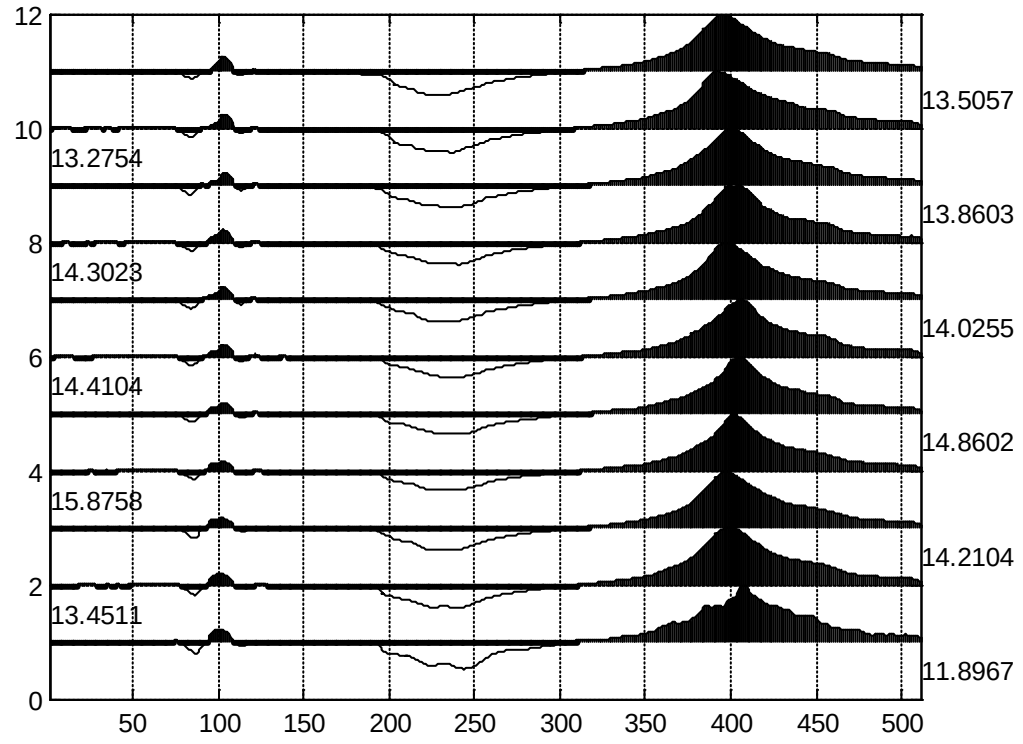


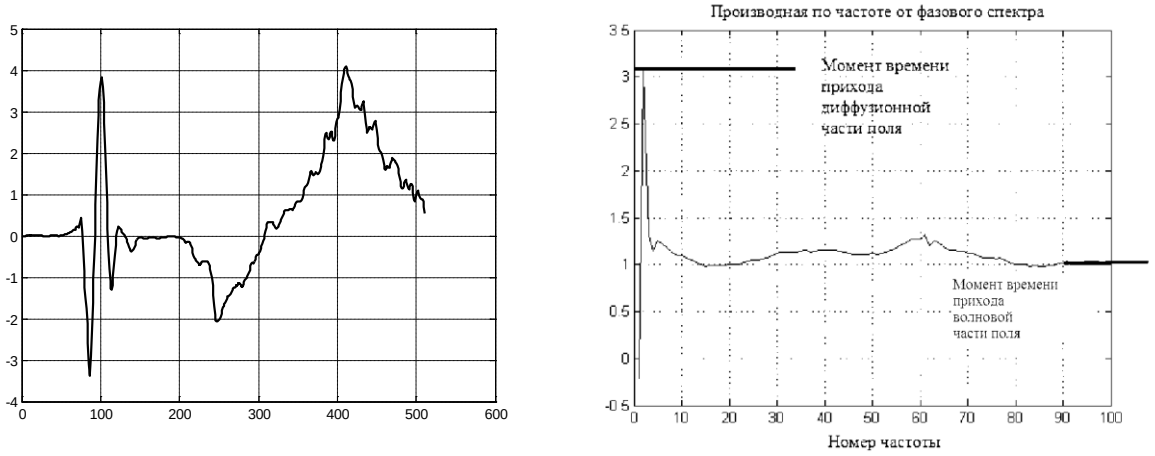
Рис. 1. Фрагмент георадарограммы, полученной через 10 см по профилю с использованием АРА по 50 отсчетам. По горизонтали отложены номера отчетов по времени, по вертикали - номера точек наблюдения по профилю

Рассмотрим применение данной методики расчета кажущегося сопротивления по данным георадарных исследований. Работы проводились на кургане № 11 курганного могильника «Ивановские I курганы» около с. Ивановка Хайбуллинского района Республики Башкортостан. Курганная группа включала в себя 11 земляных курганов различной величины и

культурной принадлежности. Несколько курганов относилось к эпохе бронзы (середина II тыс. до н.э.), однако большая часть курганов, в том числе и исследуемый курган № 11, была сооружена в середине I тыс. до н.э. и относилась к культуре ранних кочевников.

На рис. 1 представлен фрагмент георадарограммы, полученной при обследовании кургана № 11 с помощью георадара ОКО-2 с несущей частотой 250 МГц. Данные представлены с использованием автоматического регулировки амплитуды (АРА) по 50 временным отчетам.

Данные отчетливо показывают, что наряду с волновой частью, которая находится в окрестности 75 отчета и характеризуется относительно высокочастотным спектром, имеется и диффузионная часть, которая начинается в окрестности 200 отчета и имеет ярко выраженный низкочастотный характер. Для получения информации об удельном сопротивлении изучаемого разреза, необходимо определить моменты прихода волновой части t_e и диффузионной части t_p сигнала.



а) б)

Рис. 2. а) - исходная георадарная трасса после применения АРА по 100 точкам; б) - производная по частоте от фазового спектра. Черной горизонтальной прямой линией (слева) указан момент времени прихода диффузионной части сигнала, черной горизонтальной прямой линией (справа) - волновой части сигнала

Алгоритм определения моментов первых вступлений волновой и диффузионной части электромагнитного поля по георадарным данным.

Воспользуемся Фурье-преобразованием для георадарной трассы и перейдем в частотную область. Пусть спектр сигнала $F(\omega)$ состоит из суммы двух спектров

$$F(\omega) = f_1(\omega)e^{i\omega t_1} + f_2(\omega)e^{i\omega t_2} = |F(\omega)|e^{i\varphi(\omega)} ,$$

обладающих свойствами

$$f_1(\omega) = \begin{cases} \mathrm{Re}(const), \omega \to \infty \\ 0, \omega \to 0 \end{cases} \text{ и } f_2(\omega) = \begin{cases} 0, \omega \to \infty \\ \mathrm{Re}(const), \omega \to 0 \end{cases},$$

где t_1 - момент прихода волновой части сигнала со спектром $f_1(\omega)$, t_2 - момент прихода диффузионной части сигнала со спектром $f_2(\omega)$, $|F(\omega)|$ и $\varphi(\omega)$ - соответственно, амплитудный и фазовый спектры георадарной трассы.

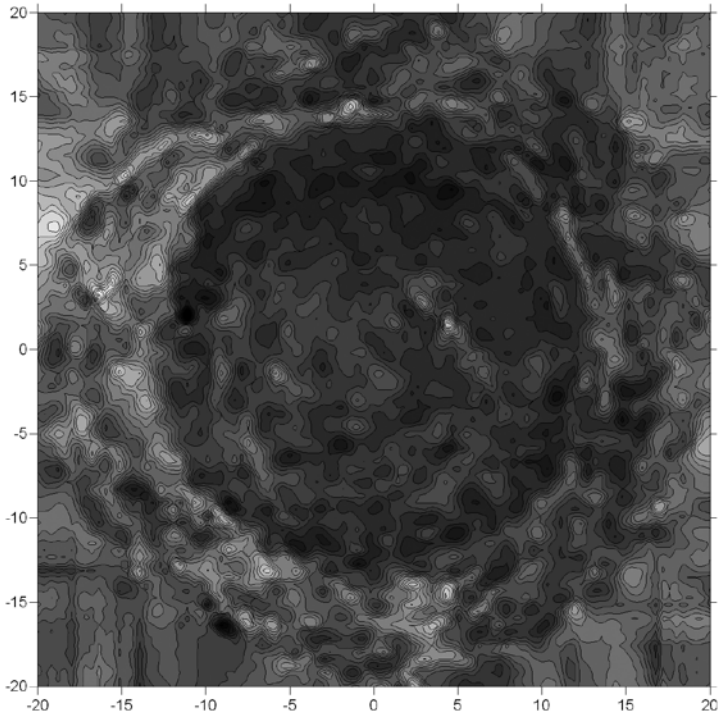


Рис. 3. Вычисленные значения удельного сопротивления по всей площади исследований

Отсюда следует, что момент прихода волновой части можно найти по формуле $t_1 = \frac{\partial}{\partial \omega}\varphi(\omega)\Big|_{\omega\to\infty}$.

Для момента прихода диффузионной части, имеем $t_2 = \frac{\partial}{\partial \omega}\varphi(\omega)\Big|_{\omega\to 0}$.

Отсюда можно найти отношение времен прихода диффузионной части волны к волновой и найти, таким образом, удельное сопротивление среды $\rho = \frac{1}{V}\frac{1}{\varepsilon}\frac{R}{6}\frac{t_1}{t_2}$.

Для одной из георадарных трасс, представленных на рис. 1, показан результат обработки по предложенному алгоритму на рис. 2.

На рис. 3 представлены результаты обработки площадных наблюдений кургана №11 в мае 2016 г. Четко видна круговая область курганного сооружения. Это дало возможность уточнить границы археологических исследований кургана, произведенных в июле-августе 2016 года в рамках археологической экспедиции Стерлитамакского филиала Башкирского государственного университета.

Возможны и другие способы вычисления удельного сопротивления, например, из выражения $\rho = \mu\frac{R^2}{6t_p}$ или $\rho = \frac{t_p}{t_e}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}\frac{R}{6}$ по известному расстоянию между источником и приемником и временами t_p и t_e.

Уравнения для годографов получены для однородной среды, в то время как в реальной ситуации среда является неоднородной. Однако рассмотренные свойства импульсного поля сохраняются и для неоднородной, например, - горизонтально слоистой среды. В этом случае появятся отражения как волновой, так и диффузионной части электромагнитного поля.

Литература

1. Александров П.Н. О расщеплении годографа в диспергирующих средах. Ежегодная Конференция «Гальперинские чтения-2012», Москва, 30.10-2.11 2012 г. http://geovers.com/base/files/gr12/papers/31_gr2012_AlexandrovPN.pdf.

Обоснование адекватности томографии потенциальных полей

Алексеев С.Г.[1], Сенчина Н.П.[1], Шаткевич С.Ю.[2], Штокаленко М.Б.[2], Мовчан И.Б.[1]

[1] Горный университет, Санкт-Петербург, Россия, sga49@mail.ru
[2] ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, Россия

Ключевые слова: магниторазведка, гравиразведка, томография, потенциальные поля, электроразведка, комплексная интерпретация.

Томографией потенциальных полей называют преобразование данных гравиметрических и магнитных съёмок любого масштаба в решения обратных задач гравиразведки и магниторазведки [5]. Преобразование, как правило, послойное, откуда и название метода исследования. Поскольку решения обратных задач заведомо не единственны, важно выяснить, чем же обеспечена геологическая адекватность результатов томографии потенциальных полей. В качестве крайнего примера геологически-неадекватного решения обратной задачи рассмотрим ситуацию, когда источники поля размазаны тонким слоем по дневной поверхности, полностью воспроизводя при этом картину фактического поля. Почему, применяя томографию, мы никогда не получаем этого крайнего решения? В гравитационной томографии описанное крайнее решение можно было бы исключить, ограничивая возможные значения расчётной плотности, но ведь этого не делается, значения плотности «сами» получаются ограниченными.

В алгоритмах томографии потенциальных полей можно выделить 3 этапа:

1. поле разбивается на несколько сопоставимых по амплитуде частотных составляющих и неинтерпретируемый низкочастотный остаток;
2. устанавливается соответствие выделенных составляющих поля с глубинами исследуемой толщи;
3. для каждой составляющей поля решается обратная задача в виде распределения источников поля по горизонтальной плоскости на установленной глубине или по слою, локализованному в пределах заданного диапазона глубин.

Далее эффективная, т.е. расчётная плотность или намагниченность любой точки исследуемой толщи может оцениваться интерполяцией между полученными горизонтальными слоями решения.

В предложенной схеме последовательности выполнения операций содержится ответ на поставленный вопрос: если все источники сосредоточатся в верхнем слое, это будет противоречить условию сопоставимости выделенных составляющих поля, каждая из которых привязана к своей глубине. Тем самым заранее задано распределение источников по всей исследуемой толще.

Установление соответствия составляющих поля глубинам выделено в качестве самостоятельного этапа, поскольку именно на этом этапе осуществляется настройка схемы на модельных примерах с известными глубинами источников поля. Последующие практические примеры позволяют убедиться в согласованности результатов различных геофизических методов и, следовательно, в адекватности томографических построений.

Разбиение поля на составляющие в пределе стремится к дифференцированию по глубине. Если аномалию от модельного тела простейшей формы формально пересчитать вниз, то в аналитически продолженном поле будет видна только верхняя кромка тела. Если же продолженное поле продифференцировать по глубине, проявится и нижняя кромка.

Реализация первого и последнего этапов схемы может быть различной – разные методы можно успешно применять как для анализа исходного поля, так и для решения послойных обратных задач. Эти вариации выбора алгоритмов будут влиять на результаты томографии, образуя область эквивалентных решений задачи, но все решения будут геологически-адекватны, т.е. не будут содержать пространственных распределений источников, заведомо недопустимых в геологической среде.

Приведём несколько примеров известных реализаций схемы.

Для анализа поля – пересчёт вверх и обратно вниз, в качестве решения обратной задачи – расчёт контактной поверхности [4].

Для анализа поля – преобразования Фурье и операции с частотным спектром, в качестве решения обратной задачи – обратный расчёт поправки за притяжение промежуточного слоя [10].

Методы анализа поля не раскрываются, в качестве решения обратной задачи – расчёт особых точек составляющих поля (без установления чёткого соответствия составляющих поля с глубинами) [3].

Для анализа поля – полосовая медианная фильтрация, в качестве решения обратной задачи – формальный пересчёт вниз [2].

Для анализа поля – выделение частотных составляющих исходного поля по радиусу автокорреляции, в качестве решения обратной задачи – квазиволновое представление разреза [7].

Результаты томографии зависят и от метода выделения частотных составляющих поля, и от выбора моделей для глубинной привязки выделенных составляющих, и от способа решения обратной задачи для составляющих поля. Наиболее изученным случаем эквивалентности решений обратной задачи гравиразведки и магниторазведки является эквивалентность сосредоточенных и распределённых источников поля, например, материальной точки, шара и контактной поверхности. Для геологической среды, физические свойства которой изменяются в ограниченных диапазонах, более адекватными являются распределённые источники. Даже тела железистых кварцитов, создающие локальные аномалии, сравнимые по интенсивности с магнитным полем Земли, имеют конечную мощность и конечную плотность намагниченности. Если решение обратной задачи ищется в виде комбинации сингулярных источников,

для последующего наглядного представления результатов такого решения приходится вводить в рассмотрение непрерывную плотность источников.

Известно, что глубинная привязка результатов 2D- и 3D-интерпретации аномалий потенциальных полей может существенно различаться (до 30%) [1]. Если на исследуемой территории выявлены вытянутые аномалии, то для таких аномальных участков можно построить томографические разрезы в 2D-геометрии по расчётным профилям, проведённым вкрест изолиний, устранив тем самым возможную локальную неадекватность 3D-томографии.

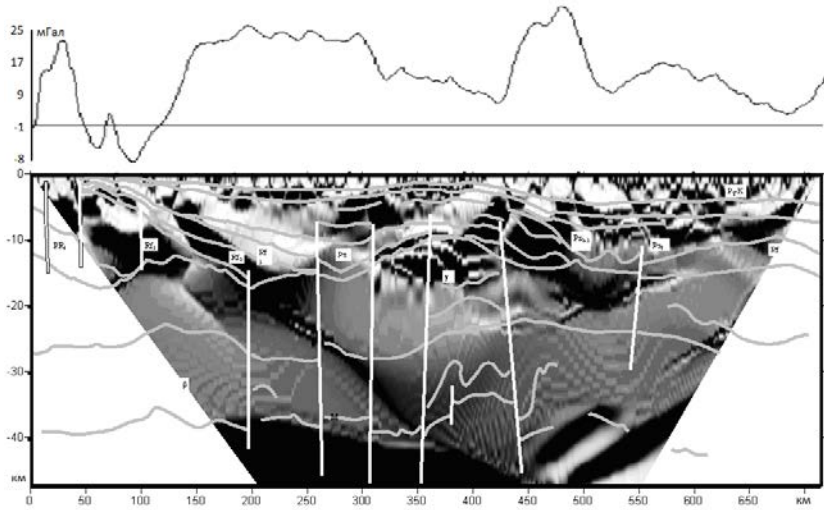


Рис. 1.Реконструкция структурно-тектонического разреза по профилю АР-1 методом расчета системы стоячих внутренних гравитационных волн и вычисления на уровне каждой волны кажущейся плотности с полутоновым представлением ее распределения в плоскости разреза [6]. Вверху показан график гравитационного поля. Отражены поверхности напластования и секущие их дизъюнктивы (вертикальные линии), восстановленные по сейсмоволновому разрезу

В XX веке был выполнен огромный объём региональных сейсморазведочных работ и зондирующей электроразведки, в результате чего практически для любого района можно схематически оценить строение земной коры – глубину кристаллического фундамента и поверхности Мохо. Тем самым создана основа для проверки геологической адекватности томографических разрезов, особенно, для распределений полной эффективной плотности, которые можно прямо сопоставить с сейсмоплотностными разрезами. Например, для разреза по профилю глубинного сейсмического зондирования Рубин среднеквадратичное отклонение полных эффективных плотностей от оценок плотности по сейсмическим данным составило ±0,09 г/см^3 [2]. Еще один пример сопоставления результатов интерпретации гравитационного поля с результатами глубинных сейсмических исследований приведен на рис. 1.

Использованный здесь метод глубинного пересчета несколько иной, алгоритм метода сводится к последовательным операциям: вейвлет-преобразованию исходного сигнала; пересчету узкополосной компоненты сигнала в квазипериодическую функцию пространственной стационарности; отнесению этой функции, как образа стоячей волны, к детерминированному глубинному диапазону на основании физической аналогии с гидродинамической системой и пересчету в каждую точку задания образа стоячей волны значений узкополосной компоненты геополя. Отмечаются корреляции полученного квазиволнового гравитационного разреза и разреза, восстановленного по материалам сейсморазведки. Отбиваются погребенные структуры; шовные зоны, разделяющие региональные структурные единицы, включающие блоки карельского фундамента, а также рифейские, каледонские и герцинские рифтогенные прогибы. Можно видеть резкое, близкое к скачкообразному, изменение длины волн на границе палеозойских и рифейских формаций, на основании чего уверенно отбивается кровля консолидированного фундамента.

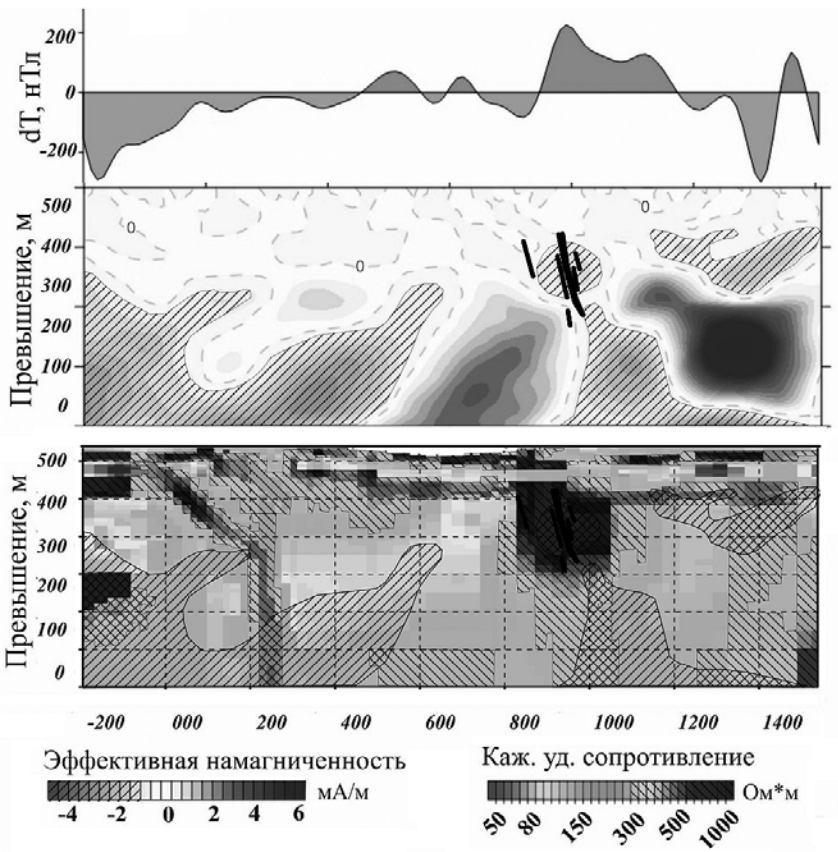


Рис. 2. Сопоставление результатов АМТ и магниторазведки по профилю, пересекающему жильную зону (черные линии отмечают кварцевые золотоносные жилы) [11]. Вверху: график аномального магнитного поля, в центре: разрез эффективной намагниченности; внизу: фрагмент геоэлектрического разреза в сопоставлении с областью отрицательной эффективной намагниченности

Использование рассматриваемых алгоритмов возможно на различных этапах – от работ регионального масштаба до детальных. И если структурные построения, затрагивающие глубины всей земной коры (до границы Мохоровичича) проверить можно только сопоставлением с результатами других геофизических методов, результат интерпретации работ поискового этапа может быть заверен непосредственно, т.е. бурением. Ниже представлен пример сопоставления результатов магнитотеллурического зондирования в аудио-диапазоне (АМТ) и магниторазведки по профилю, секущему жильную зону, обнаруженную по данным геофизических работ и подтвержденную данными бурения. На разрезе эффективной намагниченности слабо выделяется вертикальная неоднородность в интервале глубин 300-400 м, связанная с разностью магнитных свойств туфов и лав, слагающих разрез выше и ниже этого уровня. Областью отрицательной эффективной намагниченности, совмещенной с зоной повышенных значений кажущегося удельного электрического сопротивления, отмечается группа погребенных золотоносных жил, локализованных в пределах толщи вулканических пород. Указанная область отрицательной эффективной намагниченности достаточно контрастна и ассоциируется с флюидоподводящим каналом, участвовавшим в формировании жильной зоны эпитермального генезиса.

Таким образом, результаты применения томографических алгоритмов интерпретации потенциальных полей соответствуют допустимому диапазону численных эффективных значений физических параметров; а реальные контрастные границы этих параметров находят отражение на получаемых разрезах. К настоящему моменту трудно вообразить лучший инструмент независимого анализа данных магнито- и гравиразведки, не требующий использования дополнительной геологической информации, но при этом и не исключающего применение априорных данных [2].

Литература

1. Алексеев С.Г., Козлов С.А., Штокаленко М.Б. Особенности геологической интерпретации результатов гравиразведки и магниторазведки // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2010.

2. Алексеев С.Г., Сенчина Н.П., Шаткевич С.Ю., Штокаленко М.Б. Достоинства и недостатки томографии потенциальных полей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 43-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского. Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга», 2016. С. 10-13.

3. Атаков А.И., Гололобов Ю.Н., Мавричев В.Г., Кирсанов А.А., Липияйнен К.Л. Новые технологии обработки дистанционных геолого-геофизических данных при нефтегазопоисковых работах // 10-я Всероссийская научно-практическая конференция «Геоинформатика в нефтегазовой и горной отраслях». Сургут, 2009.

4. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Буш В.А., Трусов А.А. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений нефти и газа // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 13–18.
5. Долгаль А.С., Дудин О.А. Локальное прогнозирование рудоносных интрузивных образований на основе современных технологий интерпретации геопотенциальных полей // Вестник Пермского университета. Геология, 2014, Вып. 1 (22). С. 49-58.
6. Мовчан И.Б., Яковлева А.А. Квазиволновые представления в геологической интерпретации гравитационного поля // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2007. № 7. С. 339-345.
7. Мовчан И.Б., Яковлева А.А. Применение комплекса аналитических продолжений потенциальных полей на примере участка сейсмического профиля m-714 листа N-38 // Журнал научных публикаций аспирантов и докторантов. 2016. №4. С. 170-173.
8. Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий // Геофизика и математика. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 104–107.
9. Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизических данных. М.: РГГУ, 2004. 74 с.
10. Приезжев И.И. Информационные технологии комплексной интерпретации геофизических данных для геологического моделирования: диссертация на соискание ученой степени д.т.н. М.: РГГУ, 2010. 232 с.
11. Сенчина Н.П., Ермолин Е.Ю., Ингеров О., Савичев А.А. Комплексирование АМТЗ и магниторазведки при поисках золотоносных кварцевых жил // электронный ресурс, материалы конференции ГеоБайкал 2014. Иркутск, Россия, 18-22 августа 2014 г.

Исследование закономерностей в поведении расчетного гравитационного поля, полученного в результате аналитического продолжения, для антиклинальных и синклинальных складок

Арсанукаев З.З.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, zaindy@mail.ru

Ключевые слова: аналитическое продолжение, дискретные аппроксимации, функция Березкина.

Развитие основ интерпретации гравитационных полей является важнейшей задачей в поисковой геофизике. Одним из способов решения этой задачи, который доказывает свою эффективность в современных условиях зрелой компьютерной эпохи, состоит в выделение и оконтуривание перспективных на

залегание полезных ископаемых разрезов в результате аналитического продолжения в нижнее полупространство измеренных на поверхности Земли значений аномального гравитационного поля. Использование метода дискретных аппроксимаций позволяет редуцировать непрерывную задачу аналитического продолжения заданных значений поля с использованием уравнения Лапласа к дискретной задаче с составлением и решением систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) больших порядков. Расчетное гравитационное поле в нижнем полупространстве, полученное в результате решения СЛАУ имеет характерные особенности. В этих особых точках значения поле потенциала и его производных скачкообразно меняются, или обращаются в бесконечность. Найденные особые точки аналитических функций, вместе с тем, представляют геометрические особенности контуров поперечных сечений поверхностей возмущающих тел, которые могут быть выражены в виде резких изломов, угловые перегибов, разрывов и прочие неправильностей.

Таким образом, по поведению расчетного аномального поля, полученного в результате аналитического продолжения измеренных значений поля на поверхности Земли, опосредовано определяется и поверхность возмущающего тела, причем определяется без знания его избыточной плотности, которая определяется наряду с элементами залегания тел, по самой гравитационной аномалии. Но здесь возникает проблема оценки точности расчетных значений поля полученных в результате аналитического продолжения, так как необходимо решать насколько интерпретационная картина, полученная в результате аналитического продолжения, близка к истинной. Решение проблемы заключается в математическом моделировании геологических объектов в виде тел простейших геометрических форм: прямоугольных призм, горизонтальных и вертикальных цилиндров, плоскостей и т.п. Если рассматривать тела простейших геометрических форм в качестве возмущающих объектов, то соответствующие интегралы, описывающие поля гравитационного потенциала и его производных, вычисляются в конечном виде (эти решения описывают решения так называемой прямой задачи). Особенно простой вид решения прямой задачи имеют в двумерных условиях, которые здесь и рассматриваются.

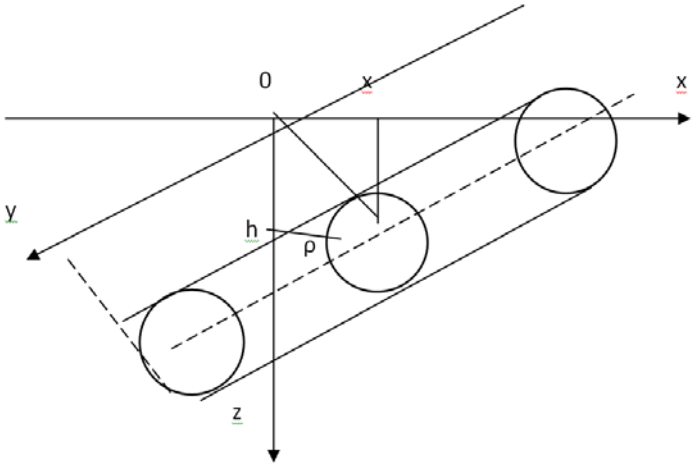


Рис. 1. К определению гравитационного действия бесконечного горизонтального материального цилиндра

Следовательно, если иметь в распоряжении, в результате решения прямой задачи аналитические формулы для гравитационных полей возмущающих тел простейших форм в модельных примерах, и

принимать их значения в задаче аналитического продолжения в качестве заданных (измеренных) значений поля на поверхности Земли, а полученные в результате решения СЛАУ значения поля в нижнем полупространстве сравнивать по какой-либо норме с точными решениями той же прямой задачи в соответствующих точках, то можно оценивать точность значений поля, полученных в нижнем полупространстве при аналитическом продолжении.

Задача аналитического продолжения для заданных значений аномального гравитационного поля на поверхности Земли, когда в качестве возмущающих тел выступают синклинальные или антиклинальные складки, решается в модельных условиях следующим образом.

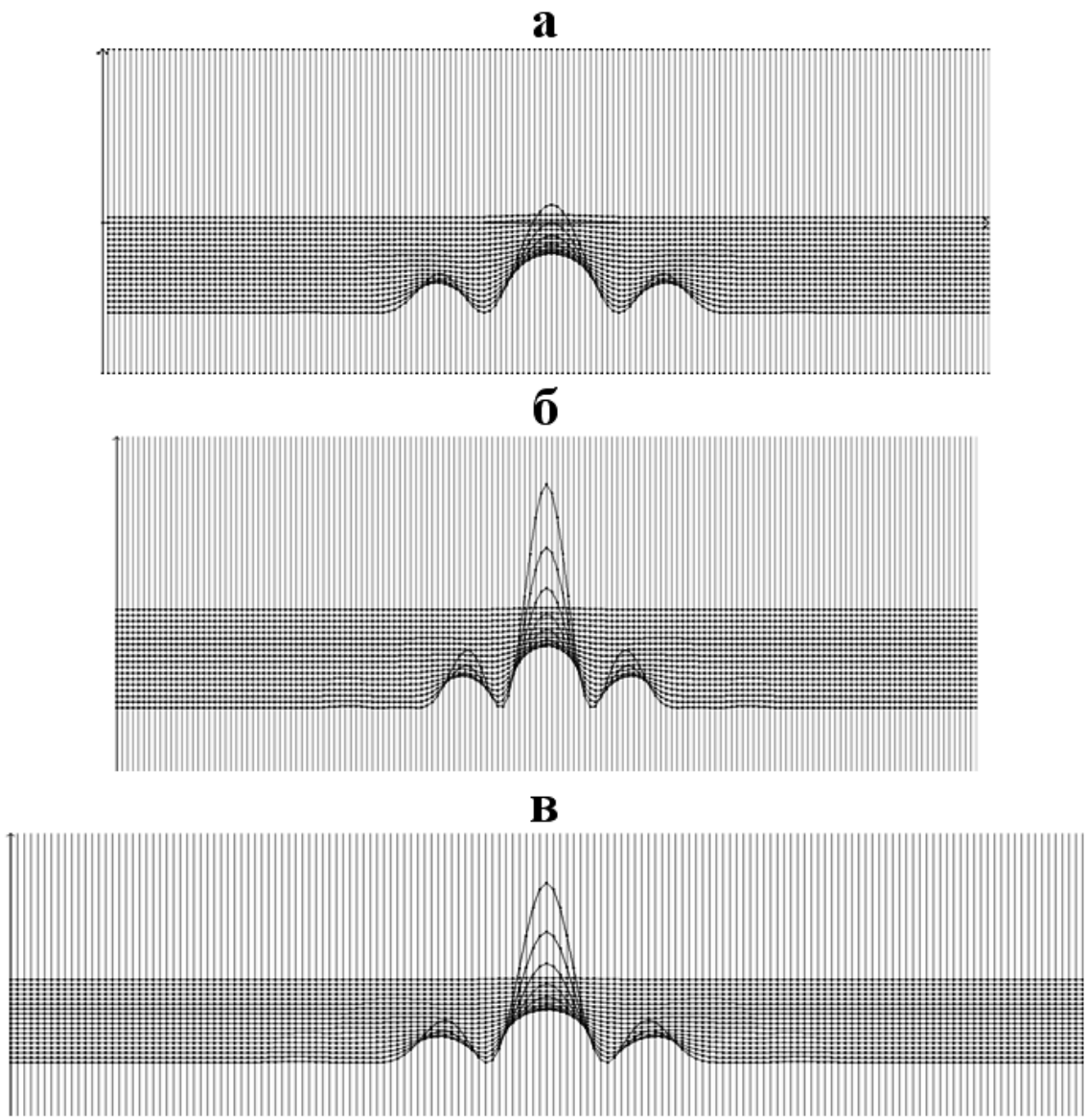


Рис. 2. Графики функции Березкина цилиндра построенные по расчетным значениям гравитационного поля полученными при аналитическом продолжении в нижнее полупространство до отметки, равной 4 км для модельных примеров: а – для вертикального пласта; б – для куполовидной структуры; в – для горизонтального цилиндра

Как решается прямая задача. В качестве модели синклинальных или антиклинальных складок принимается круговой горизонтальный материальный цилиндр, координаты концов цилиндра обозначаются через (x, y, h), а для вычислений используются горизонтальные цилиндрические координаты (рис. 1) Записывается с использованием закона всемирного тяготения интеграл, выражающий аномалию силу тяжести для возмущающего тела в виде кругового горизонтального цилиндра. В двумерных условиях при y=∞ получаем окончательно

$$\Delta g = 2 f \lambda \frac{h}{x^2 + h^2}, \qquad (1)$$

которая будет выражать гравитационное действие исходного бесконечного кругового горизонтального цилиндра, где под λ следует понимать произведение объемной избыточной плотности σ цилиндра на площадь его поперечного сечения, т.е. $\lambda = \sigma S = \sigma \pi R^2$, а R - радиус поперечного сечения цилиндра. Затем непрерывное двумерное пространство заменяется дискретным сеточным пространством. Сетка принимается равномерной с одинаковым шагом как в направлении оси Ox, так и в направлении оси Oz (ось Oz направлена вниз). Непрерывное уравнение Лапласа заменяется дискретным с заменой вторых производных вторыми разделенными разностями. С использованием формулы (1) вычисляются значения поля в узлах сетки на уровнях z=0, z=-h, которые используются в качестве заданных («входные» данные) значений в задаче аналитического продолжения.

Параметры модельного примера принимались следующими: шаг сетки равен h=0.2 км; длина профиля (уровня), на котором располагаются заданные значения поля и расчетные значения, полученные при аналитическом продолжении, равна 32 км; диаметр поперечного сечения кругового горизонтального цилиндра равен 4 км; расстояние от верхней точки сечения цилиндра до уровня z=0 равно 4 км; избыточная плотность цилиндра равна 0.1 г/см^3. Затем с использованием дискретного уравнения Лапласа и с учетом «входных» значений поля формируются матрица и вектор правой части возникающей здесь переопределенной СЛАУ. В результате проведенных расчетов (после решения СЛАУ) было установлено, что значения поля в нижнем полупространстве найдены с высокой точностью вплоть до верхней точки сечения цилиндра (относительная погрешность расчетных значений поля в среднеквадратической норме на глубине1-3 шага сетки составляет – 10^{-5}, на глубине 2 км – 10^{-3}, а вблизи верхней точки сечения цилиндра – 10^{-2}). Решение соответствующих СЛАУ в результате аналитического продолжения до различных отметок в нижнем полупространстве позволяет с высокой точностью определить положение верхней особенности сечения цилиндра и положение центра тяжести сечения (в случае цилиндра однородной плотности положение нижней особенности достраивается по положениям верхней особенности и центра тяжести).

Результаты расчетов сравнивались с результатами вычислительных экспериментов, ранее проведенных автором для вертикального пласта и куполовидной структуры (геологические аналоги - соответственно блоковые структуры типа горстов или грабенов и соляные купола или карстовые пустоты с практически одинаковыми параметрами моделей (а именно: шаг сетки, длина профилей, расстояние до верхней кромки возмущающих тел, геометрические размеры тел, избыточные плотности). Было установлено, что элементы залегания для всех возмущающих тел определяются с хорошей точностью т.е. закономерности в поведении расчетного поля одни и те же при определении верхней кромки и центра тяжести. Различия в поведении расчетного поля в нижнем полупространстве проявляются при построении функции Березкина, включающей в себя вторые производные от расчетного гравитационного поля. Эти различия в поведении обусловлены различием форм поверхности возмущающих тел. На рис. 2 приведены графики функции Березкина. Как следует из рисунка в случае вертикального пласта (рис. 2а) значение функции Березкина по центральной оси симметрии в примерно в 2 раза больше значений функций для верхних крайних точек пласта, т.е гравитационное влияние верхних крайних точек на поведение расчетного поля является довольно значительным. Напротив, для куполовидной структуры и горизонтального цилиндра (рис. 2б, 2в значение функции Березкина по центральной оси симметрии сечения значительно выше в сравнении со значениями для крайних точек сечения, т.е. гравитационное влияние по центральной оси симметрии здесь является доминирующим. В заключение отметим, что проведение вычислительных экспериментов с построением атласа кривых для возмущающих объектов с различной геометрией поверхности с использованием пакета программ «GrAnM» призвано сформировать библиотеку решений, которая будет в дальнейшем использована на практике при выделении и оконтуривании перспективных разрезов с применением пакета программ « GrAnMPractice».

Литература

1. Арсанукаев З.З. Применение технологии выделения перспективных разрезов посредством пакета программ «GrAnM» для куполовидных структур // Материалы 42-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». 26 января – 31января 2015, г. Пермь, 2015.- С. 9-11.

2. Арсанукаев З.З. Некоторые аспекты решения обратной задачи гравиметрии в компьютерной технологии «GrAnM» // Геофизические исследования. Москва: ИФЗ РАН. 2016. Т. 17. № 1. С. 58-64.

Возможности и целесообразность использования ретроспективных гравимагнитных данных для решения прогнозно-поисковых задач

Бабаянц П.С.

АО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия, babayants@aerogeo.ru

Ключевые слова: гравиметрия, аэромагнитная съемка, интерпретационная томография, поиски месторождений полезных ископаемых.

В последние годы, в условиях кризиса, характеризующегося заметным снижением цен на основные виды сырья, крупные горнорудные и нефтяные компании системно снижают объемы геологопоисковых работ, в т.ч. современных геофизических съемок, на своих лицензионных площадях. Одним из аргументов для отказа от такого рода исследований на территории России служит высокая (по сравнению с остальным миром) ее изученность среднемасштабными съемками, выполненными во второй половине прошлого века (Государственные гравиметрические и аэромагнитные съемки масштаба 1:200 000).

К сожалению, сходной точки зрения придерживаются и отдельные наши коллеги. Так в работе [1] отмечается: «При современном состоянии изученности территорий среднемасштабными гравиметрическими и магнитными съемками томография позволяет изучать строение любого участка недр с целью прогноза и поисков полезных ископаемых *без проведения новых площадных среднемасштабных полевых работ*. Материалы геофизических съемок территории России сосредоточены в банке данных Гравимаг». (Подчеркивание – мое, курсив – авторов). Подобная позиция поддерживается и другими специалистами, однако наш опыт свидетельствует о ее несостоятельности.

1. Существенным недостатком ретроспективных съемок, делающим их несопоставимыми с современными, является отсутствие исходных материалов в цифровой форме. Оцифровка аналоговых данных с бумажных носителей требует немалых материальных и временны́х затрат и, кроме того, ведет к снижению качества исходных данных, и без того не выдерживающих критики с позиций сегодняшнего дня.

2. Все аэромагнитные съемки, по результатам которых были составлены Государственные карты масштаба 1: 200 000, были выполнены до введения в аэрогеофизическую практику в 90-ых годах прошлого века системы спутниковой навигации, повысившей точность привязки до первых метров (а с использованием дифференциальной коррекции данных – до первых сантиметров), т. е. на два порядка (в 100 раз!) по сравнению с ранее наиболее распространенным методом – фотопривязкой и по крайней мере на порядок по сравнению с дорогостоящим радиогеодезическим методом привязки.

3. Данные Государственной гравиметрической съемки масштаба 1:200000 характеризуются весьма низкой погрешностью единичного измерения 0.8 мГал

усугубляющейся, как было показано в [2], погрешностью учета влияния рельефа, превышающей 1 мГал. Дополнительно сказывается погрешность интерполяции, т.к. данные в банке Гравимаг хранятся в форме матриц. С учетом того, что рудные (да и многие нефтяные) залежи крайне редко сопровождаются гравитационными аномалиями амплитудой более 1 мГал, их обнаружение по данным такой съемки представляется проблематичным.

4. Наш опыт использования алгоритмов интерпретационной томографии для интерпретации гравитационного и магнитного полей в разных районах свидетельствует, что разрешающая способность полученных моделей у современных съемок заметно выше, чем у ретроспективных, даже для съемок одного масштаба. Кроме того, вертикальное разрешение таких моделей напрямую зависит от пространственного разрешения (масштаба) исходных данных, и для масштаба 1:200 000 составляет около 500 м. Попытки искусственно сгустить шаг по вертикали приводят к «распадению» поля.

5. Плотность наблюдений Государственной гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 не превышает 1 точки на 8-10 кв. км. При этом размеры самых крупных большеобъемных (железо, хром) месторождений не достигают и 1 кв. км по площади, а для цветных и благородных металлов – и того меньше [3]. Т.е. в пространстве между двумя точками измерений можно поместить несколько крупных объектов. Наш опыт интерпретации свидетельствует, что по материалам комплексных современных съемок масштаба 1:50 000 можно уверенно выделять в лучшем случае объекты ранга рудного поля. Т.е. ни о каких поисках месторождений не может быть речи.

6. В последние годы одним из важных направлений исследований является магнитная навигация по данным аэромагнитной съемки, использующаяся, в частности, для определения положения забоя скважин и для военных целей. Выполненные в 2016 году исследования (Трусов А.А.) свидетельствуют о том, что на большей части территории России ретроспективные аэромагнитные данные не обладают необходимой для решения указанных задач точностью.

Выводы:

1) Ретроспективные данные, в т.ч. хранящиеся в банке данных Гравимаг, не обладают необходимым пространственным разрешением и точностью и не могут использоваться для поисков и прогноза месторождений полезных ископаемых.

2) Методы интерпретационной томографии, весьма эффективные при решении задач картирования, в т.ч. объемного, территорий не обладают необходимым вертикальным разрешением для локализации месторождений.

3) Аэромагнитные данные, полученные при съемках масштаба 1:200 000 с феррозондовыми магнитометрами и фото (или визуальной) привязкой, не отвечают современным требованиям к качеству аэромагнитных съемок и должны быть сняты с изученности.

Литература

1. Алексеев С.Г., Сенчина Н.П., Шаткевич С.Ю., Штокаленко М.Б. Достоинства и недостатки томографии потенциальных полей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 43-

й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (Воронеж, 26-30 января 2016 г.). Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга». 2016. С. 10-13.

2. Бабаянц П.С., Бровкин Г.И., Могилевский В.Е. Влияние погрешности аппроксимации рельефа на точность аэро- и наземных гравиметрических съемок // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 41-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (Екатеринбург 27-31 января 2014 г.). Екатеринбург: ИГФ УРО РАН, С. 29-31.

3. Рудные месторождения СССР / под ред. В.И. Смирнова // М: Недра. 1974.

Применение критериев теории принятия решений в обратных задачах гравиразведки

Балк П.И.[1], Долгаль А.С.[2]

[1] Берлин, ФРГ, tatianabalk@mail.ru
[2] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

Ключевые слова: гравиразведка, обратная задача, интерпретация, монтажный метод, множество допустимых решений, риск, неопределенность, выбор, критерий, вычислительный эксперимент.

Рассмотрим обратную задачу гравиразведки "рудного" типа: пусть m – число точек x_t земной поверхности, в которых заданы значения поля Δg, с каждым допустимым решением $S_\alpha \in Q$ свяжем вектор $\xi_\alpha \in \mathbf{R}^m$ разностей $\xi_{\alpha,t} = \Delta\tilde{g}_t - \Delta g_{\alpha,t}$ измеренного поля и поля масс, распределенных по носителю S_α с заданной плотностью $\hat{\delta}$. Если модельные представления не противоречивы и истинное решение обратной задачи $\hat{S} \in Q$, то вектор $\xi = (\xi_1, \xi_2, ..., \xi_m)$ помех в измерениях $\Delta\tilde{g}_t$ суть элемент множества $\Xi = \{\xi_\alpha\}$. Положим, что $S(A) \in Q$ и $S(B) \in Q$ – решения обратной задачи по двум конкурирующим методам A и B, $\rho(S_\alpha, S_\beta)$ – функция близости на множестве Q. Если при этом $\xi \in \{\xi_\alpha \in \Xi : \rho(S(A), S_\alpha) < \rho(S(B), S_\alpha)\}$, то по точности решение $S(A)$ окажется предпочтительней. Следует подчеркнуть, что понятие оптимального решения обратной задачи гравиразведки не может охватить все типы геологически-содержательной информации об объекте исследования.

Теория принятия решений оперируют с двумя основными множествами: *множеством* $\Omega = \{\Omega_\alpha\}$ *возможных состояний* природы (изучаемого объекта), одно из которых будет иметь место (заранее неизвестно, какое именно), и конечным *множеством* $A = \{A_1, A_2, ..., A_n\}$, *альтернативных действий*, любое из

которых может выбрать субъект, принимающий решение [2, 5]. Последствия принятия решения A_i характеризует *функция полезности* (*выгоды, выигрыша*) $\rho:(A\times\Omega)\to\mathbf{R}$. Иногда удобнее, когда $\rho(A_i,\Omega_\alpha)$ имеет смысл *функции потерь*. Каждая задача принятия решений имеет свой *критерий оптимальности*, который позволяет упорядочить все альтернативные решения из A по предпочтению в соответствии с целевой задачей выбора и возможными состояниями Ω_α изучаемого объекта.

В случае обратной задачи гравиразведки "рудного" типа Ω – суть множество $Q=\{S_\alpha\}$ допустимых модельных носителей. После того, как некоторый элемент $S^*\in Q$ будет рекомендован в качестве наилучшей оценки носителя $\widehat{S}$, настает очередь за выбором дальнейших заверочных геологоразведочных работ – тех самых *альтернативных действий* (например - бурения скважины определенной глубины). Но этот выбор выходит за рамки собственно проблематики обратных задач. Поэтому за множество A логично также принять множество Q, из которого будет выбрано рекомендуемое решение. Таким образом, обратные задачи гравиразведки представляют для теории принятия решений особый случай: $A=\Omega$ и $\rho(S_\alpha,S_\beta)$ суть выигрыш (или потери) при выборе носителя S_α в качестве оценки истинного носителя $\widehat{S}$, тогда как в реальности $\widehat{S}=S_\beta$[1]. Для характеристики области $\widehat{S}$, занятой источниками аномалии, целесообразно использование метрик ρ, порожденных мерой Лебега μ. К примеру, метрики Штейнхауса, нормированной на отрезке [0,1]: $\rho(S^*,\widehat{S})=1-\dfrac{\mu(S^*\cap\widehat{S})}{\mu(S^*\cup\widehat{S})}$. Вполне очевидно, что наилучшее решение обратной задачи следует выбирать не из всего множества Q, а из его конечного подмножества $Q_0=\{S_j\}_{j=1}^n\subset Q$ путем прямого подсчета критерия оптимальности для каждого носителя $S_j\in Q_0$. Логично предположить, что это множество содержит элемент $S^\circ\in Q_0$, достаточно *близкий* к истинному решению $\widehat{S}$. Присутствие в Q_0 такого элемента позволяет отождествить носители S° и $\widehat{S}$ и считать в дальнейшем, что носитель S°, который, конечно же, останется неизвестным, и есть истинное решение $\widehat{S}$ обратной задачи. Технологии построения системы результативных допустимых решений можно реализовать с помощью модификаций монтажного метода В. Н. Страхова [4].

Критерии принятия решений в условиях неопределенности рассчитаны на задачи, в которых нельзя априори отдать предпочтение ни одному событию $\widehat{S}=S_i$. Это критерии Лапласа, Вальда, Сэвиджа и Гурвица. Критерии принятия решения в условиях риска охватывают ситуации, в которых можно задать априорные оценки вероятностей p_i событий $\widehat{S}=S_i$. К ним относятся критерии максимума ожидаемой полезности, Ходжа-Лемана, наиболее вероятного состояния природы, минимума ожидаемых сожалений.

В докладе будет представлен ряд примеров использования многих из перечисленных выше критериев для выбора локально оптимальных решений

обратной задачи гравиразведки. Приведем один из них, где рассматриваются результаты серийных расчетов. Сформированы $N=100$ модельных примеров P_k, в каждом из которых массы избыточной плотности $\hat{\delta}=0{,}2$ г/см^3 распределены по одиночным носителям $\hat{S}_k \in M$, характеризующихся сравнительно гладкой границей. Модельный класс M суть множество связных носителей, являющихся объединениями конечного числа $m(k)$ квадратных элементов ω_r регулярного замощения $T=\{\omega_r\}$ области $R=\{(x,z): 2\le x\le 3,\ 0{,}3\le z\le 2{,}5\}$. Длина стороны квадратов ω_r – 0,1км. Чтобы носителям $\hat{S}_k$ придать относительно случайный характер, в качестве таковых взяты допустимые решения обратной задачи для некоторого локального источника аномалии (во всех примерах $m(k)\approx 50$). В каждом из примеров P_k помехи в измерениях $\Delta\tilde{g}^{(k)}(x_t)$, $x_t=0{,}1(t-1)$, $t=1,2,...,m$ $(m=51)$ суть различные выборки $\Xi_k=\{\xi_{k,t}\}_{t=1}^{m}$ равномерно распределенных случайных чисел со стандартным отклонением, слегка превышающим 2% от амплитуды аномалии. За качество ρ оценки S_i носителя S_j взят функционал $\rho(S_i,S_j)=\mu(S_i\cap S_j)$. В каждом из примеров P_k множество допустимых носителей $Q_k=\{S_i^{(k)}\}_{i=1}^{n(k)}$ построено с помощью алгоритма регулируемой направленной кристаллизации В. Н. Страхова [4]. Число $n(k)$ допустимых решений $S_i^{(k)}$ в среднем по N примерам доведено до 190.

Прежде всего, обратим внимание (табл.1, рис. 1) на устойчивость оценок выигрыша (потерь), отвечающих оптимальным решениям по всем четырем критериям – Лапласа (L), Вальда (W), Сэвиджа (C) и Гурвица (G). Это находит выражение в том, что средние значения выигрыша (потерь) заметно превосходят соответствующие среднеквадратические отклонения. Благодаря тому, что во всех примерах значения $\mu(\hat{S}_k)$ приблизительно совпадают между собой, есть возможность содержательно прокомментировать каждое численное значение из табл. 1. К примеру, среднее значение 0,4 км^2 выигрыша ρ по критерию Лапласа означает, что локально оптимальные носители S_k^* в среднем на 80% совпадают с оцениваемыми носителями $\hat{S}_k$.

Таблица 1

Статистические характеристики разброса значений выигрыша (или потерь) ρ при принятии решения по различным критериям выбора

Критерий	*Минимум*	*Максимум*	*Среднее*	*Среднеквадратическое отклонение*
L	0.372	0.417	0.400	0.009
W	0.170	0.280	0.240	0.021
C	0.250	0.390	0.305	0.027
G	0.360	0.435	0.395	0.015

Таблица 2

Характеристика результатов интерпретации
с использованием разных критериев

Критерий оценивания решения	*Критерий принятия решения*			
	L	*W*	*C*	*G*
L	0.400	0.376	0.372	0.336
W	0.216	0.240	0.217	0.188
C	0.335	0.333	0.305	0.362
G	0.358	0.370	0.359	0.395

Алгоритм отвечает за свой статус оптимальности по критерию, который лежит в его основе. Если алгоритм A_2 претендует на превосходство над алгоритмом A_1, то сравнение надо вести по "правилам игры" последнего. Пусть $S^*_{i(k)} \in Q_k$ – решение, которое оказалось оптимальным по критерию B, и значение $\Phi_{A,B}(k)$ выигрыша (или потерь) от принятия его в качестве результата интерпретации оценивается по критерию A, а $\overline{\Phi}_{A,B}$ – среднее этих значений по всем N примерам P_k. В табл. 2 дана сравнительная характеристика результатов интерпретации по критериям Лапласа, Вальда, Сэвиджа и Гурвица при $\alpha = 0{,}5$. Как и должно быть в первых двух и четвертой строках таблицы (здесь речь идет о выигрыше) у диагональных элементов $\overline{\Phi}_{A,A}$ наибольшие значения, а в третьей строке (здесь речь идет о потерях) – наименьшее. В каждой строке разности $\overline{\Phi}_{A,A} - \overline{\Phi}_{A,B}$ недиагональных элементов с диагональным суть

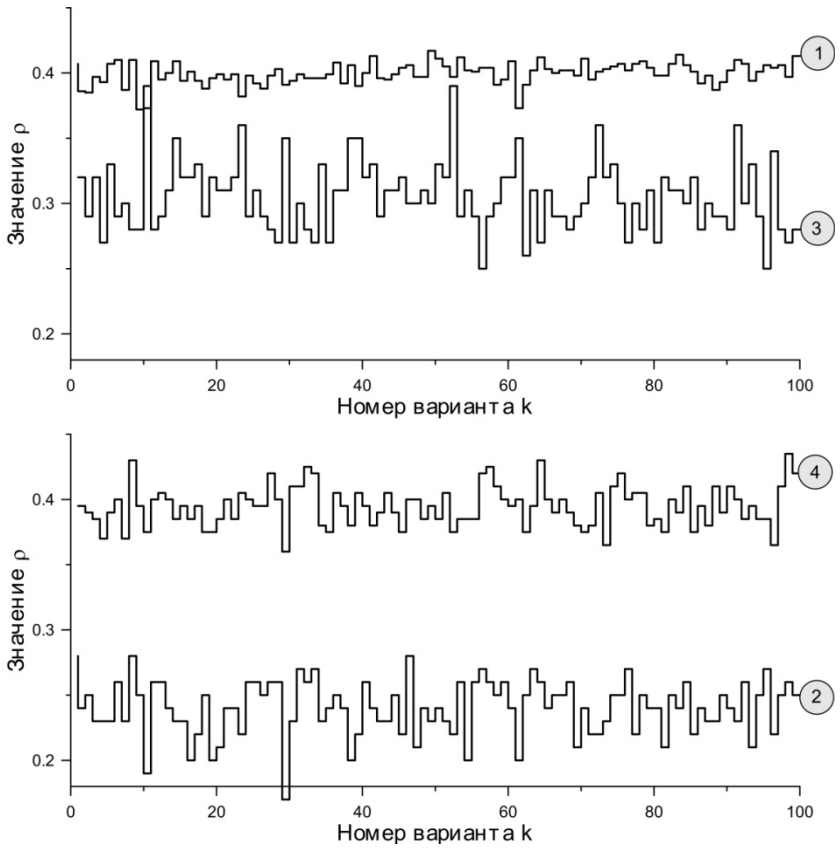


Рис. 1. Графики значений ρ для локально оптимальных решений, полученных по критериям Лапласа (1), Вальда (2), Сэвиджа (3), Гурвица (4) в N = 100 модельных примерах

различие между средним выигрышем (потерями) от принятия решений, оптимальных по двум критериям (A, B), тогда как сопоставление этих решений идет по критерию оптимальности одного из них (A). Соответственно, разности $\overline{\Phi}_{A,A} - \overline{\Phi}_{B,A}$ в каждом столбце таблицы между диагональным элементом и остальными дают представление о том, как изменяются характеристики решения при смене критерия оптимальности, по которым оцениваются эти решения.

Не исключено, что некоторые из локально оптимальных решений совпадут друг с другом; это всецело определяется особенностями помехи в измерениях аномалии. В общем же случае локально оптимальные решения могут заметно разниться между собой. В качестве иллюстрации на рис. 2 приведены локально оптимальные решения, построенные в одном из примеров P_k.

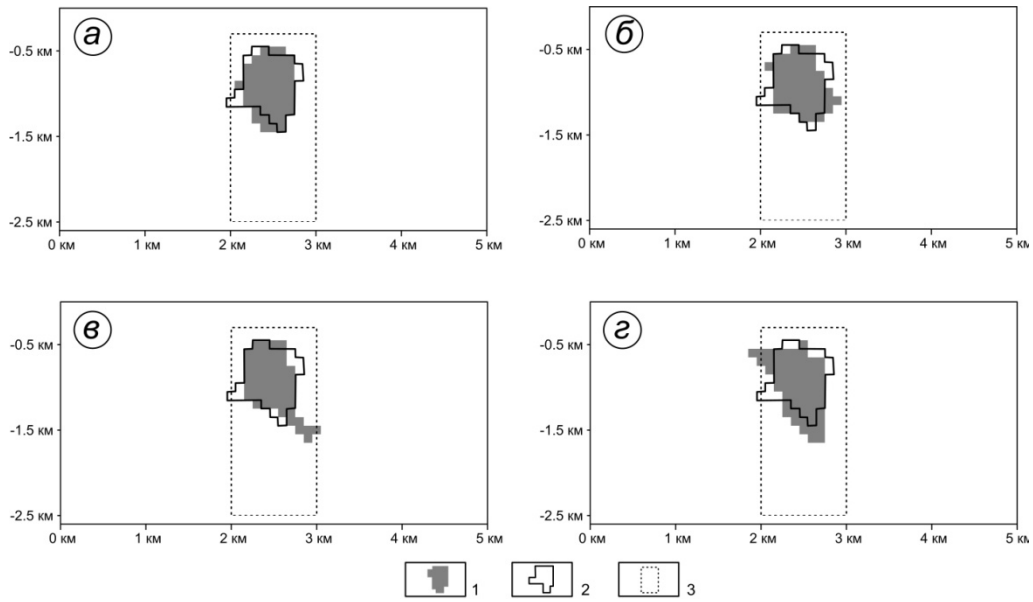


Рис. 2. Результаты интерпретации аномалии силы тяжести в примере P_{50} по критериям Лапласа (а), Вальда (б), Сэвиджа (в), Гурвица (г): 1 – решения обратной задачи; 2 - "истинный" источник поля; 3 - область поиска допустимых решений обратной задачи

Проблема повышения достоверности и информативности результатов решения обратных задач является весьма актуальной в теории интерпретации гравитационных аномалий. Выбор наиболее эффективной стратегии решения этой проблемы во многом зависит от того, в какой степени мы можем рассчитывать на заимствование результатов из смежных прикладных математических дисциплин. В работе [3] В.Н. Страхов сформулировал основную проблему математической геофизики как создание общей теории интерпретации геофизических данных, полностью адекватной реалиям практики. Критерии выбора, разработанные в теории принятия решений и адаптированные к геофизической проблематике, полностью согласуются с концепцией адекватности теории практике. Выделенные из множества альтернативных вариантов интерпретации гравитационного поля достаточно

небольшого числа локально оптимальных решений, отвечающих каждому из рассмотренных критериев – это еще одна форма противостояния неопределенности, присущей обратным задачам гравиразведки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-01823А).

Литература

1. Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В., Христенко Л.А. Критерии теории принятия решений в задачах количественной интерпретации гравитационных аномалий // Геоинформатика. 2016. № 3. С. 29–40.
2. Райфа Г. Анализ решений. М. Наука. 1977. 408 с.
3. Страхов В.Н. Геофизика и математика // Физика Земли. 1995. №12. С. 4–23.
4. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии // Доклады АН СССР. 1976. Т. 227. №2. С. 344–347.
5. Черноруцкий И.Г. Методы принятия решений. С.-Петерб. Изд-во: БХВ-Петербург. 2005. 416 с.

Использование информации о помехах в монтажных технологиях интерпретации гравитационных аномалий

Балк П.И.[1], Долгаль А.С.[2], Балк Т.В.[1], Христенко Л.А.[2]

[1] Берлин, ФРГ, tatianabalk@mail.ru
[2]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

Ключевые слова: гравиразведка, обратная задача, монтажный метод, помеха, информация, итерационный процесс, функционал, модельный пример.

Исполняется 40 лет с момента опубликования статьи В.Н. Страхова и М.И. Лапиной [9], посвященной конечноэлементному монтажному подходу к решению обратных задач гравиразведки. По В.Н. Страхову проблему становления конечноэлементного подхода следует поставить в один ряд с созданием специализированного искусственного интеллекта и разработкой математической теории некорректных задач, полностью адекватной геофизической практике [8]. В настоящее время в теории интерпретации гравитационных аномалий положено начало принципиально новым технологиям извлечения информации из гравиметрических данных, названным аддитивными [1]. Их отличают два признака. Первый признак выражается в том, что в процесс интерпретации вовлекается как можно большее число приближенных решений обратной задачи, эти допустимые решения должны быть построены фактически и результат интепретации обязан зависеть от

каждого из них. Второй признак состоит в том, что результаты интерпретации выражаются не в терминах наилучшего решения $S^* \in Q$, а в виде функций $\lambda(X)$ распределения одного или нескольких параметров в точках X геологического пространства [2,6].

Монтажные алгоритмы как нельзя лучше подходят для целей генерации нужного числа допустимых решений обратной задачи [3,5]. Но, как обнаружилось, существует целый ряд актуальных проблем, для решения которых не было ни объективных, ни субъективных препятствий и которые, что называется, лежат на поверхности. Речь идет об учете априорных посылок о свойствах помех в измерениях гравитационного поля. Если в вопросах учета данных о возмущающем объекте и степени сложности итерационного шага современные монтажные алгоритмы ушли далеко вперед, то в вопросе учета свойств помех измерений все осталось как сорок лет назад и ограничивается заданием среднеквадратического уровня аддитивной помехи. В докладе исследуется возможность монтажного метода в вопросе использования априорной информации об уровне помех – аддитивных и мультипликативных.

Среднеквадратическая погрешность определения аномалий Буге, как известно, включает в себя инструментально определенные погрешности наблюденных значений силы тяжести и зависит от точности определения высот и координат пунктов гравиметрических наблюдений. Однако за ее рамками остается влияние переменной плотности горных пород верхней части геологического разреза (т.н. промежуточного слоя), а также влияние всех допущений и упрощений, использованных при построении стартовой физико-геологической модели изучаемого объема среды. Кроме того, экспериментальная информация показывает, что высокочастотные геологические помехи, осложняющие аномалии силы тяжести, нередко имеют фрактальный характер.

Центральная идея, которая лежит в основе монтажного подхода, заключается в обеспечении единства сеточного (конечноэлементного) описания некоторой части S пространства, заведомо содержащей в себе источник аномалии $\widehat{S}$, и специализированного метода минимизации невязки при построении допустимого решения Ω^* в виде объединения определенного числа элементов сеточного покрытия области S. На очередной итерации алгоритма регулируемой направленной кристаллизации (РНК) для каждой конфигурации $\Omega_{t,i}$ из решения линейного алгебраического уравнения определяется плотность $\delta = \delta_{t,i}$, при которой достигается минимум $\varepsilon_{t,i}$ среднеквадратической невязки

$$\Phi_0(\delta) = \left(\frac{1}{m} \sum_{j=1}^{m} \left(\Delta\tilde{g}(X_j) - \Delta g(\Omega_{t,i}, \delta; X_j) \right)^2 \right)^{1/2} \qquad (1)$$

наблюденного поля $\Delta\tilde{g}$ и поля Δg, создаваемого распределением $< \Omega_{t,i}, \delta >$ масс плотности δ, распределенных по носителю $\Omega_{t,i}$.

Среди постановок обратных задач гравиразведки, в которых наиболее часто встречается отличная от суммы квадратов невязок функция близости наблюдений $\Delta\tilde{g}(X_j)$, $j = 1,2,...,m$, и значений $\Delta g^*(X_j) = \Delta g(S^*, \widehat{\delta}; X_j)$ поля тела S^*

плотности $\hat{\delta}$, безусловно, является сумма модулей невязок. При обобщении базового метода РНК на случай октаэдрической нормы вектора уклонений двух полей на шаге (t,i) для всех пробных вариантов $\Omega_{t,i}$ перехода от Ω^*_{t-1} к Ω^*_t возникает задача минимизации выпуклой кусочно-линейной функции

$$\Phi_1(\delta) = \frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}\left|\Delta\tilde{g}(X_j) - \Delta g(\Omega_{t,i},\delta;X_j)\right| \qquad (2).$$

Следующей логично будет опробовать последнюю из триады метрик, наиболее часто встречающихся при решении многих практических задач. Предположим, что интерпретатор располагает оценкой максимально возможного значения ε_0 помехи ξ_j в каждой точке измерения X_j. Следуя общей логике построения монтажных алгоритмов на пробном шаге (t,i) необходимо ставить задачу минимизации функционала

$$\Phi_2(\delta) = \max\left|\Delta\tilde{g}(X_j) - \Delta g(\Omega_{t,i},\delta;X_j)\right|, \qquad j = 1,2,...,m \quad (3).$$

В стремлении максимально приблизить поле подобранного распределения масс к истинному в теории интерпретации гравитационных аномалий временами выдвигается идея использования в структуре минимизируемого функционала каких-то весовых коэффициентов p. Мы видим во введении весов возможность движения к решению обратной задачи Ω^* по еще одной "траектории", которая может оказаться наиболее удачной с точки зрения минимизации невязки в одной из метрик. Речь идет о минимизации на каждом пробном шаге функционала

$$\Phi_3(\delta) = \left(\sum_{j=1}^{m} p_j\left(\Delta\tilde{g}(X_j) - \Delta g(\Omega_{t,i},\delta;X_j)\right)^2\right)^{1/2} \qquad (4),$$

где $p_1 + p_2 + ... + p_m = 1$, $(p_j > 0)$.

К идее применения весовых коэффициентов в структуре минимизируемого функционала примыкает идея использования предварительного логарифмирования отношения подбираемого и наблюденного гравитационных полей в точках задания последнего:

$$\Phi_4(\delta) = \left(\frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}\left[\ln\left|\frac{\Delta g(\Omega_{t,i},\delta;X_j)}{\Delta\tilde{g}(X_j)}\right|\right]^2\right)^{1/2} \qquad (5).$$

В ряде случаев это может упростить структуру функционала (уменьшив его овражность) и облегчить процесс минимизации [4].

В.Н. Страхов неоднократно ставил вопрос об актуальности создания методов решения обратных задач гравиразведки при мультипликативной помехе в измерениях. В этом случае необходимо на каждом пробном шаге подобрать плотность $\delta = \delta^*_{t,i}$, минимизирующую функционал

$$\Phi_5(\delta) = \max\left\{\left|\frac{\Delta g(\Omega_{t,i},\delta;X_j)}{\Delta\tilde{g}(X_j)} - 1\right|, j = 1,2,...,m\right\} \qquad (6).$$

С использованием алгоритма А.В. Овчаренко [7], близкого к РНК, но более удобного для решения поставленных нами задач были выполнены расчеты с использованием функционалов (1)–(6). При этом этом выполнялись

следующие условия: а) обратная задача гравиразведки решалась по точному полю $\Delta\hat{g}$; б) в качестве истинного носителя $\hat{S}$ использовался конфигурационный носитель $\hat{\Omega}$; в) за нулевое приближение Ω_0^* принимался единственный элемент замощения из множества $Я(\hat{\Omega})$. Результаты решения обратной задачи при использовании различных функционалов близости заданного и модельного полей приведены на рис. 1, а сведения о достигутых значениях невязки наблюденного и модельного полей – в табл. 1.

Табл. 2 – это расширенное представление результатов модельных расчетов. Каждый ее столбец s отвечает за результаты решения обратной задачи по модификации метода А.В. Овчаренко (а по сути и метода РНК), работающего с тем или иным функционалом Φ_s, а каждая строка r отвечает за определенный тип невязки. Таким образом, каждый элемент $a_{r,s}$ таблицы – это безразмерная величина, суть которой – значение невязки $\Phi_r(\hat{\delta})$, $r = 0,1,2$, нормированное по величине ν_r интенсивности аномалии. Нами использовались следующие характеристики интенсивности аномалии $\Delta\hat{g}$: $\nu_0 = \left(\frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}\Delta\hat{g}^2(x_j)\right)^{1/2} =$ 0,361 мГал, $\nu_1 = \frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}\left|\Delta g(x_j)\right|$ = 0.304 мГал , $\nu_2 = \max\left\{\left|\Delta\hat{g}(x_j)\right|, j = 1,2,...,m\right\}$= 0.65 мГал. При этом для выбора оптимального варианта перехода к очередному приближению используется функционал локальной оптимальности $\Phi_s(\delta)$. Согласно таблице, во всех 18 комбинациях выбора критерия локальной оптимальности текущего приближения и выбора метрики, в которой оценивается относительное значение невязки, последнее колеблется в пределах от 1% до 7%.

Причуды" итерационных алгоритмов, которые заботятся лишь об оптимальности решения на каждом отдельном шаге, в числе прочего, заключаются в том, что совершенно неожиданно меньшее значение итоговой невязки ε^* может быть достигнуто при работе с функционалом Φ_r, рассчитанным на иной тип невязки. Так, из табл. 2 видно, что по всем трем метрикам достигается меньшее значение невязки, если итерационный процесс работает с функционалом Φ_1, а не с функционалом Φ_0, применяемым в базовых алгоритмах В.Н. Страхова и А.В. Овчаренко. При массовых расчетах такого рода ситуация встречалась нам неоднократно. И это надо расценивать как позитивный фактор, когда одни алгоритмы как бы "подстраховывают" другие. Располагая целой плеядой модификаций монтажного метода и "запуская" с их помощью начальное приближение Ω_0^* по различным "траекториям" Ω_0^*, Ω_1^*, ..., Ω^*, мы расширим и разнообразим множество Q_0 допустимых решений обратной задачи, необходимых для реализации аддитивных технологий интерпретации.

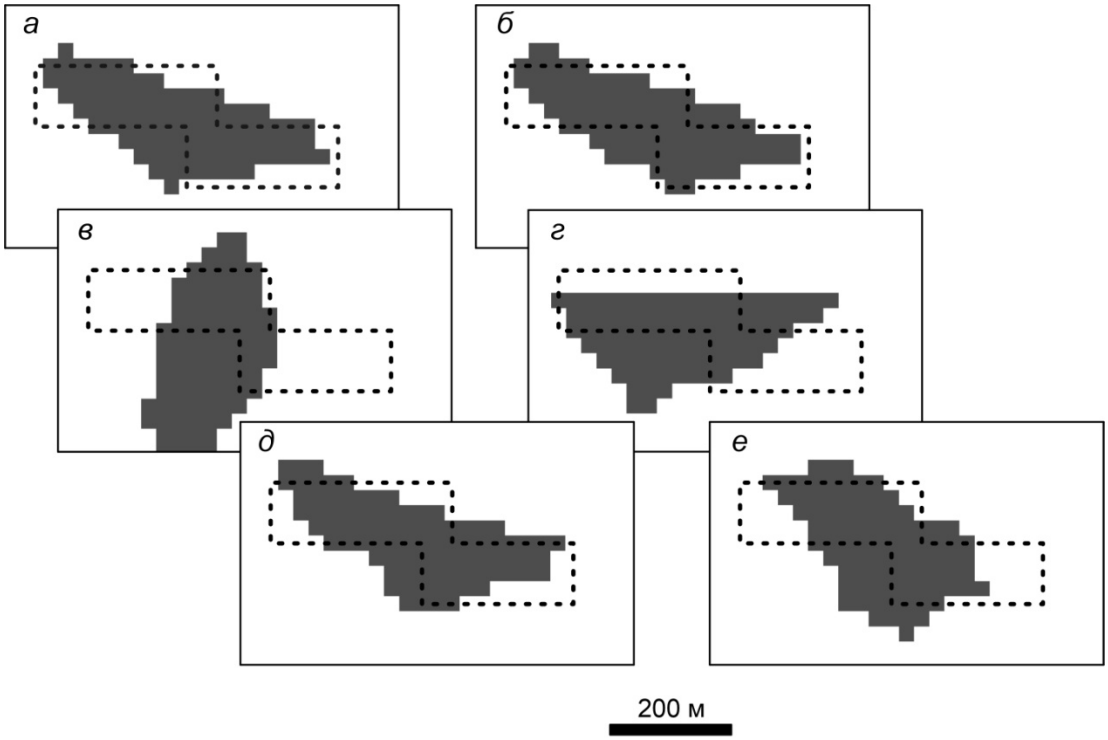


Рис. 1. Результаты решений обратной задачи гравиметрии методом А.В. Овчаренко с использованием разных функционалов оптимальности: а – Φ_0 ; б – Φ_1 ; в – Φ_2 ; г – Φ_3 ; д – Φ_4 ; е – Φ_5. Примечание: пунктир - аномалиеобразующая призма.

Таблица 1.

Значения невязки наблюденного и модельного полей

Тип функционала	Φ_0	Φ_1	Φ_2	Φ_3	Φ_4	Φ_5
Значение	0.0041 мГал	0.0037 мГал	0.0465 мГал	0.0193 мгал	0.0216	0.0678

Таблица 2.

Достигнутые нормированные значения невязок при работе с шестью различными функционалами близости заданного и подбираемого полей

Тип функционала, используемого при решении	Φ_0	Φ_1	Φ_2	Φ_3	Φ_4	Φ_5
Значение Φ_0/ν_0	0.0114	0.0102	0.0653	0.0433	0.0119	0.0391
Значение Φ_1/ν_1	0.0106	0.0100	0.0637	0.0462	0.0112	0.0361
Значение Φ_2/ν_2	0.0169	0.0123	0.0708	0.0508	0.0154	0.0538

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-01823А.

Литература

1. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные технологии количественной интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2016. №1. С. 43–47.

2. Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В., Христенко Л.А. Совместное использование различных методов решения обратных задач гравиразведки для повышения информативности результатов интерпретации // Геофизический журнал. 2015. Т.37. №4. С. 133–150.

3. Балк П.И., Йеске А. Монтажный подход В.Н. Страхова к решению обратных задач гравиразведки // Геофизический журнал. 2013. Т.35. № 1. С. 12–26.

4. Булах Е.Г., Корчагин И.Н. О подборе аномальных источников гравитационного поля методом последовательных приращений модели // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1978. №10. С. 1059–1062.

5. Долгаль А.С., Балк П.И. Деменев А.Г., Мичурин А.В., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Христенко Л.А., Шархимуллин А.Ф. Использование метода конечных элементов при интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки // Вестник КРАУНЦ. 2012. Т.1. №19. 108–127.

6. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. Повышение точности интерпретации моногеничных гравитационных аномалий // Геоинформатика. 2011. №4. С. 49–56.

7. Овчаренко А.В. Подбор сечения двумерного тела по гравитационному полю // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. Изд-во Казах. политехн. ин-та. 1975. Вып. 2. С. 71–75.

8. Страхов В.Н. Главнейшая задача в развитии теории и практики интерпретации потенциальных полей в начале XXI века – разрушение господствующего стереотипа мышления // Геофизика. 2001. №1. С. 3–18.

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

Исследование напряженного состояния недр Марса по данным о гравитационном поле и топографии планеты

Батов А.В.[1], Гудкова Т.В.[2], Жарков В.Н.[2]

[1]Институт проблем управления им. В. А. Трапезникова РАН, Москва, Россия, batov@ipu.ru

[2]Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

Ключевые слова: гравитационное поле, топография, нагрузочные числа, напряжения растяжения-сжатия, напряжения сдвига, Марс.

Подкоровые напряжения в Земле создаются тектоническими процессами, максимальные напряжения совпадают с зонами конвергенции, в то время как интенсивность напряжений уменьшается в трансформных зонах, и падает в дивергентных зонах. Для Земли напряжения рассчитываются динамическим методом. На Марсе нет следов плейт-тектоники, тектонические черты на

поверхности планеты носят региональный характер, и, кроме того, наличие такой гигантской топографической структуры, как поднятие Фарсида, является указанием на присутствие на планете мощного литосферного слоя, способного на протяжении геологических времен упруго поддерживать негидростатические нагрузки. Таким образом, можно предположить, что если под литосферой Марса и существует тепловая конвекция, то она носит второстепенный характер, и напряженное состояние связано главным образом с упругими деформациями приповерхностных горизонтов планеты, что позволяет использовать при анализе статический подход.

При статическом подходе планета моделируется как упругое тело с зависящими от радиуса плотностью, модулем сжатия K и модулем сдвига. Считается, что деформации и напряжения, подчиняющиеся закону Гука, обусловлены давлением на поверхность планеты топографических структур и аномалиями плотности, распределенными некоторым образом в коре и мантии. Расчеты проводятся с помощью техники функций Грина (или методе нагрузочных чисел), развитой в работах [1-5]. С тех пор данные о топографии и гравитационном поле Марса существенно улучшены [6, 7].

В настоящее время имеются детальные данные о топографии Марса, полученные прибором MOLA с космического аппарата MGS. В работе использованы данные, которые были представлены в виде коэффициентов разложения по полиномам Лежандра высот рельефа относительно центра масс до 90 степени и порядка [6]. Последняя модель гравитационного поля Марса MRO120D получена в Jet Propulsion Laboratory по данным космических аппаратов Mars Global Surveyor, Mars Odyssey и Mars Reconnaissance Orbiter [7]. Модель представляет собой разложение гравитационного потенциала по нормализованным сферическим функциям до 120 степени и порядка.

В настоящей работе топография и гравитационное поле Марса определяются по отношению к референсной поверхности, за которую выбирается равновесный сфероид. [8, 9]. Гидростатически равновесная модель хорошо служит в качестве отсчетной модели для оценки напряженного состояния недр, так как в ней все другие напряжения, кроме давления, равны нулю.

О реальном распределении аномальной плотности в коре и мантии Марса ничего не известно. Наиболее простой способ – фиксировать аномалии плотности на двух уровнях и определять амплитуды нагрузок по данным о гравитационном поле и топографии планеты. Примем, что источниками аномального гравитационного поля являются неравновесный рельеф и аномалии плотности на границе кора-мантия. В качестве граничных условий, мы будем использовать лишь неравновесные компоненты топографии и гравитационного поля Марса, полученными вычитанием из измеренных (наблюдаемых) величин значений, рассчитанных для гидростатически равновесной модели Марса.

Расчеты максимальных напряжений растяжения-сжатия и максимальных сдвиговых напряжений проведены для тестовой модели внутреннего строения Марса, которая удовлетворяет всем имеющимся на сегодняшний день

геофизическим и геохимическим данным. Средняя толщина коры модели принимается равной 50 км, средняя плотность коры равна 2900 кг м$^{-3}$.

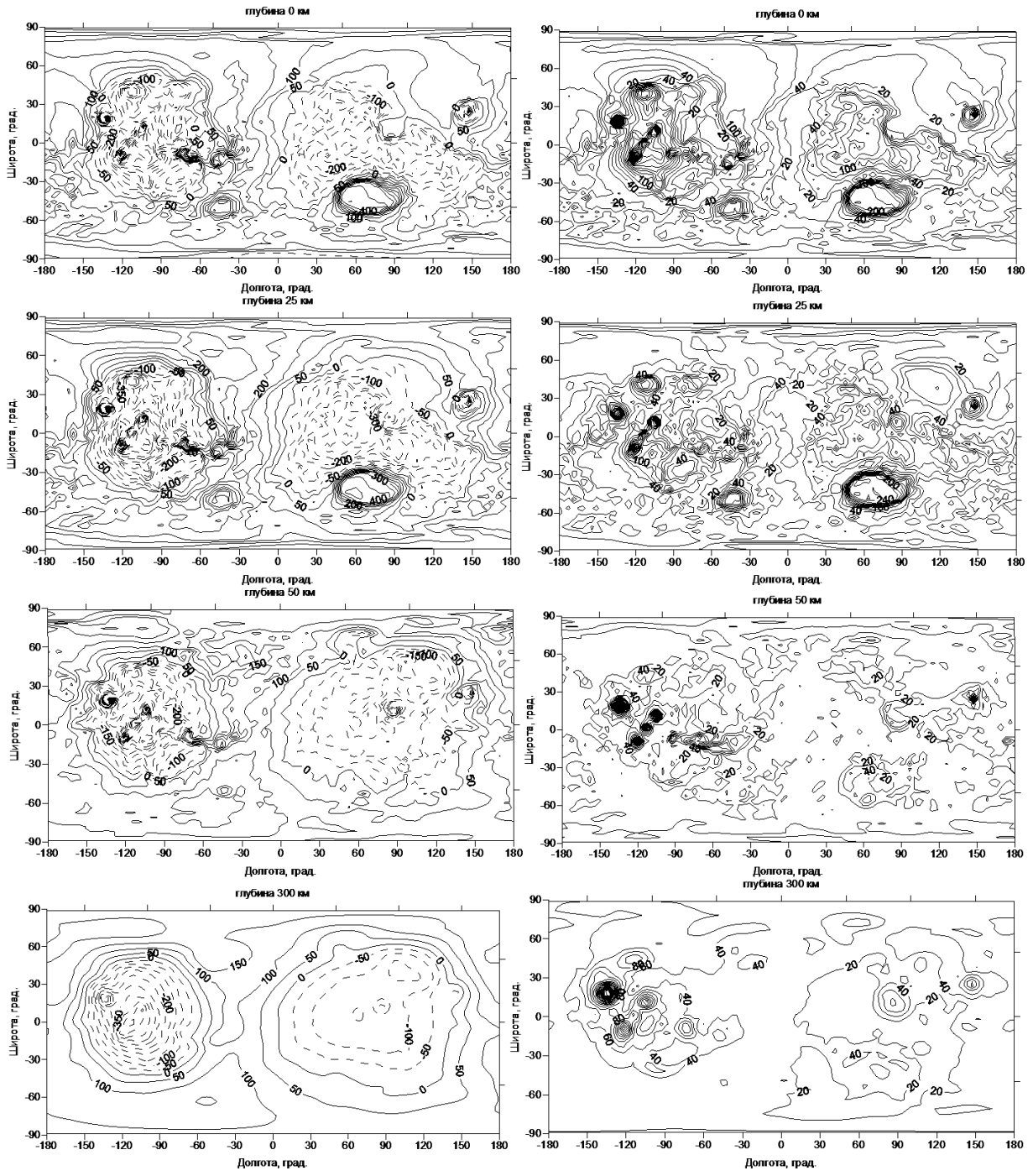


Рис. 1. Напряжения растяжения-сжатия (слева) и напряжения сдвига (справа) на поверхности, на глубинах 25 км, 50 км (под корой), и 300 км для чисто упругой модели. Слева: сжимающим (отрицательным) напряжениям соответствуют штриховые линии, растягивающим – сплошные. Интервал между изолиниями 50 бар. Справа: Интервал между изолиниями 20 бар.

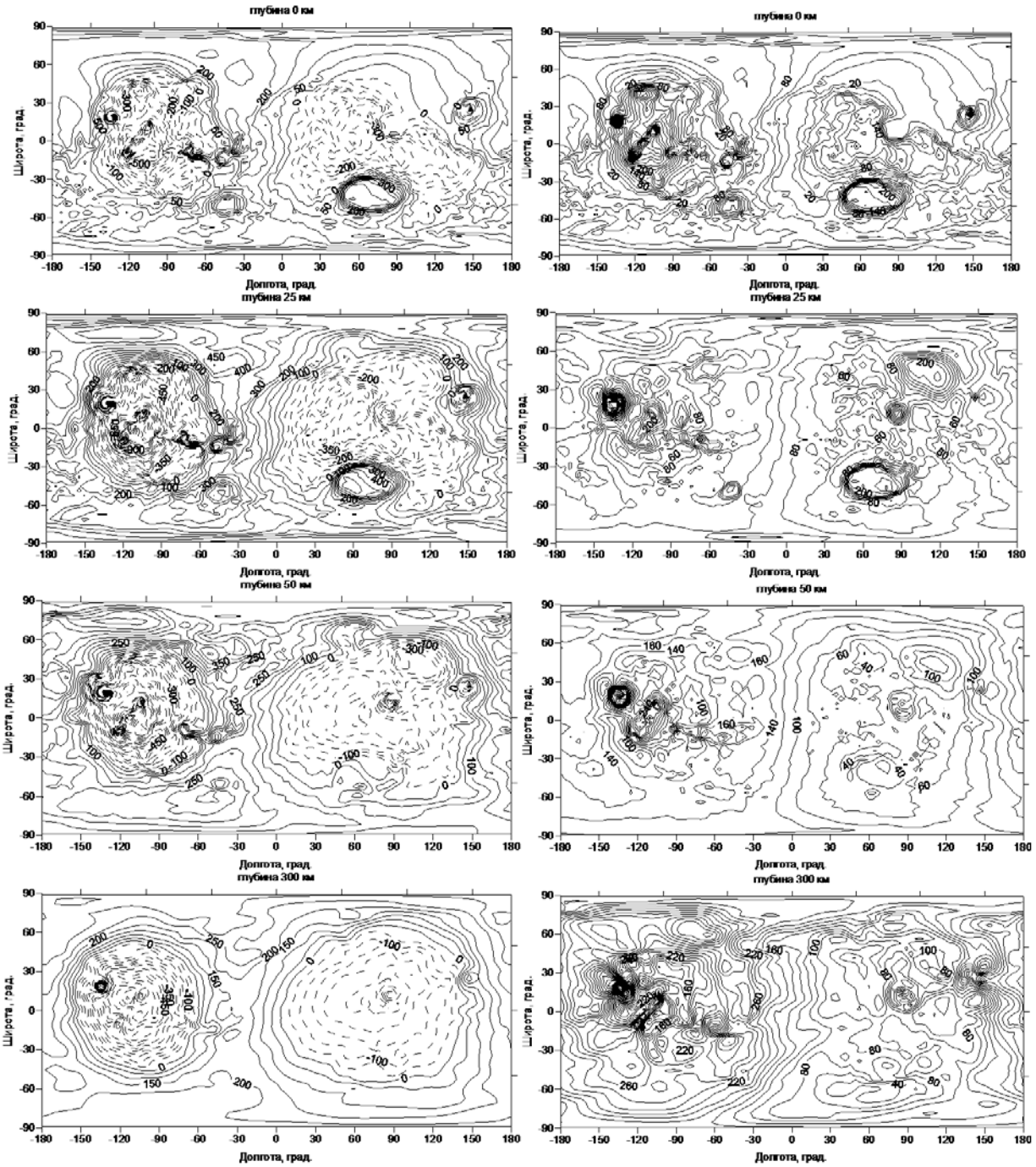


Рис. 2. Напряжения растяжения-сжатия (слева) и напряжения сдвига (справа) на поверхности, на глубинах 25 км, 50 км (под корой) и 300 км (на нижней границе литосферы) для модели с толщиной литосферы 300 км. В астеносфере модуль сдвига уменьшен в 10 раз по сравнению с упругой моделью.. Слева: сжимающим (отрицательным) напряжениям соответствуют штриховые линии, растягивающим – сплошные. Интервал между изолиниями 50 бар. Справа: Интервал между изолиниями 20 бар.

Поскольку в настоящее время нет определенных знаний о толщине литосферы Марса и реологии подстилающего слоя (астеносферы). В данной работе рассматриваются: 1) упругая модель и 2) модель с упругой литосферой толщиной 300 км, расположенной на ослабленном слое, который частично

потерял свои упругие свойства. Степень релаксации астеносферы не известена, так как непосредственная информация о реологических свойствах слагающих мантию минералов и распределение температуры отсутствует. Поэтому ослабление астеносферы моделируется пониженным значением модуля сдвига μ^* в астеносфере, которая считается простирающейся до ядра (в данной работе принято $\mu^*=0.1\mu$).

Напряжения более интенсивны в районе Фарсиды. Локальные максимумы совпадают с расположением вулканов Аскрийский, Арсия, Павлиний. Отчетливые аномалии напряжений прослеживаются в районе Долины Маринеров.

На рис. 1 приведена карта максимальных напряжений растяжения - сжатия и максимальных сдвиговых напряжений для идеально упругой вплоть до границы с жидким ядром модели Марса. Для чисто упругой модели средний уровень сдвиговых напряжений на поверхности Марса относительно невысок, и составляет 60-70 бар, к глубине 300 км эти значения уменьшаются до 20-40 бар. Но упругая модель является идеализацией и не учитывает реальной реологии недр планеты.

На рис. 2 приведены карты максимальных напряжений растяжения- сжатия и максимальных сдвиговых напряжений в литосфере толщиной 300 км (на поверхности, в коре, под корой, и на нижней границе литосферы). Несмотря на то, что в поле напряжений доминирует длинноволновая составляющая, при рассмотрении напряжений на поверхности планеты четко прослеживается концентрация изолиний в районах основных топографических структур, таких как поднятие Фарсида, долина Маринеров, равнина Утопия и бассейны Эллады и Исиды. При переходе через кору наблюдается сглаженная картина изолиний и отсутствие концентрации напряжений в районе конкретных топографических структур за исключением плато Фарсида. На глубине 300 км, по сравнению с уровнем 50 км картина изолиний напряжений сдвига более детализирована, хотя концентрация напряжений характерные для некоторых топографических структур на поверхности планеты, практически отсутствует. Для напряжений растяжения-сжатия на нижней границе литосферы характерен переход от напряжений сжатия к напряжениям растяжения под вулканом Олимп. Значения напряжений сдвига в два раза выше, чем на поверхности планеты. В целом, уровень напряжений для модели с литосферой 300 км в 2-3 раза превосходит напряжений, полученные для чисто упругой модели.

Литература

1. Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М. 1986. О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры. Астрон. вестн. 20. №3, 202-211.

2. Жарков В.Н., Марченков К.И. 1987. О корреляции касательных напряжениях в литосфере Венеры с поверхностными структурами. Астрон. вестн. 21, №2, 170-175.

3. Марченков К.И., Любимов В.М., Жарков В.Н. 1984. Расчет нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности. Докл. АН СССР. 15, № 2, 583-586.

4. Марченков К.И., Жарков В.Н. 1989. О рельефе границы кора-мантия и напряжениях растяжения-сжатия в коре Венеры. Письма в астрон. журн. 15, № 2, 182-190.

5. Жарков В.Н., Кошляков Е.М., Марченков К.И. 1991. Состав, строение и гравитационное поле Марса. Астрон. вестн. 25, № 5, 515-547.

6. Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V. и др. 2001. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experimental summary after the first year of global mapping of Mars. J.Geophys.Res. 106 (E10), 23689-23722.

7. Konopliv A.S., Park R.S., Folkner W.M. 2016. An improved JPL Mars gravity field and orientation from Mars orbiter and lander tracking data. Icarus 274, 253-260.

8. Жарков В.Н., Гудкова Т.В. 2016. О модельной структуре гравитационного поля Марса, Астрон. вестн., 50, 250-267.

9. Zharkov V.N., Gudkova T.V., Molodensky S.M. 2009.On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. 1.The effects of deviation of Mars from its equilibrium state on the flattening of the core-mantle boundary. PEPI, 172, 324-334.

Искушения в интерпретации потенциальных полей

Блох Ю.И.

Москва, Россия, yuri_blokh@mail.ru

Ключевые слова: трансформации, осреднение градиентов, моделирование.

У каждой сложной проблемы есть простое,
всем понятное неправильное решение.
Генри Луис Менкен. Божественное вдохновение. 1917 г.

Что есть разведочная геофизика: наука, искусство или просто ремесло? Дискуссии об этом не утихают на всем протяжении ее развития. Известный французский геофизик В.Н. Баранов, к примеру, утверждал, что «прикладная геофизика является искусством, руководимым несколькими науками: физикой, геологией и математикой», отмечая при этом, что, «когда воображение подчиняется дисциплине, базирующейся на научных знаниях, ремесло поднимается в ранг искусства» [8, с. 141]. А если оно не желает подчиняться?..

Геофизикам, пренебрегающим научной дисциплиной и стремящимся действовать подобно свободным художникам, свойственно время от времени впадать в состояние, которое можно назвать массовым самогипнозом, и оно

порождает некие циклы модных тенденций в интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, кстати сказать, неплохо коррелирующиеся с солнечной активностью. Начинается все, как правило, с того, что у некоторых геологов или геофизиков возникает потребность в подкреплении их абстрактных построений или воззрений путем привлечения чего-то, что они считают геофизическими данными. При этом реальные геофизические данные, а это, прежде всего, наборы чисел, их обычно не устраивают, и они начинают искать тех, кто преобразует эти данные в подходящие им картинки. Позабыв на радостях о неоднозначности большинства обратных задач, художники объявляют эти картинки «геофизическими данными», доказывающими их «божественно вдохновленные» воззрения, а технологии их рисования называют некоей панацеей, которую начинают безудержно распространять, не гнушаясь привлечением административных ресурсов и изданием министерских приказов. Проходит время, мода уходит, и вскоре все повторяется заново. Самое любопытное состоит в том, что для свободных художников от геофизики особо притягательны предельно простые технологии, которые, подобно вирусам, слегка видоизменяясь, вновь и вновь возрождаются и готовы погружать мир в очередное искушение. Одним из самых заразительных в этом плане является применение трансформаций типа кругового осреднения градиентов, однако, не по их прямому назначению — для решения задач разделения полей, а, якобы, для количественной интерпретации.

Все началось в 1953 г., когда датские геодезисты и геофизики Свен Эрик Саксов и Курт Антон Нигаард опубликовали статью «Остаточные аномалии и оценка глубины» [9]. Там они описали трансформацию, получившую впоследствии название трансформации Саксова-Нигаарда (Б.А. Андреев и И.Г. Клушин породили традицию именовать Нигаарда в отечественной литературе как Нигарда и даже Ниггарда [3]). В обозначениях Б.А. Андреева и И.Г. Клушина эта трансформация выглядит следующим образом:

$$F\,(\Delta g) = \frac{\overline{\Delta g}(R_1) - \overline{\Delta g}(R_2)}{R_2 - R_1},$$

где $\overline{\Delta g}(R_1)$ — среднее значение гравитационной аномалии на окружности радиусом R_1, а $\overline{\Delta g}(R_2)$ — то же на окружности радиусом R_2. Результаты трансформирования Саксов и Нигаард предлагали относить к общему центру окружностей. Поскольку для пункта в эпицентре гравитационной аномалии от точечной массы результаты подобного трансформирования представляют собой при $R_2 \rightarrow R_1$ оценку модуля горизонтального градиента силы тяжести, то максимальные значения трансформанты должны наблюдаться, когда радиусы окружностей близки к половине глубины залегания данной точечной массы [9].

Авторы трансформации ограничились лишь общими указаниями на возможность оценки глубин с ее помощью, но их мысль подхватили и обобщили до невероятных пределов. В отечественной литературе начало этому положили Б.А. Андреев и И.Г. Клушин, которые заявили: «Метод вариаций и связанные с ним другие конечноразностные преобразования позволяют при последовательном увеличении параметра преобразования расчленить

наблюдаемое поле на группы аномалий разного порядка. Обычно таких групп может быть две-три» [3, с. 142]. Разработанный к тому времени аппарат анализа относительных глубинных характеристик предоставил возможности определять глубины их максимумов $N(\lambda)_{max}$ для любых похожих трансформаций, и, как шутил Аркадий Аверченко в рассказе «Неизлечимые», «всё заверте».

Поначалу под угар моды на такое использование трансформаций попал Казахстан. В 1970 г. в Алма-Ате вышло в свет подготовленное под научной редакцией К.Е. Веселова методическое пособие по поискам рудных месторождений [4], и там можно было прочитать такие рекомендации: «В общий комплекс трансформаций желательно обязательное включение [Sic] вычисления функций Саксова-Нигарда, как метода, обладающего хорошей «избирательной способностью». Для осуществления погоризонтного глубинного исследования распределения масс необходимо вычисление функций Саксова-Нигарда с различными параметрами r и l [так в пособии обозначались радиусы осреднения], имеющими $N(\lambda)_{max}$ на разных h_c [глубинах залегания точечных масс]. Погоризонтное глубинное исследование с применением функции Саксова-Нигарда существенно подавляет влияние ошибок измерений и аномальных эффектов случайных поверхностных неоднородностей, одновременно значительно уменьшая эффект регионального фона» [4, с. 110]. В итоге на различных объектах стали строить трехмерные распределения трансформант Саксова-Нигаарда, относя результаты, получаемые при некотором наборе радиусов осреднения, не к дневной поверхности, как авторы трансформации, а на глубины, соответствующие экстремумам относительных глубинных характеристик, что позволяло свободным художникам рассматривать их как некие 3D-модели.

Никаких особых успехов этот подход не принес, но искушение не исчерпалось и в дальнейшем стало последовательно порождать другие похожие трансформации: в середине 1980-х появилась трансформация Назима Исмаиловича Мусеибова из ВИМС [5], а в начале 2000-х — трансформация Владимира Ивановича Аведисяна из ГЕОН [1]. Шаблоны (скользящие окна) у всех этих трансформаций одинаковые, но операции с полями внутри них различаются. Так, Н.И. Мусеибов предлагал из значения поля в центре шаблона вычитать его среднее значение между двумя окружностями, а В.И. Аведисян занимался вычитанием из среднего значения поля внутри меньшей окружности, среднего значения внутри большей из окружностей. Все эти трансформации имеют экстремумы на своих частотных и относительных глубинных характеристиках.

Рассмотрим то, что авторы подобных построений обычно скрывают от своих последователей, а именно, вид получаемых таким способом псевдомоделей для поля точечной массы. В силу схожести используемых конструкций ограничимся лишь трансформацией Саксова-Нигаарда — другие трансформации-панацеи приводят к качественно аналогичным псевдомоделям. На рис. 1 показан вертикальный разрез осесимметричной псевдомодели, полученный по полю точечной массы, отмеченной звездочкой. Максимальное значение в псевдомодели соответствует реальному расположению точечной

массы, остальные значения пронормированы на него. Однако, форма полученной псевдомодели крайне далека от шара, а ее конусоподобные осложнения неминуемо накладываются на области смежных масс, так что никакие геологические построения по этим материалам невозможно считать научно обоснованными.

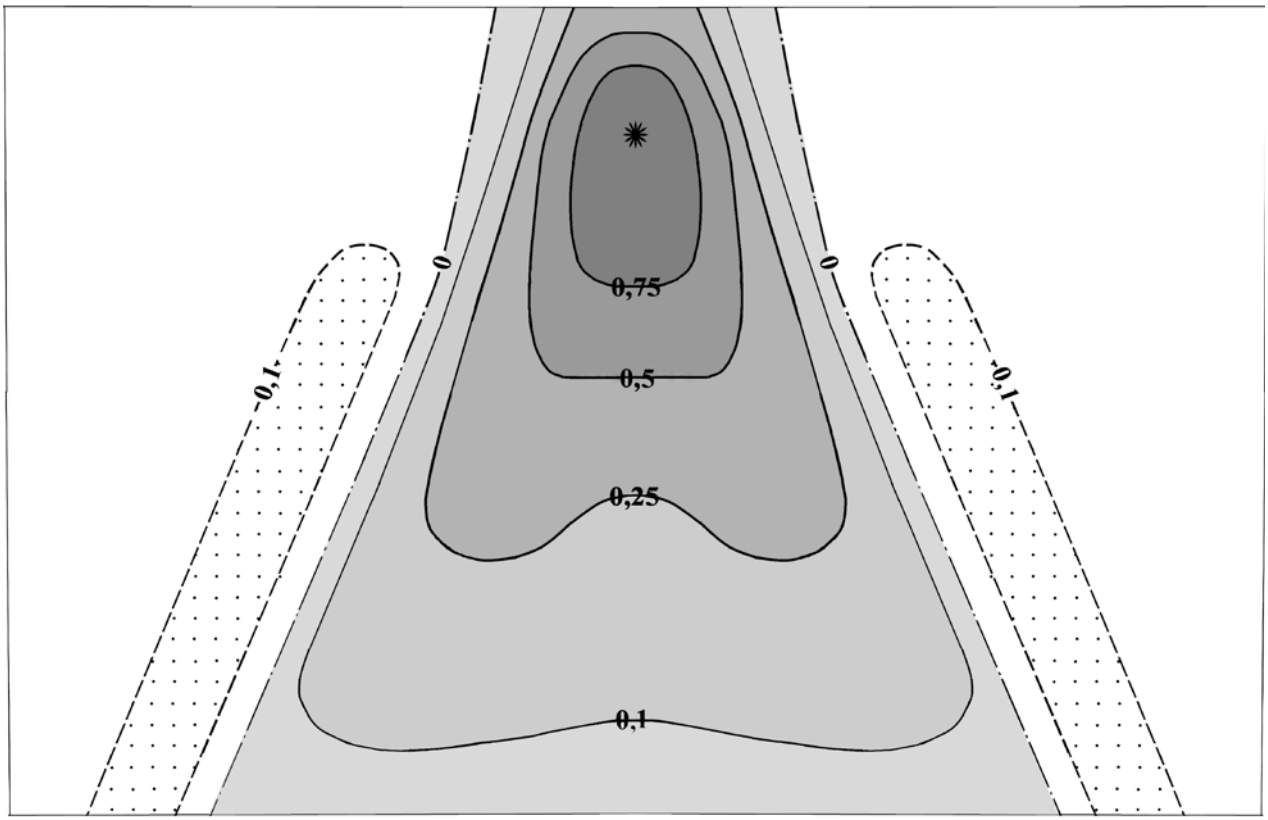


Рис. 1. Осесимметричная псевдомодель, построенная с помощью трансформации Саксова-Нигаарда по полю точечной массы, показанной звездочкой. Значения пронормированы на максимум, совпадающий с реальным положением точечной массы.

Свободные артисты от геофизики на такие факты внимания, естественно, не обращают и продолжают настойчиво рекламировать свои художественные школы, доходя до поразительных утверждений. Вот, к примеру, цитата из недавней работы В.И. Аведисяна: «… решение проблемы практической реализации сильных сторон гравитационного метода исследований литосферы (равномерность покрытия территории и глубинность) сводится к решению концептуально-методологической задачи, состоящей в том, чтобы найти некий алгоритм трансформирования аномального гравитационного поля (АГП), который обеспечивал бы взаимно однозначное соответствие между вещественно-структурными параметрами той, или иной плотностной неоднородности и обусловленной ею гравитационной аномалией. Но в решении именно этой задачи состоят смысл и цель запатентованного нами в 2003 году изобретения «Гравитационный способ моделирования геологического пространства», являющегося основой разработанной затем методики

непрерывного трехмерного гравитационного моделирования (методика НТГМ)» [2]. Какая еще неоднозначность решения обратных задач? Ничего подобного — В.И. Аведисяном запатентовано «взаимно однозначное соответствие» — поражайтесь!

Продолжатель дел Саксова, Нигаарда и Мусеибова, создатель «способа спектрально-корреляционного анализа гравиметрических данных ГРАВИСКАН» [6] Р.Ф. Данковцев из ВИМС до столь «глубоких» утверждений не доходит, но и его реклама весьма колоритна, особенно в той области, которой увлекается он сам и которая заключается в некоем совершенствовании псевдомоделей. По Данковцеву, их получение — это всего лишь первый этап, а «дальнейшая обработка полученных результатов заключается в создании объемных карт распределения плотности неоднородностей по сериям гармоник путем выбора опорных изолиний $\Delta g_{лок}$ и построения по ним изоповерхностей (дополненных условными изогипсами), представляющих собой скульптурное выражение инфраструктуры локальных аномалий. По представительным сечениям этих карт так же на персональном компьютере выполняются расчеты и построения глубинно-плотностных разрезов, детально характеризующих глубинно-плотностную инфраструктуру поля на основе корреляции всех его значений на разноглубинных гармониках» [7, с. 67].

Синтезируя цитированные высказывания, мы видим: поддавшиеся искушению свободные художники полагают, что в интерпретационную технологию детального количественного описания аномалий «желательно обязательное включение» предельно простых трансформаций, обеспечивающих, как им мерещится, «взаимно однозначное соответствие между вещественно-структурными параметрами той, или иной плотностной неоднородности и обусловленной ею гравитационной аномалией», которые приводят к столь желанному ими «скульптурному выражению инфраструктуры локальных аномалий» «на разноглубинных гармониках». А, может быть, в геологии и геофизике вовсе и не нужны надуманные «скульптурные выражения» и всем пора вернуться к подчинению своего воображения дисциплине, базирующейся на научных знаниях? Стоит задуматься.

Литература

1. Аведисян В.И. Гравиметрический способ моделирования геологического пространства. Патент RU 2249237. 2003.
2. Аведисян В.И. Гравитационное 3-D моделирование механизма функционирования глубинных очаговых зон нефтегазообразования и нефтегазонакопления // Тезисы докладов 1-х Кудрявцевских чтений. 2012. http://conference.deepoil.ru/index.php/archive/2012/29
3. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л: Гостоптехиздат. 1962. 496 с.
4. Веселов К.Е., Кушербаев Н.И., Бисенгалиев И.М., Гульницкий В.Л., Скачков Л.П., Губанов Л.А. Гравиметрическая разведка рудных месторождений в Казахстане (Методическое пособие). Алма-Ата: КазВИРГ. 1970. 170 с.

5. Данковцев Р.Ф., Мусеибов Н.И., Константинов А.К. Глубинно-плотностные неоднородности земной коры и металлогения урана Забайкалья и Северной Монголии. М: ВИМС. 1986. 181 с.
6. Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 114-120.
7. Данковцев Р.Ф. Использование совместного анализа гравиметрических и сейсмических глубинных разрезов при прогнозных исследованиях // Отечественная геология. 2007. № 2. С. 67-72.
8. Baranov V. Rôle des mathematiques dans l'art de l'interpretation // Geophysical prospecting. 1960. V. 8. No. 2. P. 141-147.
9. Saxov S., Nygaard K. Residual anomalies and depth estimation // Geophysics. 1953. V. 18. No. 4. P. 913-928.

Новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова (Курильская островная дуга)

Блох Ю.И.[1], Бондаренко В.И.[2], Долгаль А.С.[3], Новикова П.Н.[3], Петрова В.В.[4], Пилипенко О.В.[5], Рашидов В.А.[6], Трусов А.А.[7]

[1] Москва, Россия, yuri_blokh@mail.ru
[2]Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, Кострома, Россия
[3]Горный институт УрО РАН, Пермь; Россия
[4]Геологический институт РАН, Москва, Россия
[5]Институт физики Земли РАН, Москва, Россия
[6]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
[7]АО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва, Россия

Ключевые слова: Курильская островная дуга, подводные вулканы, комплексная интерпретация геофизических данных.

Авторский коллектив в рамках интеграции академической, вузовской и отраслевой науки в настоящее время продолжает плодотворно заниматься интерпретацией материалов комплексных геолого-геофизических исследований, полученных в рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог» при изучении подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги (КОД) [2–6, 8, 10].

С помощью разработанной эффективной технологии количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием, анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава

драгированных горных пород получены новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова.

Подводный вулканический массив Рикорда, названный в честь известного отечественного мореплавателя, исследователя Дальневосточных морей адмирала Петра Ивановича Рикорда [1], расположен в центральной части КОД в одноименном проливе между островами Кетой и Ушишир. Подножие массива располагается на глубинах 600–700 м, а плоская вершина массива, размером 2×9 км — на глубинах 130–150 м. Размер основания массива Рикорда 9×19 км, а объем — около 50 км^3 [9]. В пределах массива выделены четыре сливающиеся по основанию постройки [3].

При драгировании привершинной части массива были подняты разнообразные породы, представленные, в основном свежими угловатыми обломками, химический состав которых варьирует по содержанию в них SiO_2 от 48.69 до 61.28 вес.%. Существование практически неразрывного ряда химического состава пород от андезибазальтов до дацитов, присутствие переходных разностей от андезина до битовнита и зональных кристаллов плагиоклаза, постепенная смена мафических минеральных ассоциаций на сиалические свидетельствует о генетическом родстве драгированных образцов и позволяет предположить, что на начальных этапах жизни вулканического массива Рикорда изливались базальтовые и андезибазальтовые лавы.

Петромагнитные исследования драгированных образцов показали, что образцы магнитноизотропны. Высокие значения Jn базальтов, изменяющиеся в диапазоне 2–9 А/м обусловлены большим содержанием (æ =(9–23)·10^{-3} СИ) однодоменных и псевдооднодоменных зерен (SD-PSD) низкокоэрцитивных (B_{cr} =18–23 мТл) ферромагнитных минералов. Относительно низкие значения Jn андезитов, изменяющиеся в диапазоне 0.2–0.9 А/м обусловлены большим содержанием (æ =(15–33)·10^{-3} СИ) псевдооднодоменных и многодоменных зерен (PSD–MD) низкокоэрцитивных (B_{cr} =12–23 мТл) ферромагнитных минералов. Исследованные образцы по поведению кривых термомагнитного анализа Jrs (T) можно разбить на две группы. В первой группе основным носителем намагниченности является титаномагнетит с низким содержанием Ti, по составу близкий к магнетиту, или магнетит. Рост намагниченности после прогрева до 600°C и последующего охлаждения связан с протеканием гетерофазного разложения титаномагнетита и дальнейшим образованием магнетита и ильменита. Во второй основным носителем намагниченности является титаномагнетит со среднем содержанием Ti (в элементарной ячейке минерала ~0.22–0.28 ф.е.).

Аномальное магнитное поле подводного вулканического массива Рикорда имеет сложный мозаичный характер, косвенно подтверждая его образование из нескольких конусов. Интенсивность магнитных аномалий в пределах массива изменяется в диапазоне (-500÷ +1000) нТл.

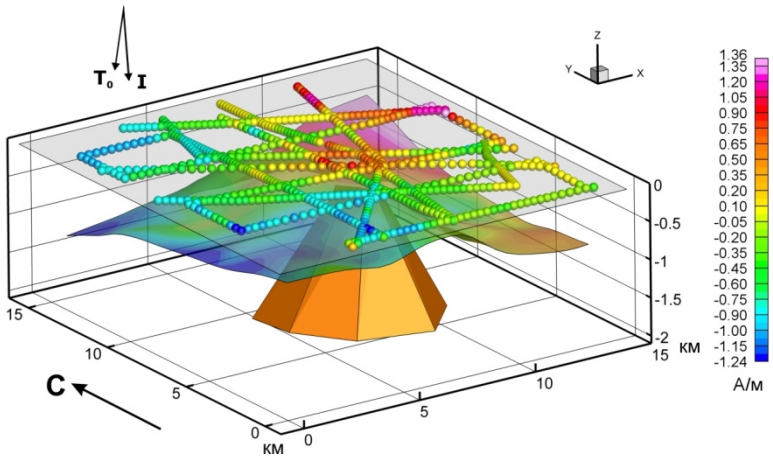


Рис. 1. Уточнение ориентации вектора намагниченности подводного вулканического массива Рикорда с помощью программы ИГЛА

С помощью программы ИГЛА [8] уточнено, что вектор намагниченности пород отклонен от вектора нормального поля $\mathbf{T_0}$ к юго-западу на угол около 80° (рис. 1).

Комплексная интерпретация данных позволила выделить субвертикальное, юго-западное и юго-восточное направления подводящих каналов и наличие на глубине ~ 2 км периферических магматических очагов.

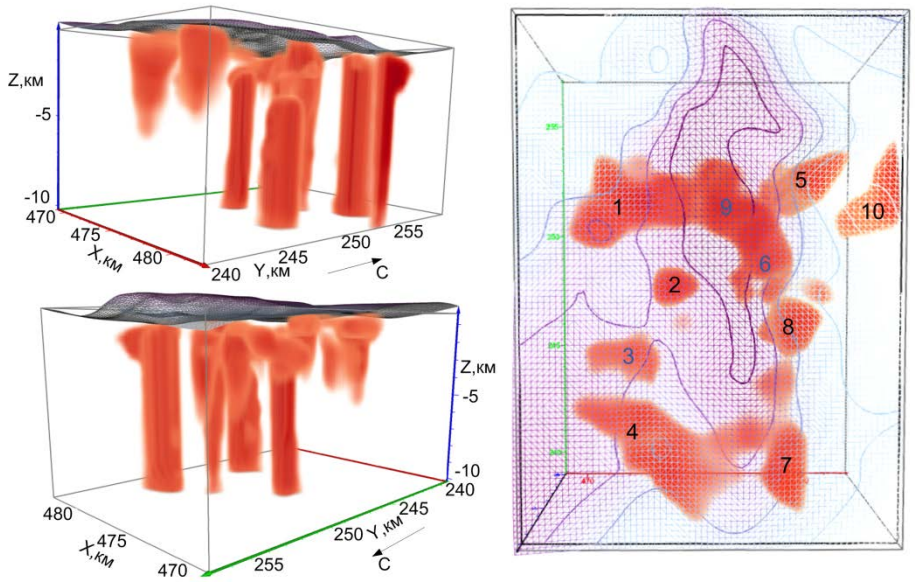


Рис. 2. Объемная модель центральной части подводного вулканического массива Рикорда

Результаты интерпретационной томографии и решение смешанной обратной задачи магнитометрии монтажным методом позволили построить объемную модель центральной части вулканического массива и выделить здесь 10 крупных магнитовозмущающих блоков (рис. 2) с эффективной намагниченностью, не превышающей 2 А/м, которые мы связываем с застывшими подводящими каналами. По направлению вектора

намагниченности блоки можно условно разделить на две группы: с углом отклонения от вертикали на 80° и 70°. Это может свидетельствовать о разном времени образования выделенных структур.

Глубина залегания верхней кромки большинства выделенных объектов соответствует рельефу вулканического массива, сами объекты распространяются до глубины 10 км ниже уровня моря. По морфологии можно выделить как субвертикальные каналы, сужающиеся с глубиной, так и каналы наклонного залегания.

Подводный вулканический массив Ратманова, названный в честь известного отечественного океанографа-гидролога Георгия Ефимовича Ратманова [1], расположен в северной части КОД. Массив вытянут в северо-восточном направлении и расположен в 15 км к юго-востоку от о. Чиринкотан. Он поднимается с глубин 2200–1500 м. Его плоская вершина размером 10×16 км расположена на глубинах 800–780 м, а объем достигает 180 км^3 [8]. Подножие массива перекрыто вулканогенно-осадочной толщей мощностью 400-800 м.

При драгировании массива подняты андезиты, химический состав которых варьирует по содержанию в них SiO_2 от 58.64 до 59.53 вес.%. Во вкрапленниках отмечены моноклинный пироксен, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, редко встречаются рудный минерал и крупные вкрапленники кварца.

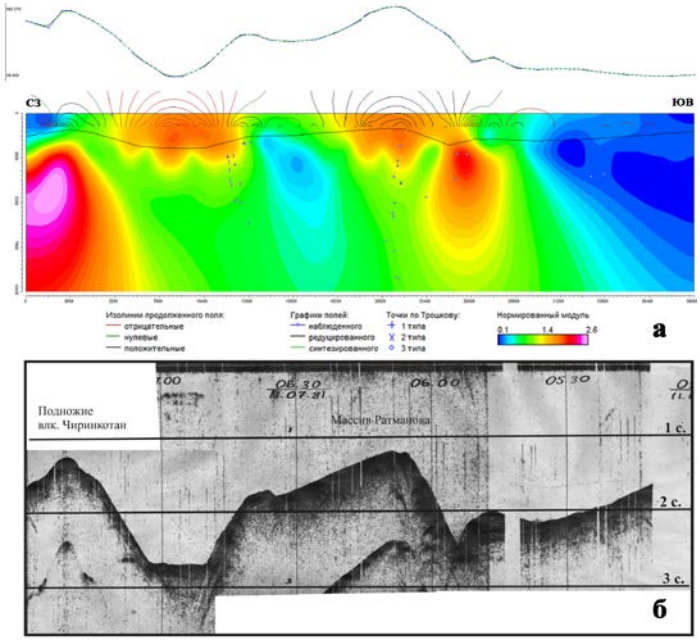


Рис. 3. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ΔTa подводного вулканического массива Ратманова, с наложенным рельефом дна по данным эхолотных промеров (а), совмещенное с фрагментом записи непрерывного сейсмоакустического профилирования (б).

Петромагнитные исследования драгированных образцов вулканического массива Ратманова показали, что Jn достаточно высокая и изменяется от 0.7 до 6.1 А/м, что обусловлено высоким содержанием (æ =(30–108)·10^{-3} СИ) псевдооднодоменных и многодоменных зерен (PSD–MD) низкокоэрцитивных (B_{cr} =18–19 мТл, $B_{0.5}$=19–43 мТл) ферромагнитных минералов. Магнитная анизотропия в образцах достигает 9%. Термомагнитный анализ образцов по зависимости магнитной восприимчивости от температуры æ(T) показал наличие двух ферромагнитных фаз с точками Кюри ~400–420^{0}C и ~530–550^{0}C. Таким образом, основными носителями намагниченности являются титаномагнетит и титаномагнетит с низким содержанием Ti, по

составу близкий к магнетиту. Падение магнитной восприимчивости после прогрева до 700^0C связано с протеканием однофазного окисления титаномагнетита и дальнейшим образованием маггемита и титаномаггемита.

К массиву Ратманова приурочена положительная аномалия магнитного поля интенсивностью 400 нТл. Применение интегрированной системы СИНГУЛЯР [7] позволило установить, что основные особые точки функции, описывающей магнитные аномалии, приурочены к верхней кромке вулканических пород, тогда как подводящие каналы являются субвертикальными (рис. 3).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 15-05-02955-а и 15-05-01823а).

Литература

1. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.

2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные исследования островодужных подводных вулканов Северо-Западной части Тихого океана // IV Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU-2015». Сборник тезисов. 19-24 октября 2015 г. Москва, Ломоносовский корпус МГУ. С. 63–65.

3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геофизические исследования массива Рикорда (Курильская островная дуга) // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2013 г. / Отв. ред. академик РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 167–173.

4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77–85.

5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.

6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные исследования подводных вулканических структур Курильской островной дуги // Геофизические методы при разведке недр: материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 70-летию основания в Томском политехническом институте кафедры «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». Томский политехнический

университет. Томск: изд-во Томского политехнического университета. 2016. С. 7–10.

7. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.

8. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.

9. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

10. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.

Геофизическая подготовка лицензионных площадей под разработку месторождений сверхвязких нефтей

Боровский М.Я.[1], Богатов В.И.[1], Фахрутдинов Е.Г.[1], Шакуро С.В.[2]

1 - ООО «Геофизсервис», Казань, Россия, lilabor@mail.ru
2 - ООО «ФРОНТ ГЕОЛОГИЯ», Казань, Россия

Ключевые слова: сверхвязкие нефти, природные битумы, разведка, освоение, трещиноватость, врез, гравиразведка, электроразведка, магниторазведка, терморазведка, аномалия

Сверхвязкие нефти (природные битумы) составляют значительную долю в общем балансе ресурсов горючих полезных ископаемых. Ухудшение сырьевой базы нефтяной промышленности Российской Федерации существенно повысило интерес к этим нетрадиционным, или альтернативным, источникам получения углеводородного сырья. Важным моментом служит и возможность многоцелевого использования сверхвязких нефтей, нередко характеризующихся наличием в своем составе ценных металлов (ванадий, никель, молибден) и других полезных компонентов.

Особое значение приобретает вопрос восполнения запасов в старых нефтедобывающих районах. Доля активных запасов неуклонно снижается, поэтому актуальной становится задача ввода в промышленную эксплуатацию скоплений сверхвязких нефтей (СВН).

В связи с этим ПАО «Татнефть» успешно внедряет новейшие способы извлечения углеводородного сырья на основе применения тепловых методов

разработки. В частности на Ашальчинском месторождении реализуется технология парогравитационного дренажа – одной из разновидностей высокоэффективного скважинного способа добычи трудноизвлекаемых запасов с применением пара (метод SAGD). В этом случае в продуктивном пласте бурятся две горизонтальные скважины, стволы которых параллельны друг другу.

Эффективное освоение ресурсов сверхвязких нефтей обусловливает целесообразность совершенствования методических приемов выполнения различных циклов геологоразведочного процесса. Это может быть осуществлено на базе применения оперативных, экологически приемлемых методов разведочной геофизики при рациональном их комплексировании. Стратегический подход заключается в выборе оптимальных сочетаний геофизических методов и методик на всех этапах – от прогноза и поисков до разведки и подготовки месторождений к эксплуатации.

При подготовке лицензионных площадей под разработку или в ходе непосредственного освоения месторождений сверхвязких нефтей (природных битумов) следует различать естественные (геологические) и техногенные (антропогенные) мешающие оптимальной технологии добычи полезного ископаемого факторы.

На базе обобщения результатов геологических исследований и опытно-промышленных работ по извлечению тяжелых нефтей и природных битумов выявлен [1-4, 6-9] ряд осложняющих факторов, которые следует учитывать на поздних стадиях геологоразведочного цикла:

- Зоны развития повышенной тектонической трещиноватости осадочной толщи;
- Долины палеорек (неогеновые врезы);
- Степень разрушенности битумной залежи;
- Гидрогеологические особенности верхней части разреза.

На разведочном этапе освоения залежей полезных ископаемых геофизические методы применяются при составлении проектов и технологических схем промышленной разработки битумных месторождений. Ведущим служит высокомобильный помехоустойчивый метод гравиразведки: трассируются зоны развития неогеновых врезов. Установлено, что битумы в направлении к врезу утяжеляются и в самой зоне подвергаются наиболее глубокому гипергенному воздействию. Данное явление приводит к резкому ухудшению товарных свойств углеводородного сырья.

Важным является изучение гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых. Известно [1-4, 6-9] смещение залежей природных битумов относительно контролирующей ловушки в направлении стока подземных вод. Это необходимо учитывать [1-4, 6-9] при поисках, разведке, подсчете запасов природных битумов и при определении природы геофизических и геохимических аномалий. Традиционно используется электроразведка методами сопротивлений (установки ВЭЗ, СЭП) и естественной (ЕП) и вызванной (ВП) поляризации.

При решении ряда вопросов, связанных с процессами опытно-промышленной эксплуатации залежей природных битумов способами вторичного воздействия на пласт (внутрипластовый движущийся очаг горения, закачка пара, растворителей и др.), гравиразведка приобретает большое значение как эффективный метод при диагностике зон тектонического разуплотнения в осадочной толще. При добыче углеводородного сырья по внутрипластовой технологии в зонах повышенной тектонической трещиноватости могут наблюдаться преждевременный прорыв теплоносителей к забоям добывающих скважин, либо проникновение газообразных продуктов физико-химических реакций в покрывающую залежь толщу вплоть до дневной поверхности. Очевидно, своевременное (на стадии разведки) выявление зон повышенной трещиноватости и проницаемости пластов позволяет повысить эффективность разработки скоплений УВ.

Тектонически ослабленные зоны и зоны развития неогеновых врезов фиксируются высокоточной гравиразведкой в виде интенсивных локальных минимумов силы тяжести. Благоприятным фактором, способствующим «усилению» аномальных геофизических эффектов, служит совпадение местоположений указанных неоднородностей геологического разреза в плане.

На стадии опытно-промышленной эксплуатации рекомендуется комплекс геофизических методов контроля за процессами разработки залежей природных битумов способами вторичного воздействия на пласт. Применяются [2,9,10] высокоточная магниторазведка, терморазведка и электроразведка в различных модификациях.

При подготовке лицензионных площадей под разработку мелко залегающих залежей углеводородов с помощью паротеплового воздействия целесообразно выявление геофизической разведкой техногенных объектов, с которыми может быть связана миграция загрязняющих геологическую среду флюидов (соленные воды, продукты физико-химических реакций и др.). Особую опасность представляют стволы старых заброшенных скважин структурного бурения – пути перетоков теплоносителя. Наличие подземных коммуникаций требует обнаружения и уточнения схем размещения этих линейных инженерных сооружений.

Опыт авторов настоящего доклада свидетельствует об эффективности применения метода заряда и геотермической съемки для выявления скоплений теплоносителя, находящихся на небольшой глубине.

В статье [5] на базе полевых измерений по сети 10х10м представлено отражение объектов обустройства Ашальчинского месторождения сверхвязких нефтей в магнитном поле. Акцентировано: по данным магнитной съемки выделяются как зоны техногенного происхождения (влияние труб, скважин, ЛЭП), так и аномалии, вероятно обусловленные вторичныи изменениями в верхней части разреза под воздействием потока теплоносителя и углеводородов.

Рекомендуется на разрабатываемых месторождениях сверхвязких нефтей проводить высокоточную магниторазведку с шагом 5-10 м с целью:

- выделения измененных зон не связанных с металлическими объектами;

- уточнения местоположения скважин и коммуникаций; поиска объектов,не учтенных на планах обустройства месторождений;

- выбора участков со спокойным магнитным полем для постановки электроразведочных работ.

Такие же вопросы могут быть решены в результате опережающей геофизической подготовки лицензионных площадей неглубоко залегающих месторождений углеводородного сырья к проектному размещению объектов обустройства нефтепромыслов и определения оптимальной сети скважин различного целевого назначения.

Литература

1. Боровский М.Я. Геофизическая технология прогноза, поисков и разведки месторождений природных битумов: автореф. дисс… канд. геол.-мин. наук: 25.00.10. Казань: КГУ, 2001. – 23 с.

2. Боровский М.Я. Геофизические методы подготовки и контроля процессов эксплуатации месторождений природных битумов / М.Я. Боровский, Э.К. Швыдкин, Р.З. Мухаметшин, Ю.Э. Халабуда, Б.В. Успенский; под ред. Р.З. Мухаметшина. – Москва: ГЕОС, 2000. 170 с.

3. Боровский М.Я. Геофизические методы учета геологических факторов при освоении месторождений природных битумов горизонтальными скважинами // Нефтяное хозяйство. 2009. № 2. С. 90-91.

4. Боровский М.Я. Разведочная геофизика на этапах освоения битумоперспективных территорий и объектов // Нефтяное хозяйство. 2005. № 9. С. 166-169.

5. Драгунов А.А. Отражение объектов обустройства Ашальчинского месторождения ВВН в магнитном поле / А.А.Драгунов, А.С.Андреев, А.Г.Лохвицкая. – Высоковязкие нефти и природные битумы: проблемы и повышение эффективности разведки и разработки месторождений: материалы Международной научно-практической конференции . – Казань: Изд-во « ФЭН», 2012. С.177-179.

6. Комплексное освоение тяжелых нефтей и природных битумов пермской системы Республики Татарстан / Р.Х. Муслимов, Г.В. Романов, Г.П. Каюкова и др. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 2012. 396 с.

7. Мухаметшин Р.З. Геологические основы эффективного освоения и извлечения трудно извлекаемых запасов нефти: автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук: 25.00.12, 25.00.17. Москва: ИГиРГИ, 2006. 51 с.

8. Успенский Б.В. Научно-методические основы поиска, разведки и освоения природных битумов: автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук: 25.00.12. Казань: КГУ. 2005. 41 с.

9. Хисамов Р.С. Геофизические методы поисков и разведки месторождений природных битумов в Республике Татарстан / Р.С. Хисамов, М.Я. Боровский, Н.С. Гатиятуллин; под ред. Р.С. Хисамова. – Казань: Изд-во ФЭН АН РТ, 2007. 247 с.

10. Швыдкин Э.К. Контроль за продвижением фронта горения с помощью наземной магнитной съемки при разработке неглубоких залежей битумов и

вязких нефтей: дисс. канд. технических наук: 04.00.12. М: ВНИИГеосистем. 1988. 164 с.

Модель магнитоактивного слоя палеорифтовой системы Белого моря

Брусиловский Ю.В.[1], Иваненко А.Н.[1], Балуев А.С.[2]

[1] Институт океанологии им.П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

По результатам анализа и комплексной интерпретации аномального магнитного поля авторами была создана модель строения и формированиямагнитоактивного слоя палеорифтовой системы Белого моря. Основой для этих исследований послужила сводная карта АМП (рис.1А), составленная авторами по материалам магнитных съёмок, выполненных МАГЭ в 2003-2004г, которые были дополнены материалами съёмок, выполненных Институтом океанологии РАН в 2001, 2003 и 2004гги материалами, предоставленными авторам НПО «Архангельскгеология».

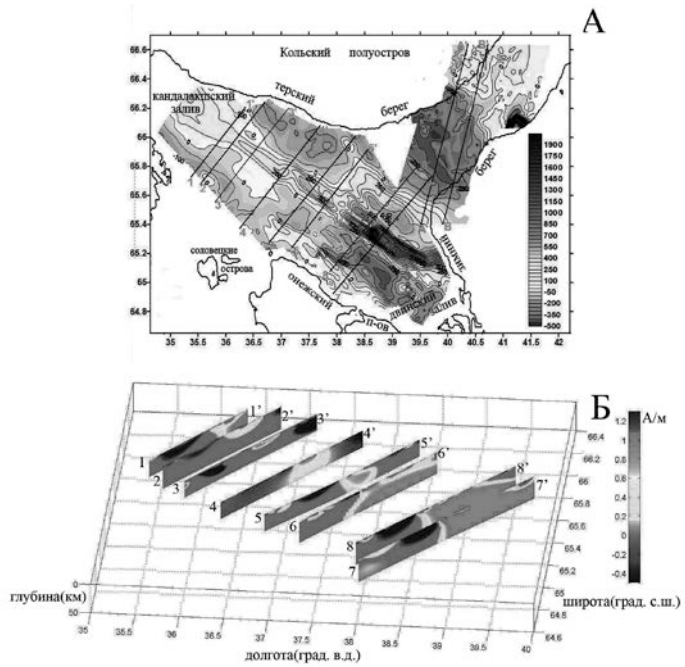


Рис.1. А – Карта аномального магнитного поля, Б – Модели магнитоактивного слоя в формате 2D для серии профилей

В ходе исследований авторами применялась процедура разделения аномального магнитного поля на составляющие, обусловленные различными геологическими факторами, что является важнейшей задачей для изучения внутреннего строения коры. Для решения этой задачи и оценки параметров магнитоактивного слоя в работе были использованы независимые, взаимодополняющие методы количественной интерпретации, разработанные в лаборатории геофизических полей Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова [4]. В трёхмерном варианте это пакет программ Magdepth3D, который впервые был использован при интерпретации детальных магнитных съёмок на Каспии. Для оценок глубин до верхних и нижних кромок источников аномалий в нём применяются различные методы – спектральный, работающий в частотной

области, алгоритм “эйлеровской деконволюции”, а также параметрический подбор формы аналитического сигнала; два последних работают в пространственной области. При анализе радиально осреднённого спектра поля была установлена приуроченность верхних кромок источников поля к нескольким структурным горизонтам (уровням). Выделение спектральной составляющей каждого предполагаемого горизонта позволило оценить глубину до его верхних и нижних кромок. Полосовая фильтрация в частотной области в соответствии с выделенными диапазонами глубин позволила эффективно разделить аномалии от разноглубинных источников. Разделение источников по латерали проводится автоматически с использованием разработанных алгоритмов локализации и скелетонизации максимумов горизонтального градиента и аналитического сигнала аномалий [5]. Проверка получаемых геометрических параметров осуществлялась подбором простых моделей источников для изолированных аномалий.

Для решения обратной задачи в формате 2D был использован комплекс Linverse2D, так же разработанный в лаборатории геофизическихполей Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова. При этом широко привлекалась априорная информация – данные о рельефе дна, сейсмические данные, результаты интерпретации другой геолого-геофизической информации.

Для отдельных профилей была решена обратная задача методом прямого подбора в формате 2.5D [6]. При этом магнитоактивный слой не разделялся по вертикали, а представлялся набором вертикальных блоков с величиной эффективной намагниченности, отражающей интегральную намагниченность блока по глубине. Для уменьшения неоднозначности решения обратной задачи при оценке глубины верхних кромок так же привлекались данные о глубинах до фундамента.

Исследования показали, что магнитоактивный слой палеорифтовой системы Белого моря имеет сложное строение, которое отражает все основные этапы тектонической активности Беломорского региона от среднего и позднего рифея и до событий последнего ледникового периода (в плейстоцене).

Полученная авторами модель магнитоактивного слоя представлена тремя структурными уровнями (горизонтами) каждый из которых отражает определённый этап формирования изучаемой площади (рис.2).

Нижний структурный уровень (основание магнитоактивного слоя) представлен крупными блоками, преимущественно северо-западного простирания. Наибольшие глубины нижних и верхних кромок определяются в центральной части модели, где они расположены в диапазонах 15-13 км и 9-7 км. Эта область наибольших глубин имеет отчётливо выраженное северо-западное простирание и представлена двумя крупными блоками. Северный блок имеет протяжённость 110 км, а его поперечный размер составляет 40 км, размеры южного блока составляют соответственно 105 км и 30 км. Между собой они разделены узкой областью северо-восточного простирания, которая совпадает с выделяемым в этом месте разломом, того же простирания. Вдоль границ выделяемой области наблюдается значительное уменьшение глубин

нижних кромокдо 10-8 км, а верхних кромок до 6-4 км. Оценки глубин верхних и нижних кромок источников магнитных аномалий оказались близки к результатам сейсмических работ ОАО МАГЭ, которые показали, что глубина погружения кристаллического фундамента Кандалакшского грабена составляет 8-9 км. [3].

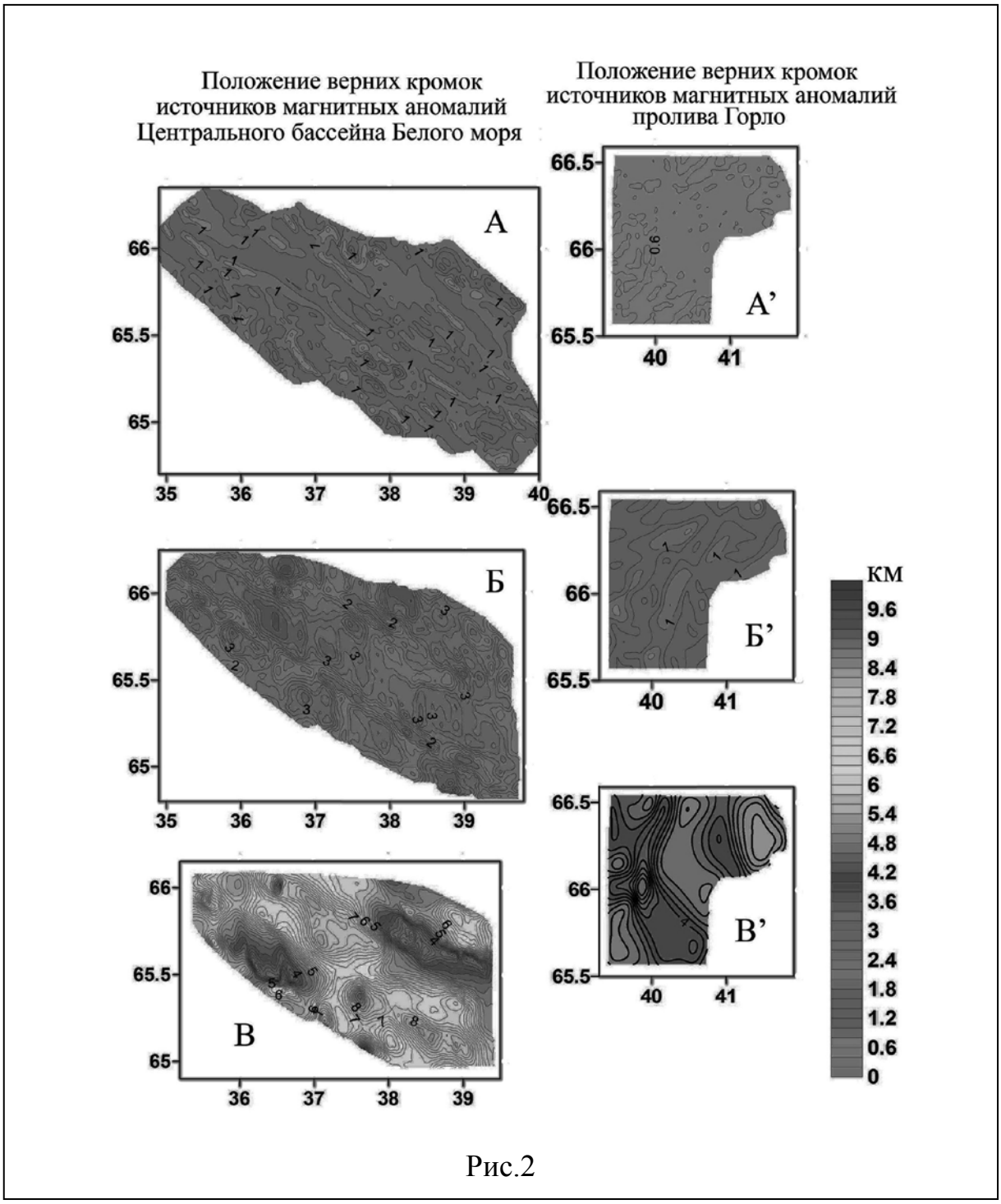


Рис.2

Сопоставление границ нижнего структурного уровня с тектонической картой Белого моря [1] показало, что наиболее глубокая область нижнего горизонта совпадает в плане с Онежско-Кандалакшскимрифтом, а её северная и южная границы, вдоль которых наблюдается уменьшение глубин совпадают с

основными разломными ограничениями, проходящими по границе палеорифтов с выступами кристаллического фундамента (Карельский и Архангельский выступы). По мнению авторов, выделяемый нижний структурный уровень отражает рифтовый этап эволюции Беломорского подвижного пояса в среднем и позднем рифее, характеризующийся проявлением континентального рифтогенеза [1].

Средний структурный горизонт расположен на уровне осадочного выполнения рифтогенных грабенов и лежит в диапазоне глубин от 6-3км, до 4-1.5 км. Этот структурный уровень так же представлен узкими, линейно-вытянутыми телами преимущественно северо-западного простирания, приуроченными к границе Онежско-Кандалакшского рифта с выступами кристаллического фундамента. Наряду с локальными телами преимущественно северо-западного простирания в пределах среднего структурного уровня выделяется и серия локальных тел северо-северо-западного простирания, по всей видимости, связанных с реактивацией палеорифтовой системы Белого моря в среднем палеозое. Следует отметить, что верхняя кромка среднего структурного уровня источников магнитных аномалий Центрального бассейна Белого моря наиболее структурирована, что является отражением, по всей видимости магнитовозмущающих магматических тел основного состава. Наряду с линейно вытянутыми телами северо-западного простирания здесь выделяется серия тел субмеридионального простирания, которые являются фактическим продолжением в акватории Белого моря даек базитов вендского возраста, выделенных В.А. Бушем и Б.А. Калмыковым [2] в пределах Онежского полуострова.

Верхний структурный уровень расположен в диапазоне глубин от 3.0 км до 0.4 км. Этот структурный уровень представлен преимущественно узкими локальными телами северо-западного простирания, унаследованного от более древних и более глубоких горизонтов. Так же пределах верхнего структурного горизонта выделяются, сильномагнитные тела с эффективной намагниченностью 4-6 А/м изометричной формы трубочного типа и тела, имеющие иное простирание, отличное от северо-западного. Диапазон глубин залегания для этих тел меняется от 1 до 0.2 км. В целом, этот структурный уровень отражает высокочастотную составляющую аномального магнитного поля и связан с сильномагнитными источниками аномалий, расположенными в его верхней части. Приведённые характеристики позволяют предполагать, что верхний структурный горизонт мог быть сформирован во время последнего, наиболее позднего этапа тектонической активизации этого региона, которая на территории Беломорья проявляется системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейна Белого моря и в очертаниях береговых линий. [1]. В дальнейшем, во время последнего ледникового периода (в плейстоцене)верхняя часть осадочного комплекса была перекрыта флювиогляциальными отложениями (моренами), которые, видимо, и являются основным источником интенсивных, высокочастотных аномалий.

Для серии отдельных профилей было выполнено решение обратной задачи в формате 2D (рис.1Б). На рисунке видно, что в юго-восточной части

исследуемой площади выделяется массивный, сильномагнитный источник аномалий с эффективной намагниченностью 1.0-1.5А/м. Видимая протяжённость этого объекта вдоль профиля составляет 50-70 км, глубина нижних кромок определяется на глубине порядка 30 км , а верхние кромки определяются на глубинах 4-8 км. К северо-западу происходит выклинивание этого объекта, нижние кромки поднимаются до глубин 15-25 км, а видимая протяжённость вдоль профиля составляет уже 30-40 км. Полученные оценки свидетельствуют, что по мере погружения кристаллического фундамента к юго-востоку, происходит и погружение источников аномалий. Возможно, что заложение Онежско-Кандалакшского рифта сопровождалось проявлением активного магматизма, основной источник которого расположен в юго-восточной части изучаемой площади. Характерно, что все тела ориентированы в направлении северо-запад – юго-восток. Это говорит о том, что магматизм активно развивался на этапе заложения рифтогенных прогибов, либо был многостадийным и проявлялся впоследствии только вблизи магмаподводящего центра – Беломорской шовной зоны.

Литература

1. Балуев А.С., Журавлёв В.А.,Колодяжный С.Ю., Пржиягловский Е.С., Слабунов А.И., Терехов Е.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:500000, Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. М.: ИПП «Куна». 2012.
2. Буш В.А., Калмыков Б.А. Новые данные по домезозойскому внутриплитному магматизму Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2015. № 5. С. 43-61.
3. Журавлёв В.А. Структура земной коры Беломорского региона// Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С.22-26
4. Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Филин А.М., Шишкина Н.А. Современные технологии обработки и интерпретации магнитных данных при работах на морских месторождениях нефти и газа // Геофизика. № 3. 2012. С. 60-71
5. Иваненко А.Н., Шишляев В.В. Автоматическое картирование источников потенциальных полей // Материалы XX Межд. Науч. Конф. (Школы по морской геологии). 2013. Т. 5 М: ГЕОС. С. 116-119.
6. Cooper G.R.J. Forward modelling of magnetic data // Comput geosci-computers & geosci. 1997. V. 23. No. 10, P. 1125-1129.
7. Last B.J., Kubik K. Compact gravity inversion. Geophysics, 48, 713-721, 1983.
8. Portniaguine O., Zhdanov M.S. Focusing geophysical inversion images // Geophysics. 1999. V. 64/ P. 874-887.

Гравиметрический мониторинг аварийных участков рудников Верхнекамского месторождения калийных солей

Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А.

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия, bsg@mi-perm.ru

Ключевые слова: провал земной поверхности, гравиметрические исследования, мониторинг, аномалия гравитационного поля, динамическая гравитационная аномалия.

Верхнекамское месторождение калийных солей (ВКМКС), расположенное в пределах Пермского края, является единственной сырьевой базой калийной промышленности России [4]. Благодаря масштабам месторождения и его практическому значению, изучению геологического строения всегда уделялось большое внимание. Немаловажную роль в комплексе геолого-геофизических методов играют гравиметрические исследования. С помощью гравиразведки на ВКМКС решаются в основном геологические задачи двух видов.

1. Выявление участков повышенной опасности, т.е. участков пониженной плотности пород с ослабленными механическими свойствами в водозащитной толще, изучение и уточнение деталей геологического строения с прогнозированием геодинамических условий на конкретных участках месторождения до проведения горных работ.

2. Изучение изменения плотностной характеристики геологической среды под воздействием горных работ, наблюдения за динамикой развития разуплотненных зон в подработанном массиве.

Высокая информативность гравиметрических данных на Верхнекамском месторождении достигается путем использования высокоточной гравиметрической и топографо-геодезической аппаратуры. Необходимая детальность обеспечивается проведением высокоточных крупномасштабных съемок масштаба 1:5 000 и 1:10 000. Обработка и интерпретация гравиметрических данных производится комплексом программ, разработанных в Горном институте, основной из которых является система векторного сканирования (VECTOR), позволяющая создавать трехмерную плотностную модель геологической среды, адекватную наблюденному полю и имеющейся геологической информации. Одновременно с разработкой методики наблюдений и созданием интерпретационных программ обобщается имеющийся материал по параметрическому обеспечению гравиметрических работ. Собраны и систематизированы данные о плотностях толщ и образцов, слагающих геологический разрез месторождения. Анализ и обобщение разнородной информации осуществляется в информационно-аналитической системе ГРАВИС, созданной на основе геоинформационной системы ArcGis - 9.0 [7]. Разработана серия программных модулей, сконструированных на основе новых алгоритмов и методов работы с геолого-геофизической информацией –

от первичной обработки материалов гравиметрической съемки до построения модели объекта исследований [2, 9].

С целью выявления вариаций силы тяжести, связанных с техногенным воздействием на геологическую среду, на ВКМКС проводятся повторные и мониторинговые гравиметрические наблюдения [3, 6, 8]. Мониторинговые наблюдения поля силы тяжести выявляют динамику процессов деформации породных масс и позволяют осуществить прогноз опасных и катастрофических ситуаций. По результатам повторных наблюдений рассчитывается динамическая аномалия силы тяжести, определяемая как разность между последующими и предыдущими значениями силы тяжести. Особенностью подобных аномалий является их независимость от влияния рельефа земной поверхности, стационарных (неизменных) плотностных неоднородностей в массиве, обусловленных геологическим строением. Поскольку все неизменные составляющие гравитационного поля в равной степени присутствуют в любой паре наблюдений, динамическая аномалия соответствует конкретному горнотехническому процессу.

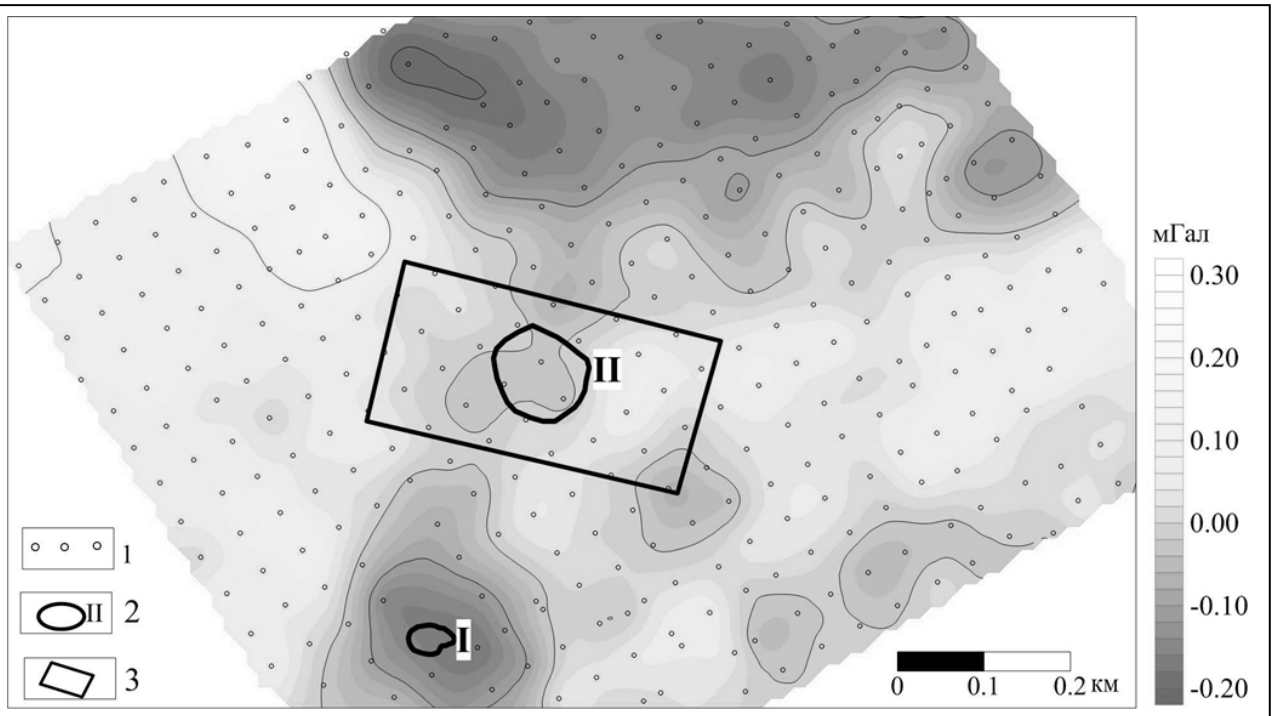


Рис.1. Гравитационное поле в районе железнодорожной станции «Березники»: 1 – пункты гравиметрических наблюдений, 2 – провалы земной поверхности (I – в ноябре 2010 г., II – в декабре 2011 г.), 3 – участок повторной гравиметрической съемки в сентябре 2011 г.

Интерпретация динамических аномалий силы тяжести осуществляется на основе совместного применения качественных и количественных методов извлечения геологической информации из гравиметрических данных [1, 9]. На начальной стадии интерпретационного процесса используется система VECTOR, с помощью которой строится изображение геологической среды – пространственное распределение квазиплотности, отражающее некоторые

элементы физико-геологической модели. Параметр квазиплотности не имеет размерности физического параметра плотности, а шкала глубин построенных разрезов и 3D-диаграмм не отвечает истинной. Однако результаты векторного сканирования успешно используются для уточнения геологических гипотез и задания априорных ограничений при последующем решении обратной задачи. Далее выполняется многократное (порядка 300–1500 циклов) решение обратной задачи гравиразведки монтажным методом [5], полученная совокупность частных решений преобразуется в сеточное распределение вероятностных характеристик $p_{k,\alpha}$, являющееся содержательной геоплотностной моделью. Эта модель обладает реальными пространственными координатами и характеризует распределение аномалиеобразующих масс в изучаемом объеме геологической среды. Области высоких значений $p_{k,\alpha}$ отвечают наиболее достоверно выделяемым возмущающим объектам. Результатом интерпретации динамических аномалий является вероятный интервал глубин изменения массы (объема) горных пород, произошедший между двумя парами измерений поля.

Особенно эффективным является применение мониторинговых (повторных) наблюдений на участках аварийных ситуаций. В 2006 году гравиметрические наблюдения выполнены в районе первого провала земной поверхности на Первом Березниковском руднике (БКРУ-1). Проникновение подземных вод в шахты рудника привело к его затоплению и последующим провалам земной поверхности на территории г. Березники. В районе провалов проведены детальные мониторинговые гравиметрические съемки с целью оконтуривания и изучения опасных зон, выяснения их природы, глубины распространения разуплотненных пород, а также в выявлении потенциально опасных участков на прилегающих территориях.

На рис. 1 приведено гравитационное поле в районе железнодорожной станции «Березники» после провала земной поверхности в декабре 2010 г.

В зоне повышенных оседаний земной поверхности к северу от провала, где выделена локальная отрицательная аномалия силы тяжести, в сентябре 2011 г. проведены повторные гравиметрические измерения, по результатам которых выявлена динамическая аномалия силы тяжести (рис. 2 а), свидетельствующая о процессе разуплотнения пород. На 3D диаграмме поля, полученной в системе Vector (рис. 2 б), видно, что с увеличением коэффициента трансформации зона разуплотнения смещается на юг в сторону первого провала. Количественный анализ гравитационного поля и его вариаций во времени показал, что источник динамической аномалии расположен на глубинах 40-70 м и приурочен к водозащитной надсоляной толще.

Дальнейшее развитие событий привело к образованию еще одного (третьего на Первом руднике) провала земной поверхности в декабре 2011 г. в пределах обнаруженной цепочки отрицательных локальных аномалий гравитационного поля и динамической аномалии.

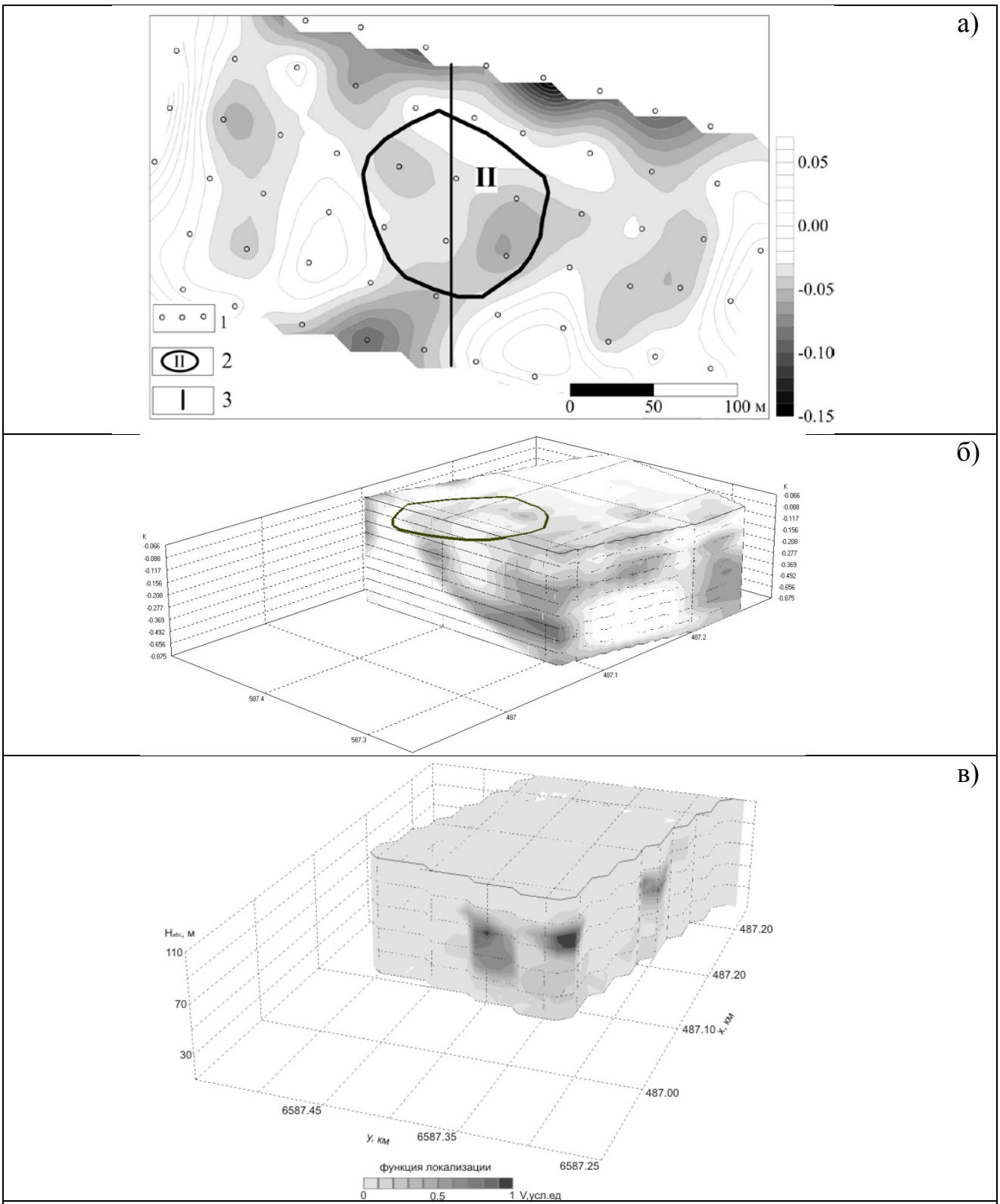


Рис. 2. Результаты интерпретации динамической аномалии:
а) гравитационное поле (1 – пункты повторных наблюдений, 2 – провал земной поверхности в декабре 2011 г., 3 – линия вертикального сечения поля), б) – трансформанта поля в системе VECTOR, в) – результат количественной интерпретации динамической аномалии силы тяжести

Гравиметрические исследования на Верхнекамском месторождении вносят определенный вклад в изучение картины плотностной неоднородности верхней

части разреза, в обеспечение безопасности и жизнедеятельности. Изменения плотности пород в горном массиве, происходящие под влиянием горно-геологических условий, отчетливо фиксируются в гравитационном поле.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-45-590426).

Литература

1. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Костицын В.И., Мичурин А.В., Симанов А.А. Построение объемных моделей геологических объектов по гравитационному полю на основе синтеза качественных и количественных методов интерпретации // Геофизика. 2015. № 5. С. 47-54.

2. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь: УрО РАН. 2015. 142 с.

3. Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Гравиметрические исследования территории разработки Верхнекамского месторождения калийных солей // Геофизика. 2014. № 5. С. 46-51.

4. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН. 2001. 429 с.

5. Мичурин А.В., Пугин А.В., Симанов А.А. Возможности гарантированного подхода при решении трехмерных обратных задач гравиразведки // Геоинформатика. 2014. № 1. С. 42-50.

6. Новоселицкий В.М., Бычков С.Г., Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Яковлев С.И. Гравиметрические исследования изменений плотностной характеристики геологической среды под воздействием горных работ // Горный журнал. 2008. № 10. С. 37-41.

7. Симанов А.А. Информационно-аналитическая система обеспечения крупномасштабных гравиметрических съемок // Геоинформатика №4, 2007. - С. 1–11.

8. Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. Гравиметрические исследования техногенных воздействий на геологическую среду // Материалы 40^{й} сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». М: ИФЗ РАН. 2013. С. 392-395.

9. Bychkov S.G., Dolgal A.S., Simanov A.A. Synthesis of qualitative and quantitative methods of extraction of geological information out of gravimetric data // Eurasian mining. 2013. № 2. P. 12-15.

Геологическая интерпретация комплексирования методов КС и ЕП для поиска грунтовых вод

Бяков А.А.[1], Бяков А.Ю.[2]

[1] Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,
byakov.andrew@mail.ru
[2] Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия

Ключевые слова: каротаж, электроразведка, естественный потенциал, кажущееся сопротивление, интерпретация, инженерная геология, гидрогеология.

В данной статье показаны результаты экспериментальных работ с применением самостоятельно созданного зонда КС. Целью данного опыта являлось применение (отчасти редких) методов электрокаротажа в инженерной геологии и гидрогеологии, в том числе и термальных вод, на территории Краснодарского края и республики Адыгея.

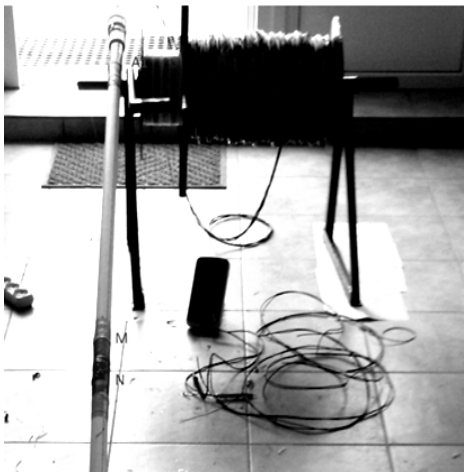


Рис. 1. Создание самодельной установки для работ методом КС

Актуальность данной работы заключается в применении простого и недорогого, по сравнению с другими методами геологоразведки, на участках с уже заложенной скважиной, дающие результаты для глубин уже не доступных методам инженерной геофизики, таким как сейсморазведка (с кувалдой в качестве источника) и георадиолокация (в сложной геологической среде с низкой диэлектрической проницаемостью).

Теоретические основы

На современном этапе геофизических исследований скважин (ГИС) зонды каротажа кажущихся сопротивлений (КС) не имеют широкого распространения ни в составе стандартного каротажа, ни в составе дополнительных методов, но широко применяются в наземной электроразведке.

У дипольных зондов, расстояния между питающими электродами *A, B* и измерительными электродами *M, N* много меньше, чем расстояние между центрами отрезков *AB* и *MN*. У дипольно-осевого зонда электроды *A, B, M, N* лежат на одной прямой, например, на оси скважины. [1]

Технология работ

Для определения удельного сопротивления горных пород, вскрытых скважиной, применялся подошвенный градиент-зонд A0.9M0.1N (L=0,95 м). (Рис.1) Зонд был изготовлен вручную из пластиковой трубы заполненной песком, электродов изготовленных из листовой меди закрытых стеклянной колбой с медным купоросом и нержавеющей стали присоединенных к трубе через определенные интервалы. Электроды с помощью кабеля ГСП-0,5 были соединены с измерителем и генератором тока электроразведочной станции ЭРП 1.

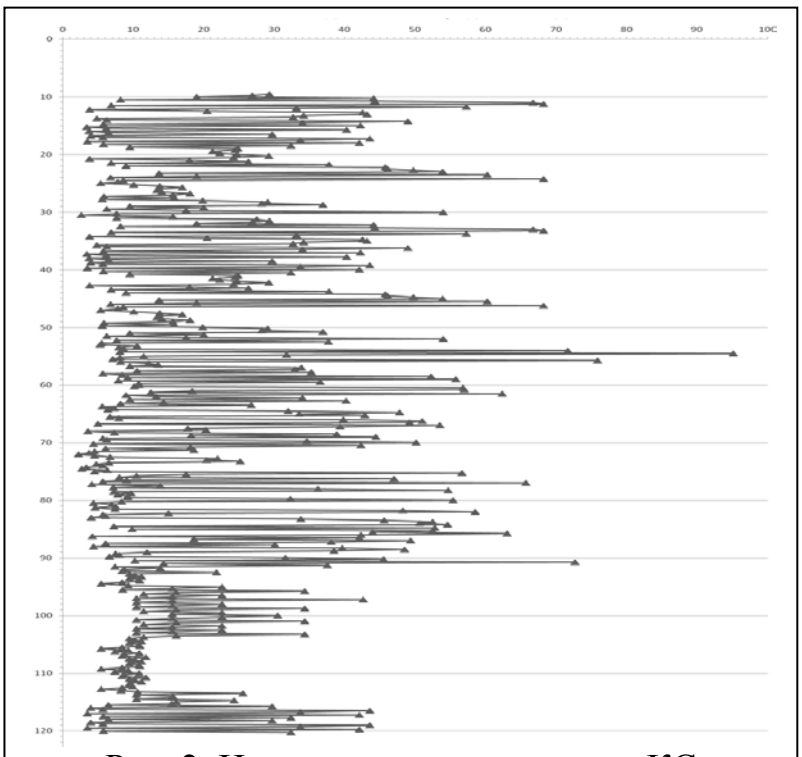


Рис. 2. Интерпретируемая кривая КС

При измерениях зонд с тремя электродами AMN опускался в скважину до забоя, а электрод B относился на «бесконечность» более 10 метров. Далее с шагом 0,25 м зонд подымали вверх. При этом в каждой точке измерения через два питающих электрода A и B в породы вводился электрический ток I равный 20 мА и имеющий рабочую частоту 4,88 Гц, между электродами M и N измерялась разность потенциалов U (мВ).

Полевые работы

В качестве примера определения глубины до кровли пласта питьевых вод и его мощности рассмотрим результаты съемки на территории базы ВС РФ в районе п. Молькино Краснодарского края. На участке были проведены как скважинные, так и площадные измерения.

Комплексирование методов каротажа с методами наземной электроразведки позволят достаточно точно определить места максимально возможной водоотдачи пласта (дебита) на изучаемой территории. [2]

По данным КС (Рис. 2) на протяжении 9,5 до 120 м было выделено 4 продуктивных интервала: 1) 25-28 м; ≈15 Ом*м; мелкая галька с песком. 2) 71-75 м; ≈11 Ом*м; мелкозернистый песок. 3) 91-95 м; ≈10 Ом*м; мелкозернистый песок. 4) 104-113 м; ≈9 Ом*м; крупнозернистый песок.

Выводы

Главной рекомендацией для применения КС необходимо в первую очередь переходить с дискретной методики записи на непрерывную это увеличит скорость измерений и их точность, а также уменьшит трудозатраты и удешевит исследования. Также необходимо создание автоматической лебедки и специализированной программы для интерпретации методов электрокаротажа в

полевых условиях. Для более точной интерпретации необходимы лабораторные испытания керна, которые для этого объекта проведены не были.

Литература:

1. Матвеев Б.К. Электроразведка. М: Недра, 1990г. 368с.

2. Бяков А.Ю., Бяков А.А. Использование данных ЕП и ЕИМПЗ для целей гидрогеологии в Геленджикском районе // Сборник статей научно-практической конференции «Развитие геофизических методов с позиций первой всесоюзной геофизической конференции». Пермь: ПГНИУ. 2012. С. 39-43.

Первые результаты интерпретации интегрированных массивов глубинных электромагнитных зондирований в ЮЗ Китае и СВ Индии

Варенцов Ив.М. [1], Бай Д. [2], Валья Д. [3], Лозовский И.Н. [1]

[1] Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Москва, Троицк, Россия, ivan_varentsov@mail.ru
[2] Институт геологии и геофизики Китайской АН, Пекин, Китай
[3] Северо-восточный горный университет, Шиллонг, Индия

Ключевые слова: тектоносфера, Восточный Тибет, геоэлектрические аномалии, магнитотеллурический и магнитовариационный методы, инверсия данных.

В 2007 и 2009 г. Институт геологии и геофизики Китайской АН выполнил комплексные синхронные электромагнитные зондирования с длиннопериодной (LMT) аппаратурой LEMI и разведочными (BMT) инструментами Phoenix с целью изучения геоэлектрической структуры тектоносферы Восточного Тибета в рамках международного проекта EHS3D [1-4]. Исследования проведены на двух геотраверсах EHS-2 и EHS-3, длиной >1000 км каждый, и в геомагнитных обсерваториях (рис. 1а). Обработка и интерпретация полученных наблюдений велась по методикам ЦГЭМИ ИФЗ РАН [5-8]. Профильная интерпретация импедансных BMT данных выявила яркие латеральные изменения корово-мантийной электропроводности, но не обеспечила вертикального разрешения аномалий [1]. Многокомпонентная интерпретация длиннопериодных MT/MB данных позволила разделить коровые и верхнемантийные проводящие структуры [3, 4], однако ее разрешающая способность была ограничена малой плотностью LMT зондирований. Синтез материалов BMT и LMT зондирований позволил повысить коровое разрешение за счет включения импедансных данных для периодов 0.08-30 с. Получены сводные импедансные кривые в ~50 пунктах в диапазоне периодов 0.08-12000 с, превышающем 5 декад [4].

Синхронность наблюдения и многоточечная обработка данных [5] обеспечили высокую точность стыковки фазовых кривых для двух типов аппаратуры.

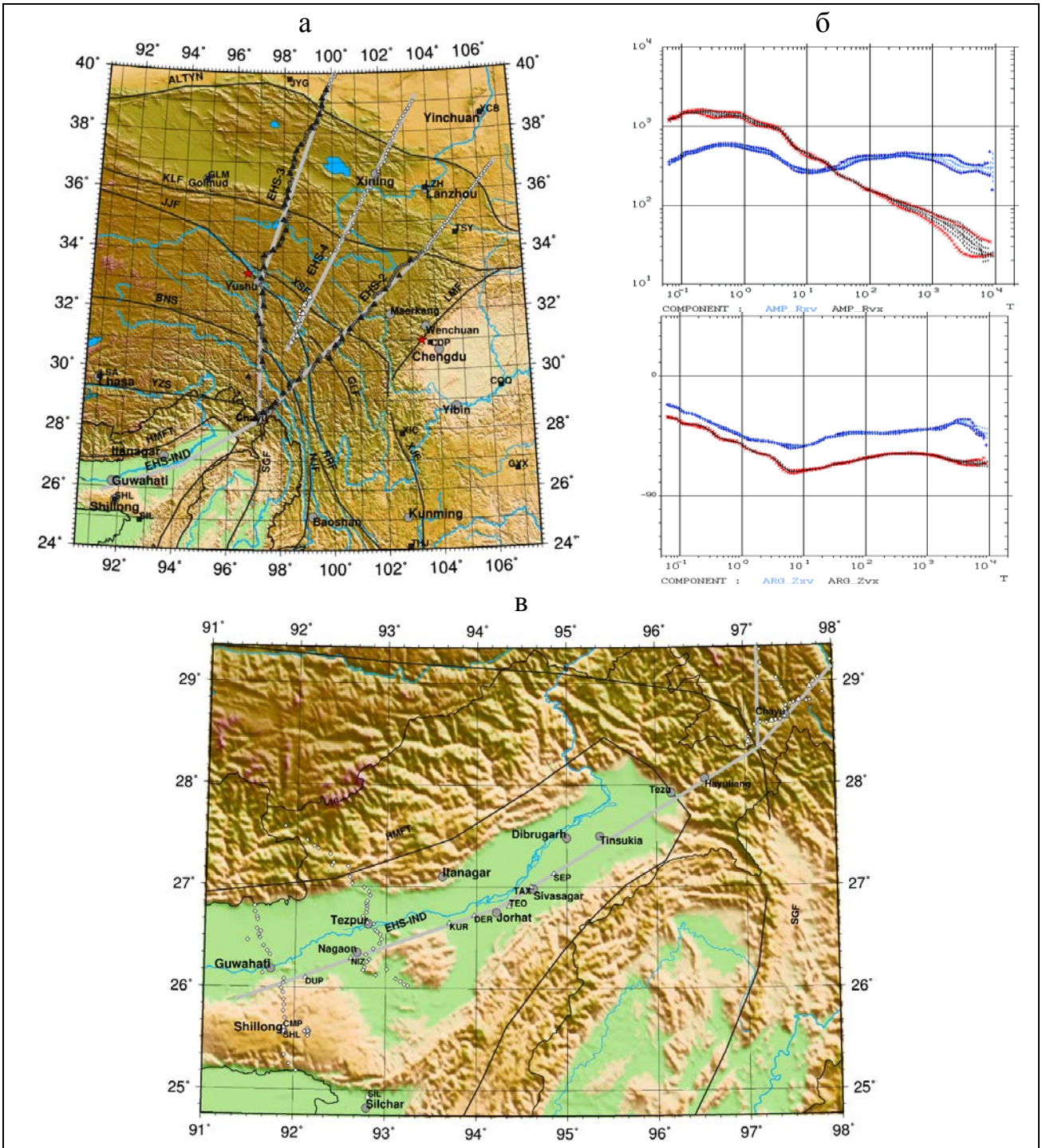


Рис. 1. Схемы зондирований эксперимента EHS3D: **а** - по результатам наблюдений 2007-15 г. в Китае, на фоне рельефа и важнейших тектонических линий [1]: треугольники - LMT зондирования, кружки – BMT зондирования (черные – 2007-09 г., белые – после 2009 г.), квадраты - геомагнитные обсерватории, звездочки - эпицентры недавних катастрофических землетрясений; **б** - по результатам наблюдений в СВ Индии (ромбы – BMT зондирования прошлых лет, треугольники – зондирования 2016 г., квадраты – обсерватории); **в** – амплитудно-фазовые MT кривые в п. DUP

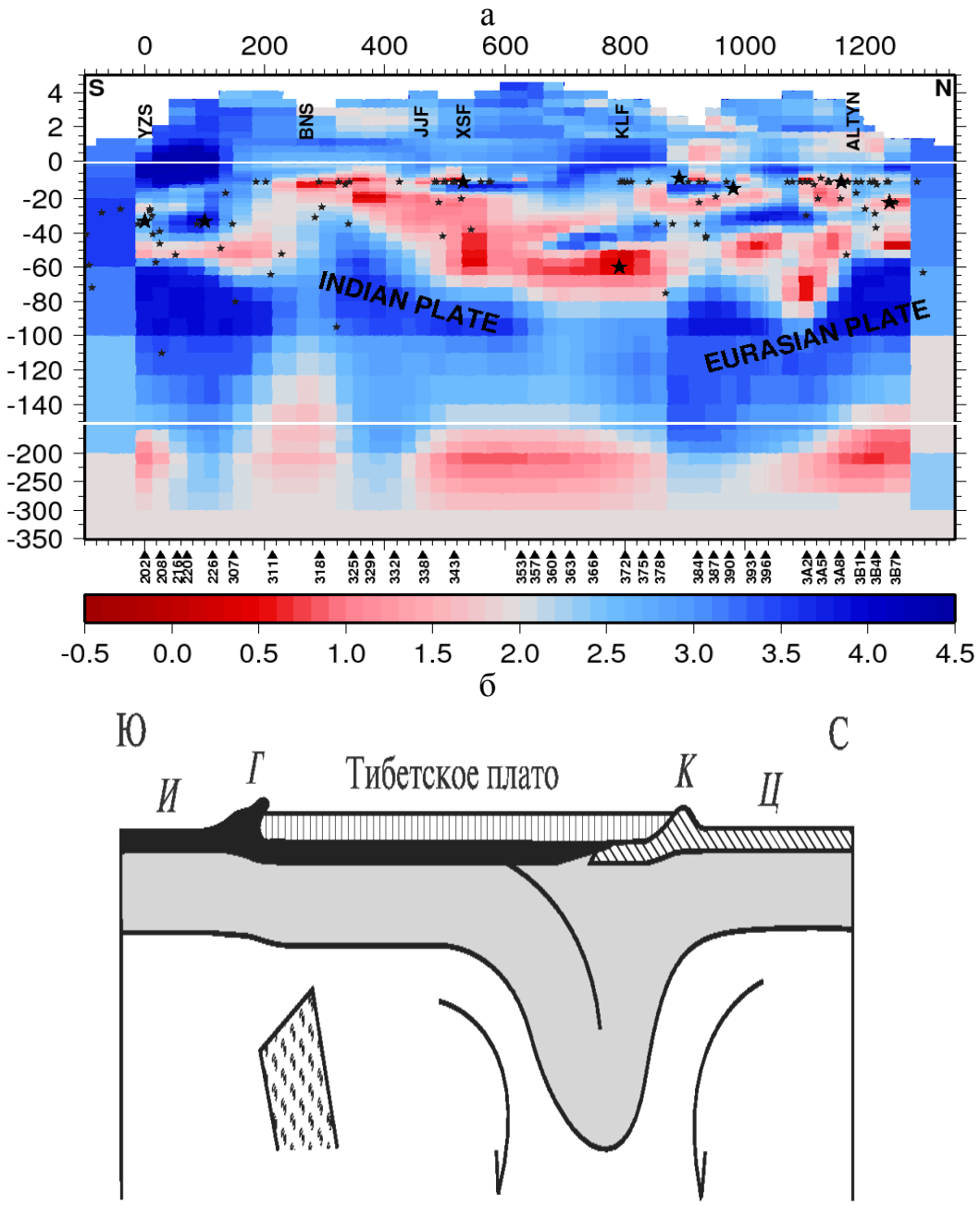


Рис. 2. Геоэлектрическая модель (а) тектоносферы (сопротивление, Омм, lg-масштаб) вдоль профиля EHS-3 в Восточном Тибете (рис. 1а) по результатам 8-компонентной 2D+ инверсии MT/MB данных в разведочном и глубинном диапазонах периодов [4] (звездочки – проекции эпицентров ближних сильных землетрясений) и концептуальная геодинамическая модель Восточного Тибета (б) вдоль профиля, близкого к профилю EHS-3: верхний структурный этаж – земная кора разных типов, ниже – литосферная мантия, далее – “астеносферный” слой с “осколком” океанической литосферной мантии [10]; И – Индия, Г – Гималаи, К – Куньлунь, Ц - Цайдам

Анализ площадных MT/MB данных [2-4] показал, что их профильная интерпретация наиболее эффективна на субмеридиональном геотраверсе EHS-3, имеющем максимальную длину и плотность наблюдений (рис. 1а) при умеренной трехмерности откликов. Интерпретация велась с помощью

робастных методов совместной инверсии МТ/МВ данных [7, 8] в рамках 2D+ процедуры, учитывающей 3D искажения в ходе 2D инверсии путем увеличения погрешностей данных пропорционально факторам искаженности [5, 6]. Инверсия шла с учетом высокогорного рельефа Тибета. Профильные данные отбирались из операторов импеданса, типпера и горизонтального МВ отклика, повернутых на 20°NE. Ансамбль инвертируемых данных включал 4 компоненты импеданса (кажущиеся сопротивления и фазы фазового тензора для двух мод в диапазоне периодов 0.25-11585 с), две компоненты типпера (Re и Im, 64-11585 с) и две компоненты горизонтального МВ отклика (амплитуда и фаза, 256-11585 с), пересчитанные относительно п. 307 на южном конце профиля. Низкая плотность наблюдений (32 зондирования со средним шагом вдоль профиля ~40 км, 25 периодов) компенсировалась многокомпонентностью данных.

На рис. 2а представлена полученная модель [4] - в ней, по сравнению с прежними результатами [3], детализированы структуры как самой верхней коры, так и верхней мантии (на глубинах >60 км). Частные абсолютные невязки данных в робастной норме квантиля 2/3 [5] составили для типпера (Re, Im) и амплитуды горизонтального МВ отклика 0.10, 0.05 и 0.05, соответственно, а для импедансных фаз в E- и H-модах - 5.9° и 3.8°. В модели отчетливо проявились интенсивные проводящие корово-мантийные аномалии в центре профиля на пикетах 200-900 км и глубинах от ~30 км на юге (в разломной зоне BNS) до ~80 км севернее (перед Куньлунем). Эти аномалии (со средним сопротивлением ~10 Омм) располагаются над погружающейся на север Индийской литосферной плитой и вызваны, как подъемом мигрирующих из нее флюидов, так и общим поднятием геотерм в центре Тибета [9]. Отчетливо видны и аналогичные аномалии под Куньлунем и Цайдамом (п. 900-1300 км), обусловленные встречным южным погружением Евразийской литосферной плиты. В низах верхней коры на глубине ~20 км прослеживаются менее мощные, но столь же контрастные субгоризонтальные проводящие структуры, наиболее выраженные между разломными зонами BNS-XSF и KLF-ALTYN. Литосферная мантия (на глубинах от 60-90 км до 150-180 км) характеризуется высоким сопротивлением (>500-1000 Омм южнее KLF и >2000 Омм севернее). На глубинах ниже 180 км проявляются яркие латеральные неоднородности - на п. 50-150 и 900-1000 км выделяются области высокого сопротивления, характерные для погрузившихся блоков литосферной мантии, а вне этих зон выделяются “астеносферные” проводники (с сопротивлением 5-20 Омм) в центре Тибета (п. 400-800 км) и севернее (п. 1000-1300 км). Здесь видна отчетливая вертикальная корреляция корово-мантийных (на глубинах 50-90 км) и астеносферных (глубже 180 км) аномалий, что должно свидетельствовать о значимом влиянии повышенных температур на величину электрического сопротивления, а также прослеживается явная корреляция этих зон с отрицательными литосферными аномалиями постоянного магнитного поля, полученными по спутниковым наблюдениям [9] и предполагающих существенный подъем изотермы Кюри магнитных минералов во внутренних областях Тибета.

Представленная геоэлектрическая модель поддерживает ряд современных геодинамических концепций (рис. 2б [10]), но пока еще имеет предварительный характер, поскольку еще возможен учет большего числа ВМТ зондирований, в т.ч. выполненных после 2009 г. (рис. 1а). Следует также отметить сложную структуру массива зондирований на южном конце профиля EHS-3 вблизи индийской границы (рис. 1а) - это снижает качество модельных построений на приграничных п. 0-150 км. В связи с этим, в 2016 г. начата новая фаза синхронных МТ/МВ зондирований в кооперации ЦГЭМИ ИФЗ РАН и индийского Северо-восточного горного университета (Шиллонг, штат Мегалайя). В ее рамках к декабрю 2016 г. выполнено 8 новых зондирований с аппаратурой KMS-820 на профиле EHS-IND, продолжающем китайские профили на ЮЗ, и собрана информация о десятках разведочных зондирований прошлых лет с аппаратурой Phoenix (рис. 1в). На рис. 1б показаны первые импедансные кривые в п. DUP, построенные с высоким качеством в диапазоне 5 декад периодов. Их структура указывает на ожидаемую смену осадочных и коровых структурных планов – доминирующие токи в осадочном чехле текут субширотно в бассейне р. Брахмапутры, а на глубине - приобретают субмеридианальное направление, характерное для ЮВ Тибета. Зондирования на данном профиле будут продолжены зимой 2017 г. Привлечение новых зондирований на СВ Индии позволит выполнить совместную интерпретацию данных вдоль уникальных геотраверсов длиной ~2000 км. Предстоит решить масштабные задачи профильной 2D+ инверсии вдоль расширенных профилей EHS-2,3 и нового, промежуточного профиля EHS-4, а затем перейти к 3D интерпретации сводного массива МТ/МВ данных. Но уже сейчас можно сделать заключение о высокой информативности комплекса разведочных и длиннопериодных синхронных МТ/МВ зондирований при изучении геоэлектрической структуры всей тектоносферы сложно построенного Тибето-Гималайского региона и о реальности проведения подобных исследований в труднодоступных высокогорных условиях.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ: российско-индийского гранта 16-55-45052_ИНД_а и предшествующих российско-китайских грантов.

Литература

1. Bai D., Unsworth M., Meju M. et al. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by MT imaging // Nature Geoscience Let. 2010. Doi: 10.1038/NGEO830.

2. Xiao P., Bai D., Lui M. et al. Study on long-period MT sounding - the LMT transfer function in eastern Tibetian Plateau // Dizhen Dizhu. 2010. V. 32. No. 1. P. 38-50.

3. Varentsov Iv.M., Bai D., Sokolova E.Yu. Joint inversion of long-period MT/MV data at EHS3D transects (Eastern Tibet) // XX Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). S7-05. Giza, Egypt. 2010. 4 p.

4. Варенцов И.М., Бай Д. Геоэлектрическая модель тектоносферы Восточного Тибета по данным глубинных и разведочных МТ/МВ зондирований // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов

(Материалы VI международного симпозиума). Бишкек: НС РАН. 2015. С. 169-177.

5. Varentsov Iv.M. Arrays of Simultaneous Electromagnetic Soundings: Design, Data Processing, Analysis, and Inversion // Electromagnetic sounding of the Earth's interior: theory, modeling, practice. Elsevier. 2015. P. 271-299.

6. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Синхронные МТ и МВ зондирования на западном склоне Воронежского массива // Геофизический журнал. 2012. Т. 34(4). С. 90-107.

7. Варенцов Ив.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. № 11. С. 11-33.

8. Varentsov Iv.M. Methods of joint robust inversion in MT and MV studies with application to synthetic datasets // Electromagnetic sounding of the Earth's interior: theory, modeling, practice // Elsevier. 2015. P. 191-229.

9. Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Варенцов Ив.М., Филиппов С.В. Роль спутниковых литосферных магнитных аномалий при анализе геолого-геофизических данных в Центрально-Азиатской коллизионной зоне // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов (Материалы VI международного симпозиума). Бишкек: НС РАН. 2015. С. 45-54.

10. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое (Труды Геологического института. Вып. 603). М: Геос. 2012. 188 с.

Первые результаты совместной 3D инверсии МТ/МВ данных вдоль профиля Жиздра (Воронежский массив)

Варенцов Ив.М., Иванов П.В., Лозовский И.Н.

Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН, Троицк, Россия, pavel.vl.ivanov@gmail.com

Ключевые слова: Воронежский массив, синхронные зондирования, магнитотеллурический и магнитовариационный методы, геоэлектрические модели литосферы, обратные задачи, 3D инверсия, оценки невязок.

Исследования выполняются в рамках проекта КИРОВОГРАД, включающего плотную сеть синхронных магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) наблюдений на западном склоне Воронежского массива. По всем имеющимся профилям выполнены инверсии по методике 2D+, разработанной в ЦГЭМИ ИФЗ РАН [1-6]. Помимо этого, для всей площади выполнены различные модификации плёночной квази-3D инверсии [7].

Таблица 1. Частные абсолютные и относительные оценки, включающие традиционные среднеквадратичные RMS и порядковую робастную статистику (квантиль 2/3 – Q67), для результата 3D инверсии, показанного на рис. 1.

		ABS. NORMS				RMS	
#IT	COMP.	MISFIT		ERROR			
		Q67	L2	Q67	L2	Q67	L2
067	ReZxx	0.670	1.56	0.361	0.923	3.00	4.68
	ImZxx	0.468	0.818	0.295	0.450	2.64	8.15
	Zxx	0.464	1.33	0.171	0.414	3.87	4.76
	LgZxx	0.412	0.505	0.175	0.176	4.99	9.04
	PhZxx	79.3	81.2	13.4	27.2	8.40	30.0
	Rxx	0.823	1.01	0.350	0.351	4.99	9.04
	ReZxy	1.16	2.93	0.350	0.932	3.57	4.27
	ImZxy	0.895	2.15	0.286	0.431	4.46	7.09
	Zxy	1.09	3.12	0.165	0.442	6.92	9.10
	LgZxy	0.871E-01	0.101	0.192E-01	0.195E-01	6.98	10.3
	PhZxy	9.09	8.72	2.02	2.30	8.34	11.2
	Rxy	0.174	0.201	0.384E-01	0.391E-01	6.98	10.3
	ReZyx	0.686	2.58	0.361	0.949	2.40	4.29
	ImZyx	0.561	1.46	0.271	0.393	3.18	4.02
	Zyx	0.798	2.61	0.173	0.456	5.59	7.09
	LgZyx	0.615E-01	0.995E-01	0.180E-01	0.179E-01	5.31	7.71
	PhZyx	6.47	7.10	1.70	1.92	4.82	7.09
	Ryx	0.123	0.199	0.360E-01	0.359E-01	5.31	7.71
	ReZyy	2.08	3.07	0.390	0.820	6.46	9.84
	ImZyy	0.864	1.24	0.178	0.619	7.28	103.
	Zyy	2.05	2.68	0.205	0.431	13.1	12.0
	LgZyy	0.416	0.445	0.261E-01	0.777E-01	19.9	23.2
	PhZyy	25.5	54.4	2.02	9.74	18.5	288.
	Ryy	0.832	0.890	0.523E-01	0.155	19.9	23.2

		ABS. NORMS				RMS	
#IT	COMP.	MISFIT		ERROR			
		Q67	L2	Q67	L2	Q67	L2
067	ReWx	0.381E-01	0.480E-01	0.960E-02	0.804E-02	5.57	72.4
	ImWx	0.343E-01	0.421E-01	0.681E-02	0.594E-02	10.0	90.9
	Wx	0.331E-01	0.388E-01	0.477E-02	0.444E-02	7.52	9.07
	PhWx	23.6	38.4	1.50	4.11	26.9	194.
	ReWy	0.621E-01	0.575E-01	0.967E-02	0.822E-02	8.11	20.9
	ImWy	0.427E-01	0.460E-01	0.617E-02	0.569E-02	12.8	523.
	Wy	0.600E-01	0.555E-01	0.484E-02	0.447E-02	13.9	12.7
	PhWy	27.9	44.6	1.26	2.32	30.9	758.

Для перехода к полноценной 3D инверсии всех трёх передаточных операторов (импеданс, типпер и горизонтальный магнитовариационный отклик) на первом этапе был выбран не весь массив данных, а только профиль Жиздра. Он характеризуется высоким качеством МТ/МВ наблюдений с относительно низкими трёхмерными искажениями. Опыт проведения 3D инверсии вдоль единичного профиля известен как в мировой практике, так и выполнялся самими авторами на ряде синтетических моделей [8-9].

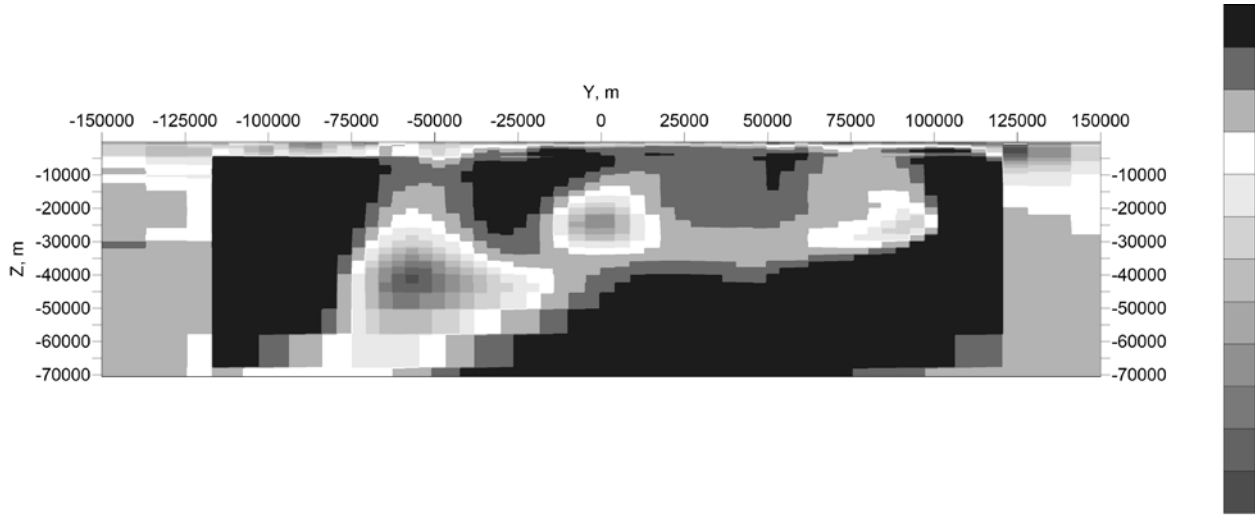


Рис. 1. Геоэлектрический разрез (Ом·м, логарифмический масштаб) вдоль профиля Жиздра, полученный в результате совместной 3D инверсии данных импеданса и типпера с помощью ModEM кода. Стартовая модель – результат 2D+ инверсии

Для проведения 3D инверсии нами используется ModEM код [10], позволяющий проводить совместную инверсию импеданса, типпера и горизонтального магнитовариационного отклика. Но в дополнении к нему мы используем WSInv3DMT код [11], инвертирующий только импеданс.

Первые эксперименты по проведению совместной 3D инверсии вдоль профиля Жиздра включали в себя использование в качестве стартовой модели результат 2D+ инверсии, полученный на этом профиле. Результат этого этапа в виде геоэлектрического разреза по профилю представлен на рисунке 1. При этом сходимость при выполнении инверсии была очень низкая, а итоговые RMS достаточно высокие.

С одной стороны, это связано со слишком большой детальностью в используемой стартовой модели. Поэтому геоэлектрический разрез, полученный с помощью 2D+ инверсии, был значительно упрощён, при этом сопротивления проводящих аномалий были немного завышены. На рисунке 2 представлена стартовая модель, используемая в дальнейшем при 3D инверсиях.

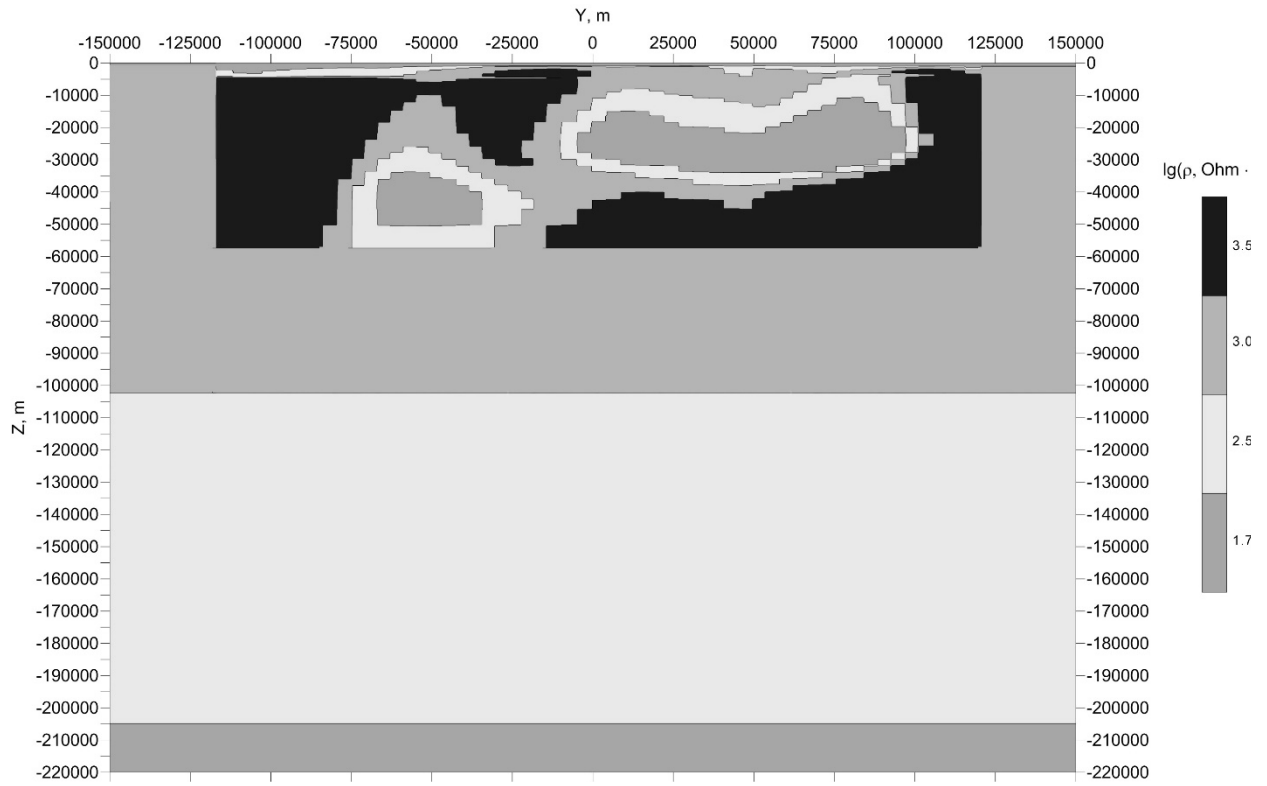


Рис. 2. Упрощённая стартовая модель для 3D инверсии вдоль профиля Жиздра, основанная на результате 2D+ инверсии

С другой стороны, при использовании большого набора данных, имеющих различные особенности и разную чувствительность к тем или иным структурам в разрезе, стоит обращать внимание не столько на общий итоговый RMS, сколько на частные невязки отдельных компонент (как в привычной норме L2, так и для квантиля Q67). Для этого в ЦГЭМИ ИФЗ РАН был разработан соответствующий код, позволяющий проводить такие расчёты во время выполнения инверсии. В качестве примера в таблице 1 представлены частные оценки для предварительного результата 3D инверсии, показанного на рисунке 1. Можно увидеть, что часто невязки для главных компонент превышают невязки для дополнительных. Также абсолютные нормы невязок имеют сильное расхождение с аналогичными оценками для ошибок. Подробный анализ представленных невязок позволяет влиять на инверсию путём введения дополнительных компонентных коэффициентов, а также регулировкой error floor.

В настоящее время выполняется второй этап совместных 3D инверсий, включающий все вышеперечисленные аспекты и результаты которого будут представлены в рамках 44-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 13-05-12094_офим, 16-05-00791_а и 16-35-00523_мол_а.

Литература

1. Варенцов Ив.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. № 11. С. 11-33.
2. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing, analysis and inversion. In: Spichak V.V. (ed.) Electromagnetic sounding of the Earth's interior: theory, modeling, practice // Elsevier. 2015. P. 271-299.
3. Varentsov Iv.M. Methods of joint robust inversion in MT and MV studies with application to synthetic datasets. In: Spichak V.V. (ed.) Electromagnetic sounding of the Earth's interior: theory, modeling, practice // Elsevier. 2015. P. 191-229.
4. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Синхронные МТ и МВ зондирования на западном склоне Воронежского массива // Геофиз. журн. 2012. Т. 34(4). С. 90-107.
5. Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Куликов В.А. и др. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы // Геофизика. 2013. № 2. С. 32-38.
6. Варенцов Ив.М., Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. и др. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос. 2013. 118 с.
7. Kovacikova S., Varentsov Iv.M., KIROVOGRAD WG. Quasi-3D inversion of horizontal MV responses: methodical developments and applications for the KIROVOGRAD sounding array // XXIII Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). Thailand, Chiang Mai, 2016.
8. Иванов П.В., Пушкарёв П.Ю. Возможности интерпретации МТ данных, полученных на одиночном профиле, при изучении 3D среды // Физика Земли. 2010. №9. С. 3-10.
9. Иванов П.В., Пушкарёв П.Ю. 3D инверсия рассчитанных на одиночном профиле МТ данных // Физика Земли. 2012. №11-12. С. 91-96.
10. Egbert G., Kelbert A. Computational recipes for EM inverse problems // Geophys. J. Int. 2012. V. 189. P. 251-267.
11. Siripunvaraporn W. 3D MT inversion: an introductory guide for developers and users // Surv. Geophys. 2012. V. 33. P. 5-27.

Развитие методики квази-3D инверсии магнитовариационных данных

Варенцов Ив.М.[1], Ковачикова С.[2], Лозовский И.Н.[1]

[1] Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Москва, Троицк, Россия, ivan_varentsov@mail.ru
[2] Геофизический институт Чешской АН, Прага, Чехия

Ключевые слова: геоэлектрические модели, магнитовариационные зондирования, многокомпонентные обратные задачи, невязки данных, оценки сложности моделей, Воронежский массив.

В современной стратегии глубинных электромагнитных зондирований с естественными полями важная роль отводится магнитовариационным (МВ) данным, слабо искаженным приповерхностными эффектами [1-4]. В традиционной схеме МВ зондирования изучается линейная связь между вертикальной и горизонтальными компонентами переменного геомагнитного поля, выражаемая оператором типпера и визуализируемая векторами индукции [1-2]. Действительные векторы в конвенции Визе направлены от ярких проводящих структур и достигают максимальной длины вне этих структур вблизи их границ. Синхронные схемы зондирования позволяют оценивать горизонтальный МВ оператор между пунктом наблюдения и стационарным базовым пунктом [2, 3]. Этот оператор также устойчив к приповерхностным искажениям и обладает важными преимуществами по сравнению с типпером, в частности, его амплитудные и фазовые компоненты дают в плане отчетливые локальные аномалии над объектами низкого сопротивления, обеспечивая их явное картирование [3], в то время как амплитуды типпера в этих областях, особенно в их осевых зонах, малы и оцениваются неустойчиво. На рис. 1а показаны особенности структуры МВ откликов в окрестности коровых аномалий электропроводности на Воронежском массиве (ВМ) по зондированиям международного проекта KIROVOGRAD [3, 5-7].

Представляется целесообразным решать интерпретационные задачи с активным использованием горизонтальных МВ откликов, как в комплексе с другими МТ/МВ данными, так и независимо от них. Однако набор программных средств, дающих такую возможность, весьма ограничен. При этом, двумерные программы инверсии [8, 9] не позволяют эффективно изучать существенно трехмерные среды, а средства объемной 3D инверсии [10] все еще требуют чрезвычайных вычислительных затрат. В этих условиях особое значение приобретают методы, заполняющие интервал между 2D и полностью 3D постановками обратных задач. Так, при интерпретации МТ/МВ данных массива зондирований KIROVOGRAD весьма информативными оказались процедуры совместной 2D+ инверсии данных импеданса, типпера и горизонтального МВ отклика (учитывающей факторы 3D искаженности при задании погрешностей данных) и квази-3D инверсии МВ данных

вгоризонтально-слоистой модели, содержащей тонкие пленки с неоднородной продольной проводимостью [3, 5, 7].

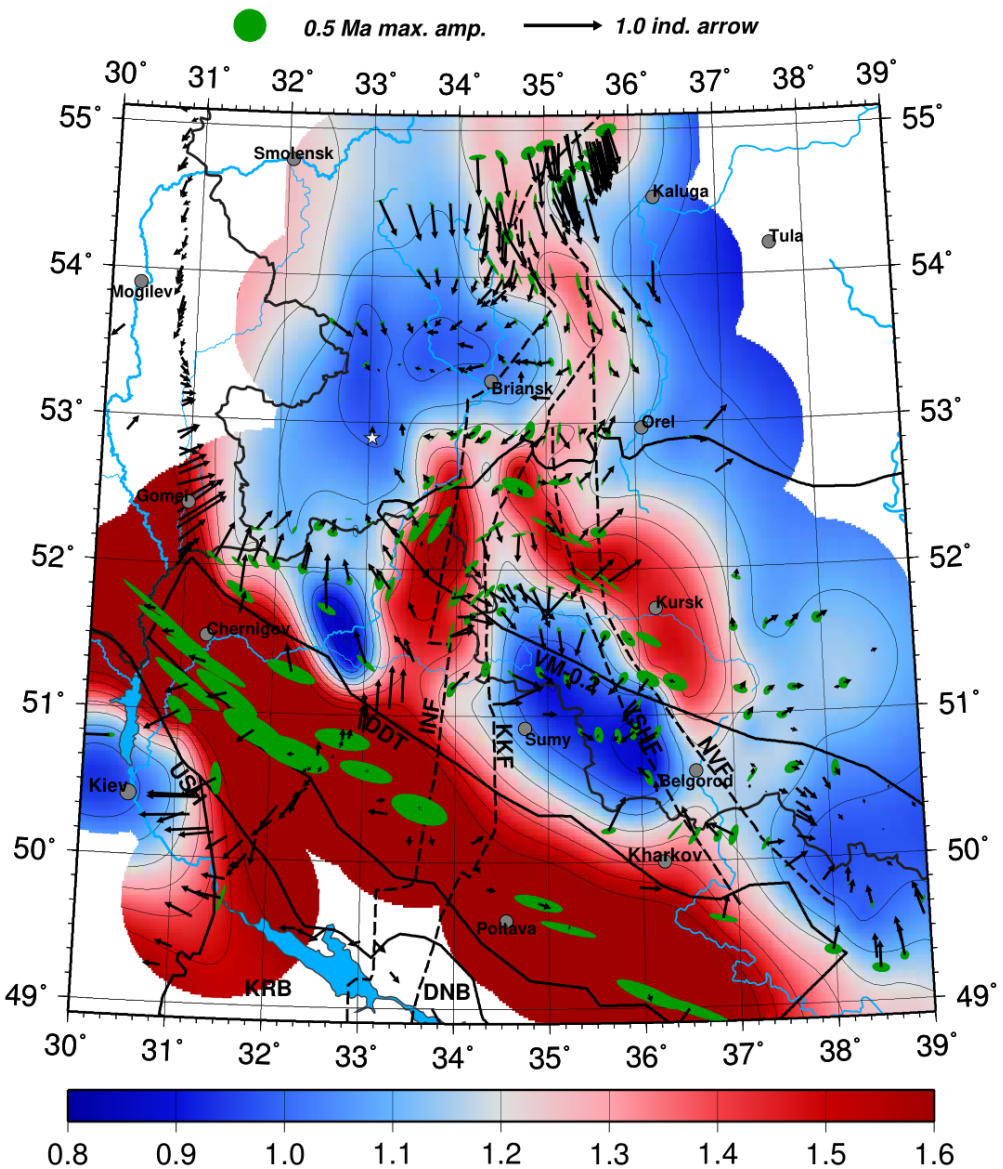
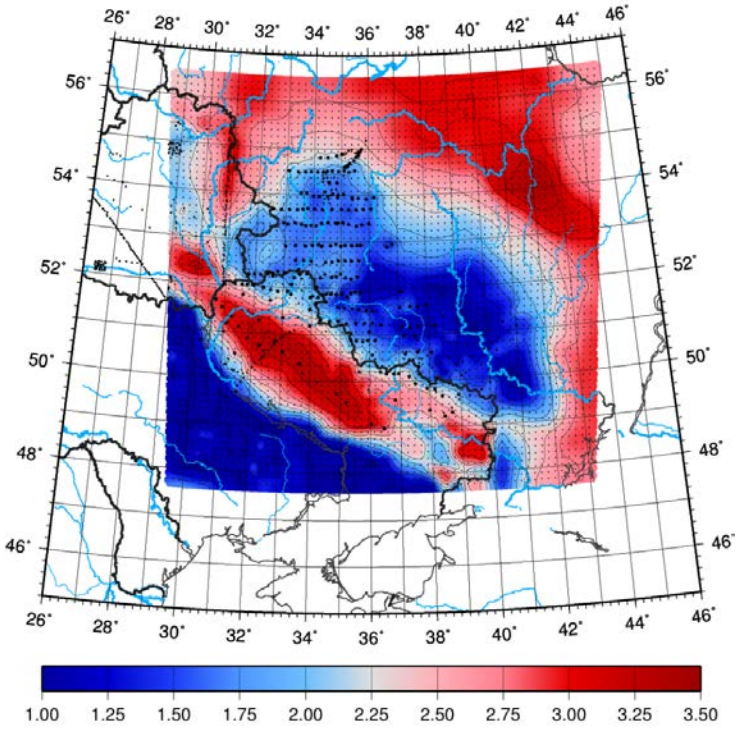


Рис. 1. Диаграммы инвариантов МВ данных для массива KIROVOGRAD: карты изолиний максимальной амплитуды горизонтального МВ отклика (отн. базы, показанной звездочкой) с повернутыми на 90° эллипсами экстремальных амплитуд аномальной части данного отклика и действительными векторами индукции для периода 400 с; масштабы векторов и эллипсов (круг с радиусом 0.5) – вверху; легенду тектонических линий см. в [5]

Последняя методика основана на приближенном, но весьма быстром алгоритме моделирования с граничными условиями Прайса на тонкой пленке [1], и тихоновской минимизации функционала невязки данных с различными стабилизаторами (сглаживающими или фокусирующими) методом сопряженных градиентов. В первоначальном виде она была разработана для инверсии данных типпера в однопленочной модели, интегрирующей все

а



б **в**

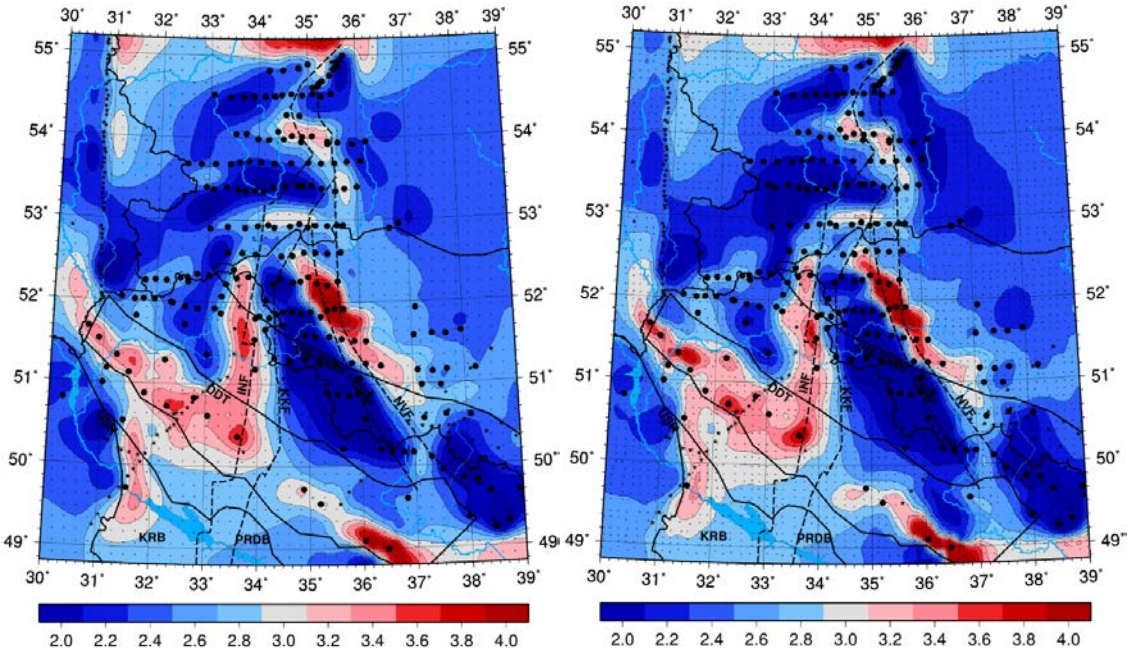


Рис. 2. Продольная проводимость в регионе эксперимента KIROVOGRAD (См, lg-масштаб): **а** – распределение, априорно заданное в верхней “осадочной” пленке при совместной квази-3D инверсии МВ данных; **б, в** – распределения, полученные в нижней “коровой” пленке в ходе двух вариантов инверсии (средняя модель при инверсии данных для периода 900 с на серии сеток разного размера и детальности, частная модель по результатам инверсии данных для 4 периодов в диапазоне 400-2500 с на сетке с рис. 2а); большие черные кружки – пункты с данными горизонтального отклика и типпера, малые – только типпера

аномалии электропроводности [11, 12]. Затем, при интерпретации данных экспериментов EMTESZ и KIROVOGRAD, был осуществлен переход к инверсии горизонтальных МВ откликов и анализу многопленочных моделей продольной проводимости [3, 5, 7]. Двухпленочная реализация методики дала возможность раздельно изучать поверхностные и глубинные аномалии и, в частности, подбирать глубинные структуры при фиксации априорных приповерхностных представлений. Инверсия всех компонент горизонтального МВ оператора позволила в полной мере учесть возможность прямого картирования субгоризонтальных аномальных токовых систем и уменьшить весьма значимое для данных типпера искажающее влияние токовых систем, текущих за пределами области инверсии.

В последнее время метод квази-3D инверсии МВ данных получил существенное развитие [13]: введена возможность совместной инверсии данных горизонтального МВ отклика и типпера, повышена точность вычисления производных тихоновского функционала по модельным параметрам, реализована стратегия последовательного уменьшения параметра регуляризации в ходе итераций инверсии, показавшая высокую эффективность в других алгоритмах [4, 8, 9, 14]; обеспечен расчет невязок данных в различных нормах (сводных и компонентных, абсолютных и относительных, среднеквадратичных и робастных) и, наконец, реализована схема оценивания «сложности» получаемых распределений продольной проводимости на основе подсчета числа их экстремумов, превышающих заданные амплитудные уровни. Эти меры обусловили надежную сходимость итераций инверсии и эффективный компромисс устойчивости и разрешающей способности. Мониторинг робастных невязок данных и оценок модельной “сложности” дал возможность обоснованно выбирать квазиоптимальные итерации в ходе инверсии.

С помощью усовершенствованного алгоритма квази-3D инверсии выполнен новый этап интерпретации площадных данных массива KIROVOGRAD. Геоэлектрическая модель включала горизонтально-слоистую структуру с сопротивлениями слоев, сверху вниз: 200, 1000, 300, 100 и 30 Омм и их мощностями: 2, 98, 100 и 100 км. Пленки с неоднородными распределениями продольной проводимости располагались на глубинах 2.5 и 20.5 км и имели равномерную дискретизацию на серии сеток с размером ячеек от 6 до 20 км. На данном этапе исследований область решения обратной задачи увеличилась до 1000 км по широте и 1070 км по долготе, захватив весь Воронежский массив, прилегающие осадочные бассейны и часть Украинского щита. Структура верхней пленки определена путем осреднения асимптотических оценок приповерхностной продольной проводимости по эффективным МТ кривым массива KIROVOGRAD с учетом других априорных данных [5, 7] и фиксировалась в ходе инверсии (рис. 2а). Продольные проводимости в ячейках нижней пленки (общим числом от ~4000 до ~16000), аппроксимирующей коровые структуры, оптимизировались. Совместно инвертировались 4 компоненты горизонтального МВ оператора (в 220 пунктах) и 2 компоненты типпера (в 370-440 пунктах) для 7 периодов в диапазоне 200-

4800 с. Частные решения обратной задачи на разных сетках и для разных наборов периодов хорошо согласуются между самой, различаясь лишь в тонких деталях. Робастные абсолютные оценки невязок компонент обоих передаточных операторов (квантили 2/3 [3]) лежат на уровне 0.1. На рис. 2б показано распределение коровой продольной проводимости в центральной части области инверсии по результатам робастного осреднения серии решений на разных сетках по данным для одного периода 900 с, а на рис. 2в – для решения на одной сетке по данным для 4 периодов в диапазоне 400-2500 с. Структура выявленных коровых аномалий (Кировоградской, Курской и Кирово-Барятинской) заметно сфокусировалась по сравнению с ранее полученными результатами квази-3D инверсии одних лишь горизонтальных МВ откликов [3, 5, 7], а точность подбора данных повысилась более чем на 30%. Улучшенное разрешение коровых проводников достигнуто благодаря методическим инновациям, увеличению объема интерпретируемых данных, расширению и детализации сеток инверсии. Отметим, что результаты совместной инверсии горизонтального МВ данных и типпера характеризуются меньшими невязками, чем при инверсии одних лишь горизонтальных данных [3, 5, 7, 13] - сказывается дополнительная информативность данных типпера во многих пунктах на периферии массива зондирований, где отсутствуют горизонтальные МВ отклики.

Разработанный метод квази-3D инверсии МВ данных оказался весьма эффективным средством площадной интерпретации данных эксперимента KIROVOGRAD - обеспечил локализацию и дал устойчивые оценки продольной проводимости коровых структур, положил начало 3D модельным построениям в масштабе всего Воронежского массива и смежных территорий. Геолого-геофизическое истолкование полученных результатов дается в работе [15], представленной на данном семинаре, и отражено в предшествующих публикациях [5-7]. Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 16-05-00791_а и 16-55-45052_ИНД_а. Авторы благодарят всех участников рабочей группы проекта KIROVOGRAD [5].

Литература

1. Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного ЭМ поля Земли. М: Недра. 1981. 327 с.

2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М: Научный мир. 2009. 679 с.

3. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous electromagnetic soundings: design, data processing, analysis, and inversion // Electromagnetic sounding of the Earth’s interior: theory, modeling, practice. Elsevier. 2015. P. 271-299.

4. Varentsov Iv.M. Methods of joint robust inversion in MT and MV studies with application to synthetic datasets // Electromagnetic sounding of the Earth’s interior: theory, modeling, practice // Elsevier. 2015. P. 191-229.

5. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Синхронные МТ и МВ зондирования на западном склоне Воронежского массива // Геофиз. журн. 2012. Т. 34(4). С. 90-107.

6. Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Куликов В.А. и др. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы // Геофизика. 2013. № 2. С. 32-38.

7. Варенцов Ив.М., Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. и др. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос. 2013. 118 с.

8. Варенцов Ив.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. № 11. С. 11-33.

9. Жданов М.С., Варенцов Ив.М. Интерпретация локальных геомагнитных аномалий методом стягивающихся поверхностей // Геология и геофизика. 1978. № 7. С. 54-63.

10. Egbert G., Kelbert A. Computational recipes for EM inverse problems // Geophys. J. Int. 2012. V. 189. P. 251-267.

11. Cerv V., Kovacikova S., Pek J. et al. Modelling of conductivity structures generating anomalous induction at the eastern margin of the Bohemian Massif and the West Carpathians // Acta Geophys. Pol. 2002. V. 50(4). P. 527-545.

12. Kovacikova S., Cerv V., Praus O. Modelling of the conductance distribution at the eastern margin of the European Hercynides // Stud. Geophys. Geod. 2005. V. 49. P. 403-421.

13. Kovacikova S., Varentsov Iv.M., KIROVOGRAD WG. Quasi-3D inversion of horizontal MV responses: methodical developments and applications for the KIROVOGRAD sounding array // XXIII Workshop on EM Induction in the Earth (Extended Abstracts). 2016. Thailand. 4p.

14. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наукова думка. 1978. 327 с.

15. Варенцов И.М., Лозовский И.Н. Сопоставление глубинных геоэлектрических моделей Воронежского массива с данными потенциальных полей // Настоящее издание. 2017. 5с.

Глубинная геоэлектрическая структура активных СЗ регионов США по материалам синхронных площадных MT/MB зондирований EarthScope: первый взгляд

Варенцов Ив.М., Коренева Д.А.

Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Москва, Троицк, Россия, mckoreneva@mail.ru

Ключевые слова: магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования; EarthScope.

Проект EarthScope является многолетней национальной программой США по изучению глубинного строения и динамики Северно-Американского

континента, открытой для мирового научного сообщества [1]. В рамках этой комплексной программы реализуется проект EMScope площадных синхронных магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) зондирований с главной задачей изучения континентальной тектоносферы. Длиннопериодные измерения компонент естественного электрического и магнитного полей Земли в рамках проекта EarthScope начались в 2006 году. Основной массив стационарных обсерваторий USArray состоит из семи станций, работающих на всей территории США с 2008 г. в качестве опорной сети. Кроме того, измерения проводятся с использованием портативных станций последовательно по всей территории США с шагом ~70 км и периодом измерения порядка трёх недель. В ходе эксперимента EMScope выполнены измерения в 790 точках на территории западных и северных штатов США. В период 2006-2011 г. исследования были проведены в активном регионе на северо-западе США, а в 2011-2013 г. – на северо-востоке, в пределах платформенной рифтовой системы (рис. 1а). В наибольшей степени изучены данные, полученные в активных зонах Тихоокеанской субдукции и Йеллоустонского плюма (рис. 1б). Первые результаты их интерпретации [2-9] позволяют представить крупномасштабные структурные особенности строения земной коры и верхней мантии в зонах субдукции, областях активных глубинных разломов, в областях ярких геотермических аномалий и вулканических проявлений. Следует, однако, понимать, что задача 3D интерпретации данных EMScope на северо-западе США является крайне сложной, как в связи с протяженностью региона исследований, так и в силу глубокой интерференции МТ/МВ откликов осадочных, коровых и мантийных структур при весьма редкой сети зондирований. Необходимо рассматривать разные подходы к ее решению.

Сложность структуры МТ/МВ откликов EMScope на северо-западе США демонстрируется на рис. 2. На карте приповерхностной продольной проводимости показаны многочисленные аномалии, связанные с осадками в межгорных впадинах (центр), береговыми структурами (запад) и платформенными осадками (восток). На картах фазы эффективного импеданса представлены глубинные отклики с наиболее яркими аномалиями в области предполагаемого положения Йеллоустонского плюма. Также приведена карта индукционных векторов, дающая важную дополнительную информацию об этой структуре, а также об особенностях геоэлектрического строения зоны Тихоокеанской субдукции.

Передовая стратегия интерпретации площадных МТ/МВ данных основана на оценивании передаточных операторов электромагнитного поля с помощью робастных многоточечных процедур по массивам синхронных зондирований и на их совместной многомерной инверсии [10-13]. При этом при изучении глубинных геоэлектрических структур особой внимание уделяется анализу импедансных фаз и МВ откликов, в минимальной степени искаженных влиянием приповерхностных объектов. Впервые такая стратегия была в полной мере применена российскими учеными при изучении Тихоокеанской зоны субдукции в профильном эксперименте EMSLAB [14, 15]. Затем она была

реализована в эксперименте BEAR на Балтийском щите [12], сходном по структуре с EMScope. В ЦГЭМИ ИФЗ РАН накоплен большой опыт разработки и приложения подобных средств обработки и интерпретации MT/MB данных в последующих масштабных проектах площадных зондирований (EMTESZ, EHS3D, NARYN, KIROVOGRAD и др.) [11, 12].

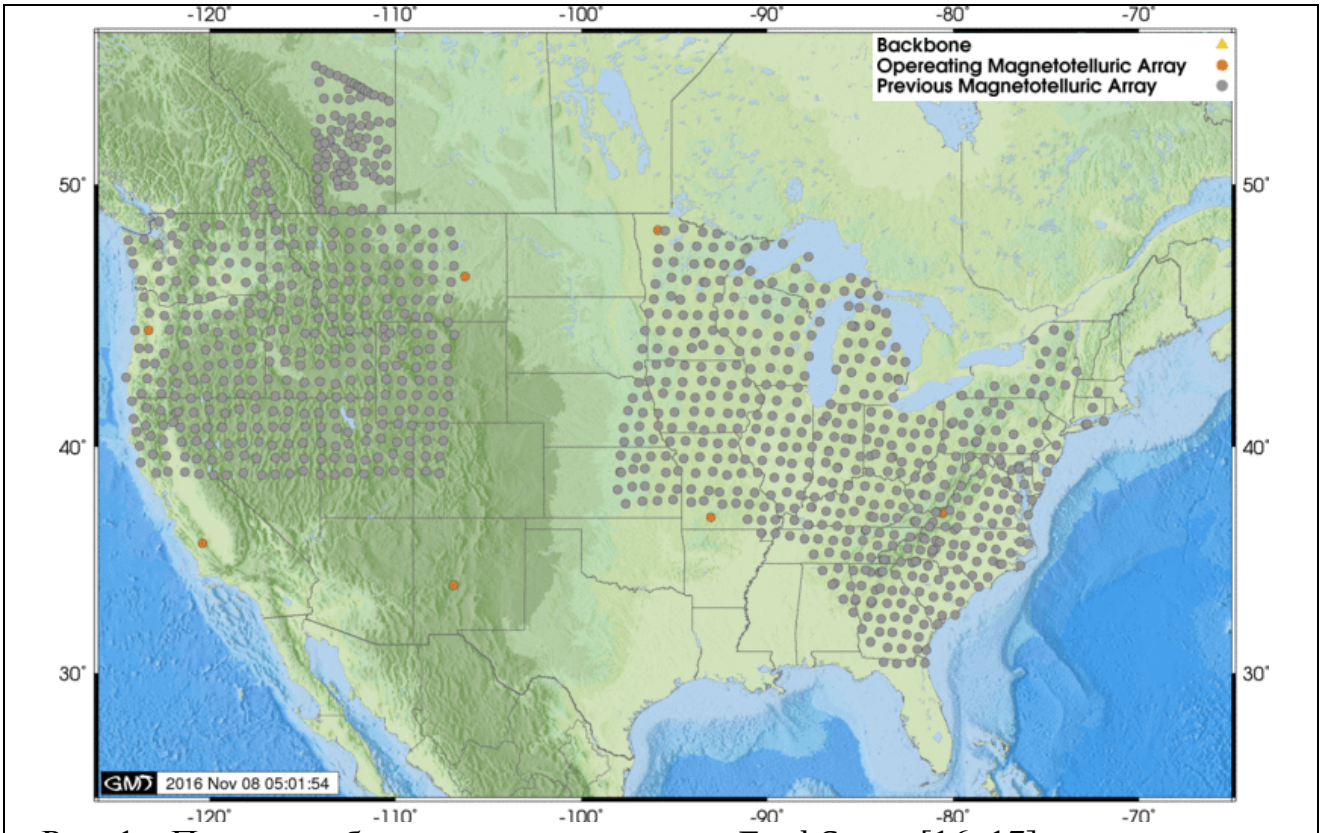


Рис. 1а. Пункты наблюдения эксперимента EarthScope [16, 17]: серые точки – длиннопериодные синхронные MT/MB зондирования: оранжевые точки - геомагнитные обсерватории

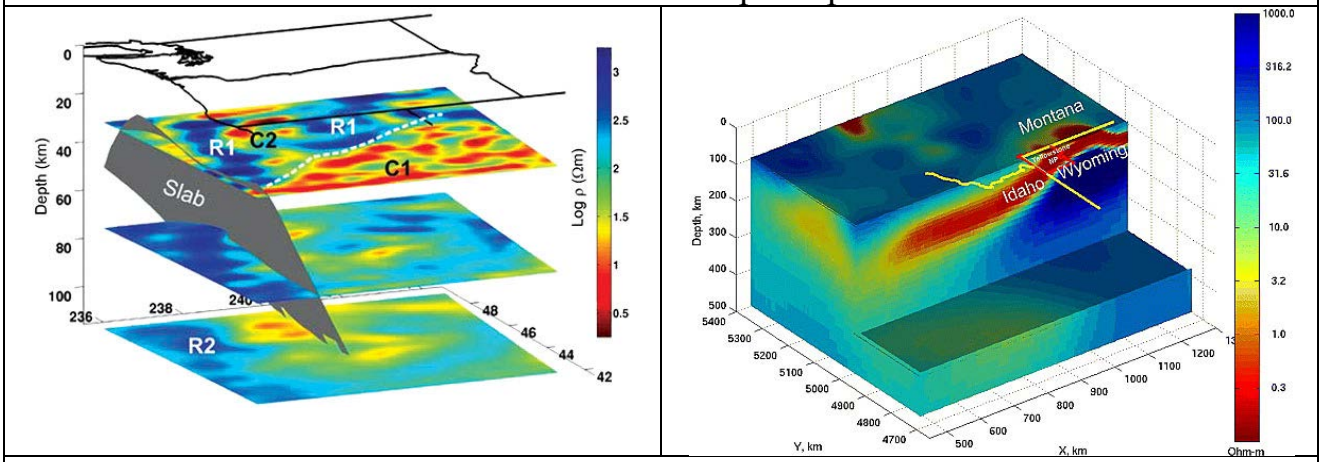


Рис. 1б. Геоэлектрические модели, построенные методами 3D инверсии данных эксперимента EarthScope: слева – в области Тихоокеанской субдукции (C1, C2 и R1, R2 -проводящие и непроводящие блоки, Slab - геометрия плиты Хуан де Фука [2]), справа – в области Йеллоустонского плюма [4].

Целью наших исследований является развитие разработанных в ЦГЭМИ ИФЗ РАН методик комплексного анализа МТ/МВ данных с учетом специфики задач эксперимента EMScope и их приложение в ряде областей северо-запада США, сравнение результатов с ранними результатами российских и зарубежных ученых в эксперименте EMSLAB [14-15] и результатами, получаемыми в последнее время для данных EMScope другими научными группами [2-9]. На этом пути представляется наиболее важным сопоставить разрешающую способностей различных частных методов 2D+, квази-3D и 3D инверсии многокомпонентных ансамблей МТ/МВ данных, в полной мере учитывая вклад горизонтальных МВ откликов [11-14], все еще недооцениваемый зарубежными учеными, и, в итоге, интегрируя результаты решения обратных задач различной размерности и другие геолого-геофизические данные, построить содержательные объемные геоэлектрические модели исследуемых областей.

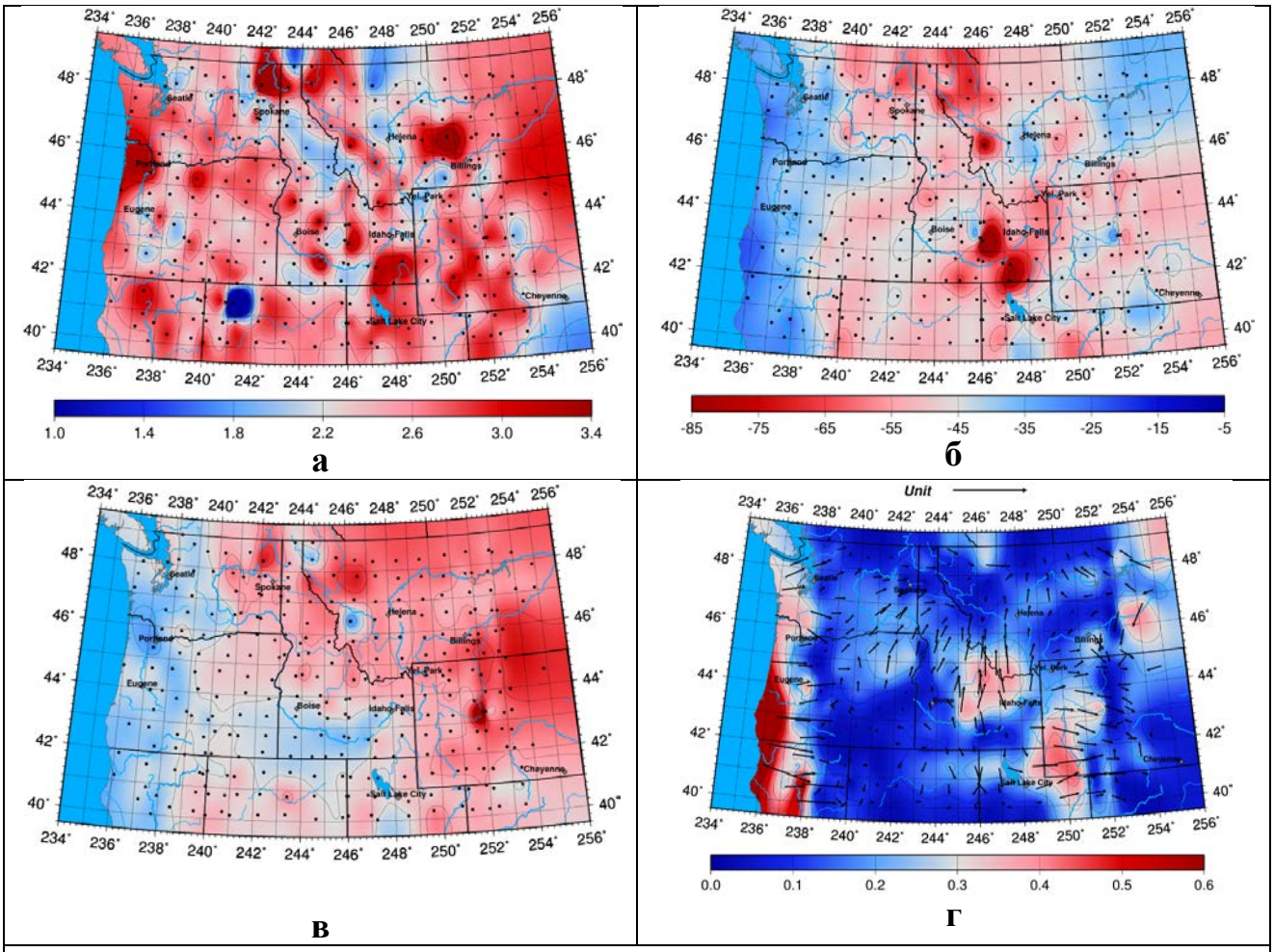


Рис. 2. Важнейшие инварианты МТ/МВ передаточных операторов в эксперименте EMScope на СЗ США: **а** - продольная проводимость верхней части земной коры (См, lg-масштаб), оцененная по эффективному импедансу на периоде 32 с; **б, в** - эффективная фаза импеданса (град.) на периодах 512 и 4096 с, соответственно; **г** - векторы индукции Визе (Re) для периода 2048 с на карте изолиний их длины (отн. ед., вверху - вектор единичной длины)

Накопленный опыт работы с уникальными данными EMScope будет полезен при изучении геоэлектрической структуры активных областей Евразии. Выполненные исследования в части развития методик совместной инверсии ансамблей MT/MB данных поддержаны в рамках грантов РФФИ 16-05-00791_а и 16-55-45052_ИНД_а.

Литература

1. Schultz A. EMScope: A Continental Scale Magnetotelluric Observatory and Data Discovery Resource // Data Sci. J. 2009. doi:10.2481/dsj.DD_IGY-009.

2. Patro P., Egbert G. Regional conductivity structure of Cascadia: Preliminary results from 3D inversion of USArray Transportable Array MT data // Geophys. Res. Let. 2008. V. 35. L20311.

3. Zhdanov M.S., Green A., Gribenko A., Cuma M. Large-scale 3D inversion of EarthScope MT data using the integral equation method // Физика Земли. 2010. №8. С. 27-35.

4. Zhdanov M.S., Smith R., Gribenko A., Cuma A., Green M. 3D inversion of large-scale EarthScope MT data based on the integral equation method: Geoelectrical imaging of the Yellowstone conductive mantle plume // Geophys. Res. Let. 2011. V. 38. L08307.

5. Avdeeva A. Moorkamp M., Avdeev D. 3D joint inversion of MT impedance tensor data and full distortion matrix. XXI EM Induction Workshop (Extended Abstracts). Darwin, Australia. 2012.

6. Meqbel N., Egbert G., Wannamaker P., Schultz A. 3D electrical conductivity models of the northwestern US derived from 3D inversion of USArray MT data // XXI EM Induction Workshop (Extended Abstracts). Darwin, Australia. 2012.

7. Zhdanov M.S., Endo M., Cuma M., Gribenko A.V., Cox L., Wilson G. Massively-parallel 3D integral equation modeling and inversion // XXI EM Induction Workshop (Extended Abstracts). Darwin, Australia. 2012.

8. Kelbert A., Egbert G., deGroot-Hedlin C. Crust and upper mantle electrical conductivity beneath the Yellowstone hotspot track // Geology. 2012. V. 40(5), P. 447-450.

9. Yang B., Egbert G., Kelbert A., Meqbel N. 3D electrical resistivity of the north-central USA from EarthScope long-period MT data // Earth Planet. Sci. Let. 2015. V. 422. P. 87-93.

10. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики // М.: Научный мир. 2009. 680 с.

11. Варенцов Ив. М., Ковачикова С., Куликов В.А., Логвинов И.М., Трегубенко В.И., Яковлев А.Г., Рабочая группа KIROVOGRAD. Синхронные МТ и МВ зондирования на западном склоне Воронежского массива // Геофиз. журн. 2012. Т. 34. №4.

12. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous electromagnetic soundings: design, data processing, analysis, and inversion // Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior: Theory, Modeling, Practice. Amsterdam: Elsevier. 2015. P. 271-299.

13. Varentsov Iv.M. Methods of joint robust inversion in magnetotelluric and magnetovariational studies with application to synthetic datasets // Electromagnetic

Sounding of the Earth's Interior: Theory, Modeling, Practice. Amsterdam: Elsevier. 2015. P. 191-229.

14. Варенцов Ив.М., Голубев Н.Г., Гордиенко В.В., Соколова Е.Ю. Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль профиля Линкольн Лайн (эксперимент EMSLAB) // Физика Земли. 1996. №4. С. 124-144.

15. Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Пушкарев П.Ю., Романюк Т.В. Геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны // Физика Земли. 2002. №10. С. 23-53.

16. Сайт проекта EarthScope. http://www.earthscope.org.

17. Сайт обсерватории USArray. http://www.usarray.org.

Сопоставление глубинных геоэлектрических моделей Воронежского массива с данными потенциальных полей

Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н.

Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Москва, Троицк, Россия, i.n.lozovsky@gmail.com

Ключевые слова: магнитотеллурический и магнитовариационный методы, коровые аномалии электропроводности, магнитное поле, гравитационное поле.

В рамках международного проекта KIROVOGRAD на западной части Воронежского массива (ВМ) и прилегающих территориях выполнена масштабная региональная сеть синхронных магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) зондирований [1-4]. Основная цель исследований - изучение глубинного геоэлектрического строения и локализация коровых аномалий электропроводности, ассоциированных с древними платформенными шовными зонами и областями современной активизации. Выполнено более 220 синхронных МТ/МВ зондирований на территории России и Украины в 2006 – 2015 г. [1, 3] и собраны результаты более 300 ранних локальных зондирований. Регистрация пяти компонент электромагнитного поля ($E_{x,y}$, $H_{x,y,z}$) на российской территории велась с использованием разведочной (Phoenix MTU-5, индукционные датчики) и длиннопериодной (LEMI-417M, феррозондовый магнитометр) аппаратуры. В качестве базовых пунктов синхронных наблюдений использовались база геофизических практик МГУ (ALX) и геомагнитная обсерватория KIV.

Для надежного оценивания МТ/МВ передаточных операторов (импеданса Z, типпера W и горизонтального магнитного отклика M) применялись помехоподавляющие многоточечные процедуры обработки данных [4] и интерактивное программное обеспечение MT-Corrector (ООО «Северо-запад»). В большинстве пунктов синхронных зондирований кондиционные оценки Z и W получены в диапазоне 0.5-4096 с, а оператора M - в диапазоне 32-4096 с. Для

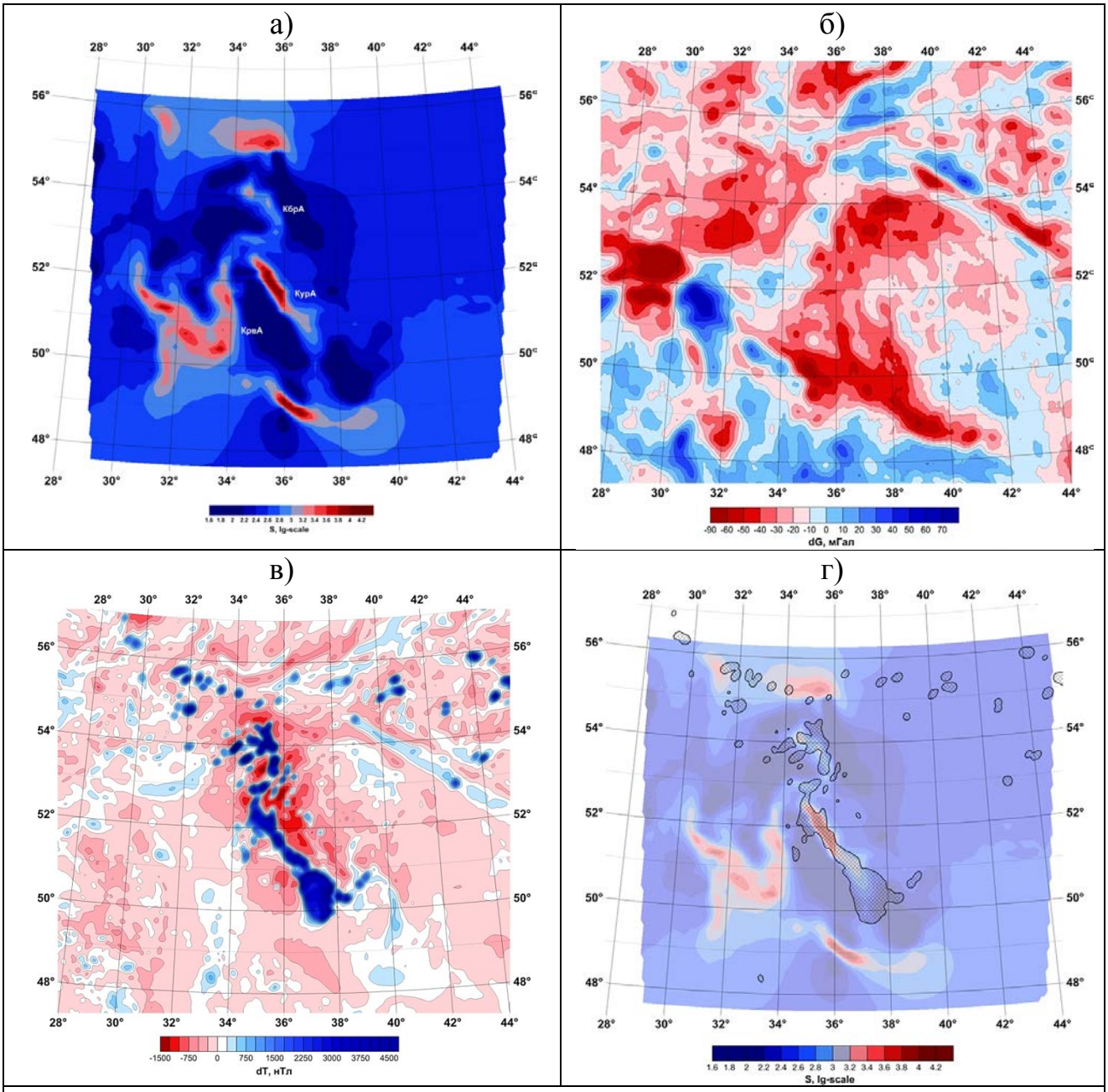


Рис. 1. Корреляция площадных МТ/МВ данных и данных потенциальных полей: а – карта коровой продольной проводимости (См, lg-масштаб) - результат квази-3D инверсии МВ данных для периода 900 с; б – карта аномального гравитационного поля (мГал, EGM2008, редукция Буге); в – карта аномального магнитного поля (нТл, EMAG2, высота 4 км); г – наложение контуров интенсивных положительных магнитных аномалий поля (>700 нТл, штриховка) на карту коровой продольной проводимости (См, lg-масштаб)

полученных результатов выполнена совместная 2D+ инверсия всех компонент МТ/МВ данных по серии субширотных профилей [1-6], а также совместная квази-3D (многопленочная) инверсия МВ данных (W и M) по всему массиву зондирований. В рамках последнего подхода оценивалась коровая продольная проводимость на фоне априорно заданной продольной проводимости приповерхностного (осадочного) слоя. На рис. 1а приведена новая карта коровой продольной проводимости по результатам инверсии данных для

периода 900 с на расширенном планшете, охватывающем весь ВМ и прилегающие осадочные бассейны. Карта получена в результате робастного осреднения результатов для серии сеток дискретизации при различном выборе базовых пунктов определения оператора М. Многопериодная инверсия в диапазоне 200-4800 с не вносит существенных изменений. На карте отчетливо выделяются яркие проводящие коровые аномалии: Кировоградская (КрвА), Курская (КурА) и Кирово-Барятинская (КбрА) [1, 3, 4]. Еще одна, новая аномалия проявляется на западной границе Кировоградского блока Украинского щита вдоль меридиана 32°в.д. Аномалии вдоль южного борта Днепрово-Донецкой впадины отражают, скорее всего, влияние вертикальных токов между осадочными и коровыми структурами, не учитываемых в модельных расчетах, а самые северные аномалии вне массива зондирований вероятно вызваны погрешностями задания продольной проводимости осадков на борту Московской синеклизы. Глубинность выделенных аномалий определяется по результатам 2D+ инверсии. На рис. 2в показан геоэлектрический разрез вдоль профиля ЖИЗДРА севернее Брянска. На нем в нижней коре выделяются две яркие проводящие аномалии. Субгоризонтальный проводник в восточной части профиля представляет Кирово-Барятинскую аномалию, а менее контрастный проводник западнее отражает влияние северного окончания Кировоградской аномалии [1, 4]. По краям структуры КбрА в верхней коре выделяются менее проводящие субвертикальные зоны.

Для прояснения природы коровой электропроводности и проведения геологической интерпретации выделенных аномалий необходима совместная интерпретация МТ/МВ данных с дополнительной геолого-геофизической информацией, в том числе с данными потенциальных полей. На этом пути собран и проанализирован большой объем наземных, аэро- и спутниковых данных аномального магнитного и гравитационного полей: Earth Magnetic Anomaly Grid (EMAG2; версии 2, 3), спутниковые данные CHAMP [3], Earth Gravitational Model (EGM 2008), World Gravity Map (WGM 2012) и др.) и начато их сопоставление с результатами инверсии МТ/МВ данных. На рис 1б представлена карта аномального гравитационного поля EGM 2008 в редукции Буге [7], а на рис. 1в - карта аномального магнитного поля EMAG2 на высоте 4 км с разрешением 2’ [8]. Графики этих же данных вдоль профиля ЖИЗДРА приведены на рис. 2а и 2б, соответственно.

Во всей области исследований наблюдается достаточно низкая корреляция между положением коровых аномалий продольной проводимости и аномалий гравитационного поля, но в центральной части планшета она повышается. Две положительные гравитационные аномалии на профиле ЖИЗДРА хорошо коррелируются с коровыми аномалиями электропроводности (рис. 2), аналогичная картина наблюдается и на ближних параллельных профилях. Яркие аномалии магнитного поля (КМА и ее северное продолжение [2]) хорошо коррелируются с проводящими структурами КурА и КбрА (рис. 1г). Естественно предположить, что КбрА является генетически связанным, но менее интенсивным северным продолжением КурА. Максимумы магнитных аномалий вдоль профиля ЖИЗДРА совпадают с проводящим зонами,

выделенным в верхней коре, и положением известных глубинных разломных зон. Следует, однако, понимать, что наиболее интенсивные аномалии магнитного поля имеют источники в верхней части фундамента. Таким образом, наложение в плане нижнекоровых геоэлектрических и верхнекоровых магнитных структур указывает на их генетическую связь и субвертикальную реализацию раннепротерозойских тектонических событий, но не проясняет магнитных свойств наиболее проводящих формаций. Глубина залегания наиболее проводящих аномалий на северных профилях массива зондирований устойчиво определяется в диапазоне 20-30 км. Мы еще раз убеждаемся в этом, повторяя на профиле ЖИЗДРА 2D+ инверсию MT/MB данных с ограничением области подбора аномальной геоэлектрической структуры до глубины 10 км (рис. 2г). Невязки данных, полученные в результате такого эксперимента [7], значительно превышают невязки в стандартной инверсии с глубиной подбора аномалий до глубины 100 км [4]. Остается надежда, что магнитные свойства глубинных проводников могут быть оценены по наиболее низкочастотным составляющим магнитного поля, в том числе при более тонком использовании спутниковых наблюдений [3].

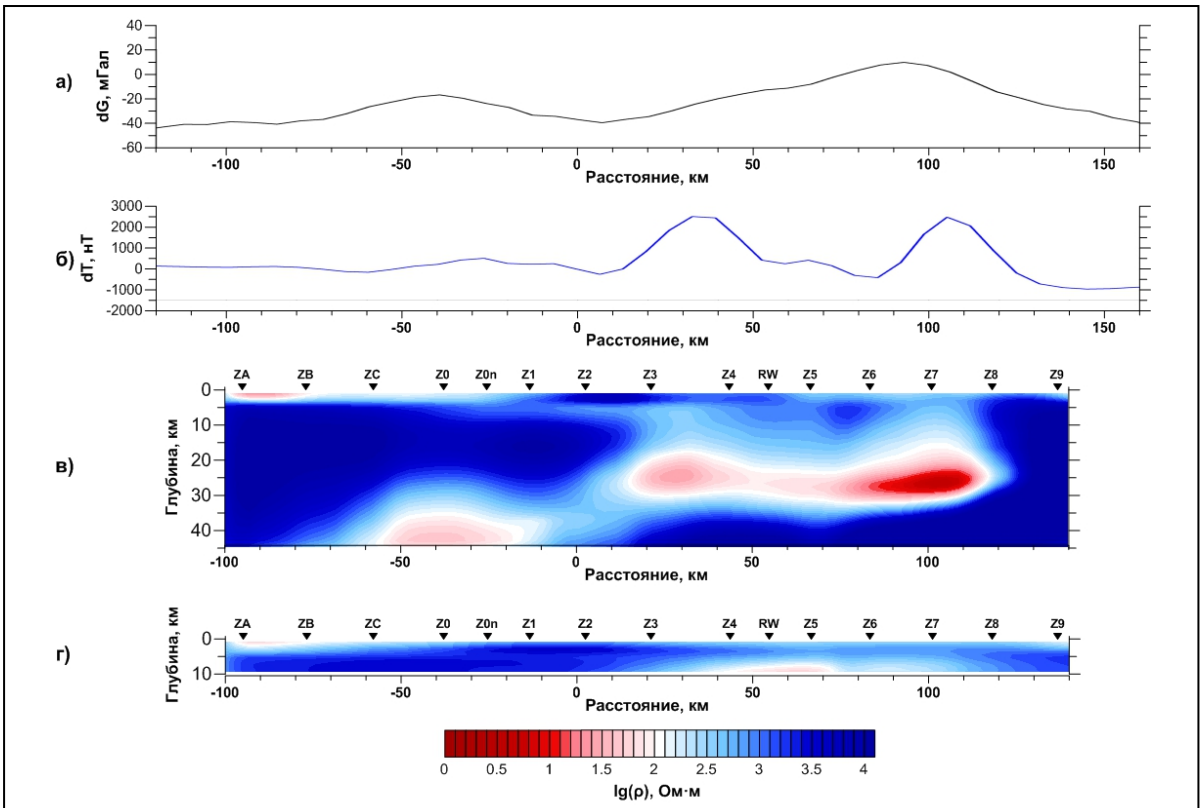


Рис. 2. Корреляция геоэлектрических аномалий и потенциальных полей вдоль профиля ЖИЗДРА: а – аномальное гравитационное поле (мГал, EGM2008, редакция Буге); б – аномальное магнитное поле (нТл, EMAG2, высота 4 км); в – геоэлектрический разрез 2D+ инверсии MT/MB данных (Омм, lg-масштаб); г – геоэлектрический разрез 2D+ инверсии MT/MB данных с ограничением глубины подбора до 10 км

Следующий этап комплексной интерпретации связан с лучшим учетом трехмерности МТ/МВ данных – применением методов объемной 3D инверсии для групп профилей и всего массива зондирований, переходом от анализа потенциальных полей к анализу результатов их инверсии, построением и верификацией альтернативных геолого-геофизических концептуальных моделей. На данном этапе исследований приоритетной на северных профилях эксперимента представляется электронная природа нижнекоровых аномалий электропроводности, связанная с присутствием толщ графитизированных метаосадков [1-3]. На южных профилях существенным фактором может быть флюидизация, связанная с процессами современной активизации [3].

Наши исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 16-35-00529_мол_а.

Литература

1. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Синхронные МТ и МВ зондирования на западном склоне Воронежского массива // Геофиз. журн. 2012. Т. 34(4). С. 90-107.

2. Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Куликов В.А. и др. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы // Геофизика. 2013. №2. С. 32-38.

3. Варенцов Ив.М., Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. и др. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос. 2013. 118 с.

4. Varentsov Iv.M. Arrays of Simultaneous Electromagnetic Soundings: Design, Data Processing, Analysis, and Inversion // Electromagnetic sounding of the Earth’s interior: theory, modeling, practice. Elsevier. 2015. P. 271-299.

5. Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Варенцов Ив.М. и др. Корреляция аномалий постоянного магнитного поля и коровых геоэлектрических структур на западном склоне Воронежского массива // Геофиз. журн. 2012. Т. 34. № 4. С. 62-69.

6. Lozovsky I.N., Varentsov Iv.M., Abramova L.M. et al. Comparative study of geoelectric and potential field models at the Voronezh Massive (KIROVOGRAD experiment) // XXIII Workshop on EM Induction in the Earth (Extended Abstracts). Chiang Mai, Thailand. 2016. 4p.

7. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), J. Geophys Res. 2012. V. 117. B04406 doi:10.1029/2011JB008916.

8. Maus S. et al. (2009) EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem. Geophys. Geosyst. V. 10. Q08005 doi:10.1029/2009GC002471.

Исследование устойчивости и временной изменчивости передаточных операторов естественного ЭМ поля Земли по наблюдениям на базе практик МГУ в Юхновском р-не Калужской области

Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н., Родина Т.А.

ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Москва, Троицк, Россия, whittakeresq@gmail.com

Ключевые слова: электромагнитное поле, стационарные наблюдения, магнитотеллурический и магнитовариационный методы, передаточные функции, мониторинг.

Геофизическая база в д. Александровка Юхновского района Калужской области основана в 1960 г. электроразведчиками ВНИИГеофизики. Выбор места был обусловлен удаленностью от электрифицированных железных дорог, крупных населённых пунктов и других источников электромагнитных (ЭМ) помех, а также относительной близостью к Москве и Наро-Фоминску. С 1992 г. на базе проводятся геофизические практики студентов МГУ и других вузов, а с 1995 г. база используется геофизической компанией «Северо-Запад» для аппаратурно-методических работ и проведения научно-практических семинаров [1]. В последние годы эта база стала местом периодических и стационарных долговременных наблюдений ЭМ полей комплексом инструментов Phoenix и LEMI [1-4] с практическим образованием обсерваторского пункта ALX.

В статье обсуждаются результаты обработки данных обсерваторской и полевых станций LEMI в 2011-2014 г. Обработка велась с использованием разработанной в ЦГЭМИ ИФЗ РАН программной системы PRC_MTMV [4-7], обеспечивающей совместное помехозащищенное оценивание импеданса, типпера и горизонтального магнитовариационного (МВ) отклика по многоточечным синхронным наблюдениям ЭМ полей. Первый этап работы состоял в каталогизации имеющихся записей с дискретизацией 1 с и первичном контроле их качества. Особое внимание уделялось диагностике электродных эффектов, присутствия трендов и сильных отскоков, а также корреляции записей параллельно работающих станций. За исключением некоторых интервалов в начале 2012 г., качество наблюдений было равномерно высоким [3]. Затем велось одноточечное оценивание импеданса и типпера по кондиционным непрерывным записям длиной от двух недель до месяцев. Оценки, полученные по одиночным записям, визуализировались и далее робастно усреднялись на более длинных временных интервалах (по сезонам и отдельным годам) [2,3].

а

б

в

г

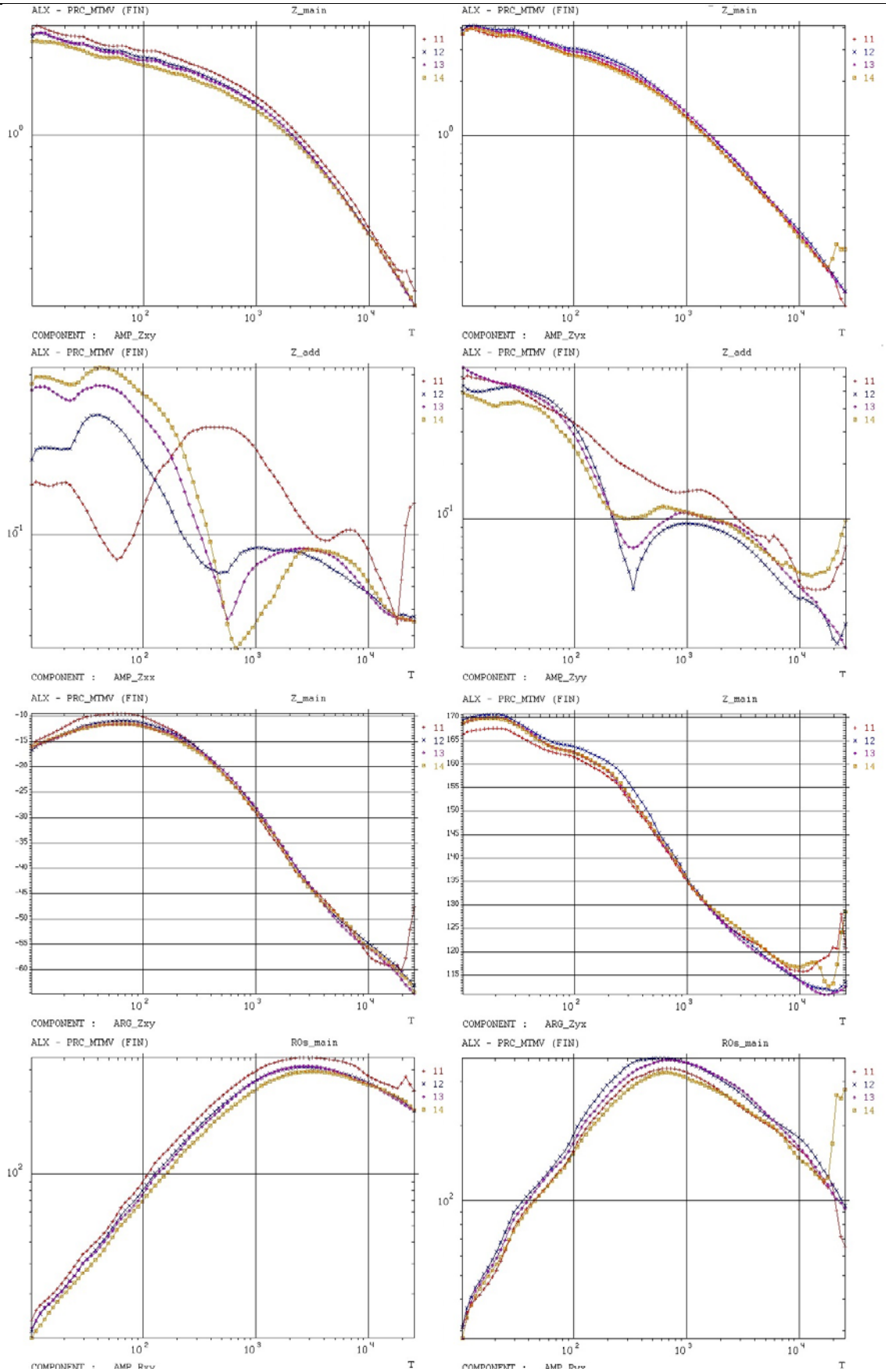


Рис.1. Импедансные кривые по отдельным годам в период 2011-14 (в легенде – индекс года): а – амплитуды главных импедансов, б – амплитуды дополнительных импедансов, в – фазы главных импедансов, г – кажущиеся сопротивления

Главной задачей исследований было надежное построение передаточных операторов ЭМ поля по многолетним наблюдениям в ALX и изучение их устойчивости в годовом масштабе. Такие оценки удалось получить в диапазоне периодов от 10 до 12000-16000 с (рис. 1, 2). На рис. 1а демонстрируется достигнутая устойчивость амплитудных оценок главных импедансов. Отмечается хорошее совпадение и выраженная монотонность этих кривых вопреки искажениям от ж/д, проявляющихся локальными максимумами на периодах до 100 с. Разброс амплитудных кривых дополнительных импедансов заметнее (рис. 1б), но их амплитуда на порядок меньше, чем у главных. Качество соответствия фаз главных импедансов (рис. 1в) и их кажущихся сопротивлений (рис. 1г) не уступает качеству соответствующих амплитудных оценок. На рис. 2 показаны кривые действительных частей компонент типпера. Они также весьма устойчивы – для большей части периодов их разброс не превышает 0.03-0.05.

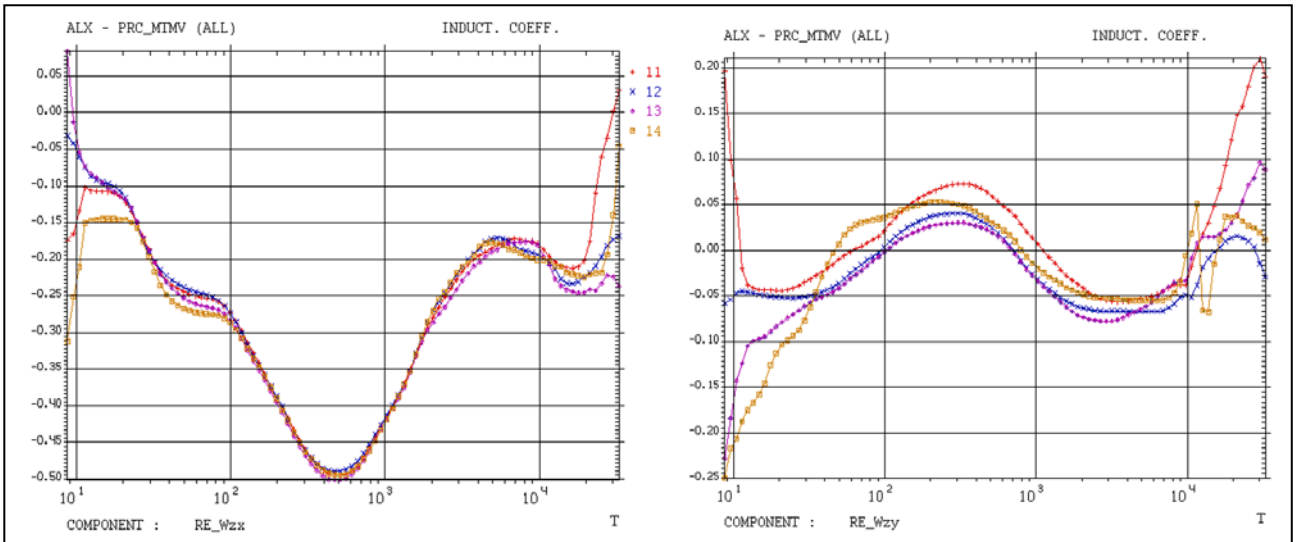


Рис. 2. Кривые действительных частей компонент МВ типпера по отдельным годам в период 2011-14

Полученные результаты, вместе с опытом предшествующих определений временной устойчивости оценок передаточных операторов в экспериментах BEAR и EMTESZ [4-6], позволяют начать новый цикл многоплановых исследований, ориентированных на получение стационарных оценок передаточных операторов на заданных временных интервалах и мониторинг отклонений от них оценок по существенно меньшим временным окнам в пределах этих интервалов. Результаты такого мониторинга важны при изучении эффектов неоднородного возбуждения ЭМ поля [6], влияния ЭМ индустриальных шумов на результаты МТ/МВ зондирований [4] и, наконец, выявления нестационарных эффектов геодинамических процессов. Здесь предстоит тонкая работа по определению необходимых временных масштабов мониторинга, диапазонов периодов, типов передаточных операторов и видов их оценок (локальных или многоточечных), схем их усреднения. Апробация новых методик планируется на записях геомагнитных полей в обсерваториях сети

INTERMAGNET, повторных MT/MB зондирований в экспериментах BEAR, EMTESZ и KIROVOGRAD [4], записях ЭМ полей в окрестностях мощного Камбаратинского промышленного взрыва в Киргизии и катастрофического землетрясения Тохоку.

Литература

1. Шустов Н.Л., Куликов В.А., Мойланен Е.В. и др. Создание геофизической обсерватории на Александровской базе геофизических практик геологического факультета МГУ (Калужская область) // Вестник Московского Университета. Сер. 4 (Геология). 2012. № 4. С. 44-48.

2. Родина Т.А. МТ мониторинг в Александровской геофизической обсерватории. Магистерская работа. М.: Геол. факультет МГУ. 2015. 48 с.

3. Родина Т.А., Варенцов Ив.М., Мойланен Е.В. и др. Некоторые результаты МТ наблюдений в геофизической обсерватории МГУ «Александровка» // Вопросы естествознания. 2016. №3 (11). 4с.

4. Varentsov Iv.M. Arrays of Simultaneous Electromagnetic Soundings: Design, Data Processing, Analysis, and Inversion // Electromagnetic sounding of the Earth's interior: theory, modeling, practice. Elsevier. 2015. P. 271-299.

5. Варенцов Ив.М., Соколова., Мартанус Е.Р. и др. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. № 2. С. 30-61.

6. Варенцов Ив.М., Соколова Е.Ю., Рабочая группа проекта BEAR. Диагностика и подавление авроральных искажений передаточных операторов ЭМ поля в эксперименте BEAR // Физика Земли. 2003. № 4. С. 21-48.

7. Варенцов Ив.М. Развитие программной системы PRC_MTMV многоточечной обработки данных синхронных MT/MB зондирований // VI Всероссийская школа-семинар по ЭМ зондированиям (Расширенные тезисы). Иркутск: ИРНИТУ. 2015. 4с.

Оптимизация решения обратной задачи гравиметрии при построении детальной плотностной модели

Воронова Т.А., Муравина О.М.

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия, voronova28@yandex.ru

Ключевые слова: гравитационное поле, обратная задача гравиметрии, детальная плотностная модель.

Построение детальных плотностных моделей верхней части фундамента Воронежского кристаллического массива на основе инверсии гравитационного поля [1, 2] выполняется с учетом региональной плотностной модели литосферы [3-6], полученной на основании петрофизических данных по скважинам [7, 8].

Такой подход позволяет исключить влияние регионального фона на результаты детального моделирования.

С целью оптимизации решения обратной задачи гравиметрии для верхней части коры ВКМ, характеризующейся сложным геологическим строением, необходимо оценить достоверность результатов детального плотностного моделирования. Для этого были проведены расчеты для множества моделей с различным расположением аномалиеобразующих объектов. При вычислении менялось не только взаимное положение источников, но и их плотность.

На рис. 1 продемонстрированы результаты решения обратной задачи для одной из моделей. Область моделирования представляла собой набор параллелепипедов размером 1×1×1 км, образующих куб с параметрами 19×15×10 км. В заданном пространстве были локализованы два объекта, один из которых, размером 3×3×3 км и плотностью 2850 кг/м^3, располагался в трех верхних слоях, второй находился ниже, в слоях с четвертого по десятый, имел большие размеры – 7×7×6 км, но меньшую плотность – 2800 кг/м^3. Плотность вмещающих пород задавалась с учетом средних значений для ВКМ и составляла 2700 кг/м^3.

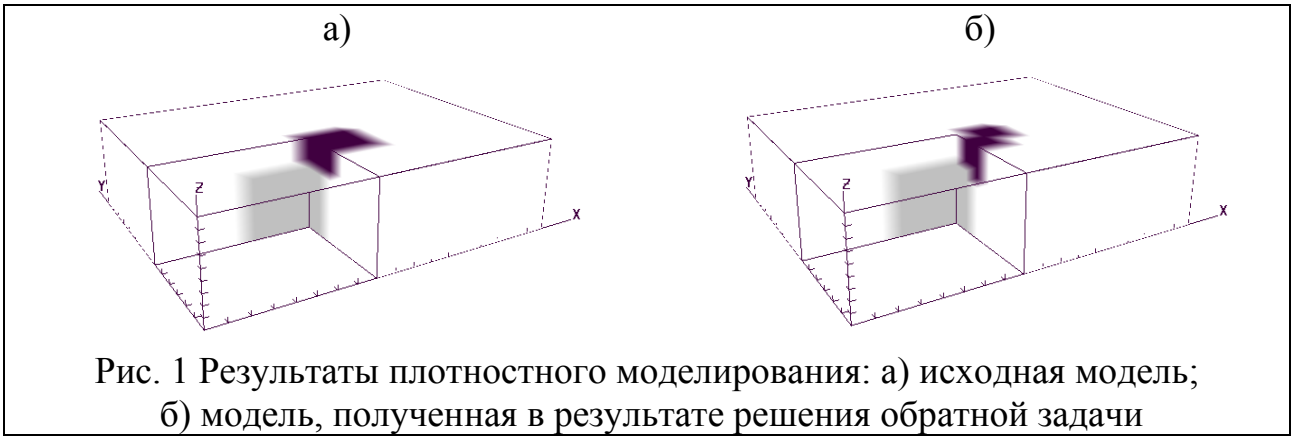


Рис. 1 Результаты плотностного моделирования: а) исходная модель; б) модель, полученная в результате решения обратной задачи

Для полученной модели рассчитывалось гравитационное поле. Обратная задача решалась для различных модификаций стартовой модели, в зависимости от возможного количества априорной информации. В случае, когда стартовая модель была представлена однородным полупространством с плотностью, соответствующей вмещающим породам, локальные плотностные неоднородности выделить не удалось. Распределение плотности, полученное в результате решения обратной задачи, отвечало квазинормальному решению.

Качество моделирования на основе инверсии поля силы тяжести существенно повысилось в тех случаях, когда стартовая модель формировалась в предположении существования априорных данных. Результаты решения обратной задачи гравиметрии для одного из таких вариантов показаны на рис. 1 б. Стартовая модель содержала один объект повышенной плотности, расположенный в нижних семи слоях. Выполненная инверсия гравитационного поля позволила уверенно локализовать вторую плотностную неоднородность.

Таким образом, полученные результаты показывают, что используемый алгоритм инверсии гравитационного поля [9, 10] позволяет достоверно

выявлять аномалеобразующие объекты в соответствии с заданной точностью при условии использования априорной информации.

Основные результаты работы получены в рамках научных исследований по гранту РФФИ № 16-05-00975а.

Литература

1. Воронова Т.А., Глазнев В.Н. Трехмерная плотностная модель гранитного массива Хоперского мегаблока (Воронежский кристаллический массив) // Материалы 41-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2014. С. 82-84.

2. Воронова Т.А., Антонова И.Ю., Муравина О.М. 3D-модели Ольховской интрузии по гравимагнитным данным (Воронежский кристаллический массив) // Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ИГФ УрО РАН. 2015. С. 46-48.

3. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2016. Вып. 29. С. 53-63.

4. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2016. № 1. С. 150-154.

5. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2013. № 1. С. 189-196.

6. Глазнев В.Н. Петроплотностная модель и гравитационный эффект осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / В.Н. Глазнев, В.И. Жаворонкин, М.В. Минц, О.М. Муравина, Н.Е. Хованский // Материалы 40-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». М: ИФЗ РАН, 2013. С. 107-112.

7. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Корреляционный анализ цифровой основы карты изоденс Воронежского кристаллического массива и гравитационного поля // Материалы XVI Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М: ИФЗ РАН. 2015. С. 170-173.

8. Муравина О.М., Жаворонкин В.И. Макет петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива (данные и анализ) // Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ИГФ УрО РАН. 2015. С. 150-152.

9. Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Скопенко Г.Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофизический журнал. 1989. Т. 11. № 2. С. 30-39.

10. Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В., Маннинен Т. Трехмерная модель верхней коры района Киттила-Соданкюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита) // Сборник материалов, посвященный 40-летнему юбилею кафедры геофизики ВГУ. Воронеж: Изд. Воронежского госуниверситета. 2002. С. 11-20.

Магнитное поле океана и гидратация верхней мантии

Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А., Веклич И.А.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия,
gorodnit@yandex.ru

Ключевые слова: глубинные магнитные источники, гидратация гипербазитов, серпентинитовые массивы.

Совместный анализ результатов геомагнитных исследований в различных геотектонических зонах Мирового океана и петромагнитного изучения океанической литосферы, свидетельствует о том, что наряду с базальтовым слоем существенный вклад в аномальное магнитное поле океана вносят глубинные источники, связанные с серпентинитовыми массивами, образующимися в результате гидратации океанской водой гипербазитов верхней мантии.

Многочисленные петромагнитные исследования океанических серпентинитов показывают, что основным носителем магнетизма в них является магнетит, составляющий до 5% от объема образца. Магнитные параметры магнетита в серпентинитах определяются не только его количеством, но и формой его выделения и характером распределения [2].

В соответствии с разными условиями формирования серпентинитовых массивов в основных морфоструктурах океанического дна могут быть выделены несколько основных морфогенетических типа таких магнитных образований.

Срединно-океанические хребты. Рифтовые зоны. Многочисленные данные геологического изучения зон срединно-океанических хребтов указывают на широкое распространение серпентинизированных гипербазитов в самых различных районах Мирового океана: например, осевая часть Срединно-Индийского хребта, рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта (пробуренные серпентинитовые тела, вероятнее всего, представляют собой вертикальные протрузии и силлы). Намагниченность образцов, отобранных из обнажения серпентинитов, меняется от 4 до 12 А/м.

Согласно данным гравиметрических съемок, в гребневой части Срединно-Атлантического хребта рифтовые горы изостатически

скомпенсированы. Поэтому наиболее вероятным процессом, приводящим к их воздыманию, можно считать серпентинизацию, при которой происходит уменьшение плотности ультраосновных пород верхней мантии от 3,3 г/см до 2,7⁻2,8 г/см.

Зоны трансформных разломов. Многочисленные драгирования, проведённые в зонах трансформных разломов Северной Атлантики (Атлантис, Хейс, Океанограф и разлом 15°20’), а также в пределах Аравийско-Индийского хребта (разломы Витязь, Вима, Оуэн), дали обширный гипербазитовый материал, позволивший получить данные об их магнитных свойствах. Драгированные образцы представлены гидротермально изменёнными дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, имеющими различную степень серпентинизации и среднетемпературного метаморфизма. Наиболее магнитными являются серпентинизированные перидотиты разлома Хейс (*In* = 8 A/m) и разлома Витязь (*In* = 6.8 A/m). Минимальная намагниченность была получена в образцах из разломов Атлантис, Оуэн, и Вима (*In* = 0.6 A/m). Вариации величин магнитных параметров исследуемых перидотитов обусловлены как особенностями серпентинизации пород (стадией и степенью), так и степенью предшествовавшего среднетемпературного метаморфизма, когда кристаллизация магнетита происходит ещё до серпентинизации перидотитов при температуре 450-600°.

Получить более детальные представления о механизме и масштабе серпентинизации в зонах медленных СОХ и трансформных разломов нам позволяют выполненные модельные расчеты по четырем профилям в районе пересечения САХ и разлома 15°20 (данные из геофизической базы GEODAS [4]. Также был проведен анализ площадных магнитных аномалий на полигоне в зоне пересечения этих структур (данные оттуда же, в основном полученные в экспедиции НИС «Академик Николай Страхов»). Для решения обратной задачи в плоском варианте был использован комплекс Linverse2D, в котором реализованы практически все современные технологии решения таких задач. Вначале, используя алгоритмы определения особых точек, деконволюции Эйлера и анализа аналитического сигнала аномалий, находится геометрия области распределения аномальной намагниченности. Привлекается априорная информация – данные о рельефе дна, сейсмические данные. Затем область разбивается на элементарные блоки, решается прямая задача для такой совокупности тел и запускается итерационный процесс решения линейной обратной задачи с контролем заданных свойств решения. В нашем случае мы использовали гибридный критерий качества получаемых решений – взвешенную сумму их компактности [1] и четкости границ [3]. Для анализа площадных аномалий были использованы алгоритмы выделения горизонтальных границ источников и оценки глубины до них спектральным методом, методом деконволюции Эйлера и с помощью анализа морфологии аналитического сигнала. Положение расчетных профилей и полигона показано на рис.1.

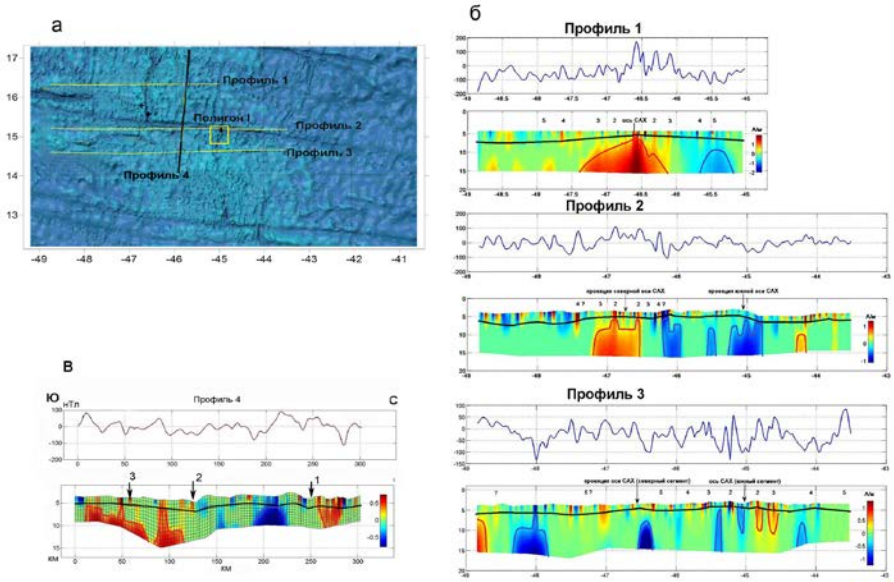


Рис.1. а - Положение расчетных профилей и полигона в районе пересечения САХ и трансформного разлома 15°20; геомагнитные разрезы разлома по результатам моделирования, б - по широтным профилям 1, 2, 3; в - по профилю 4 вкрест простирания

Субширотные профиля 1 (~400 км), 2 и 3 (~600 км каждый) пересекают САХ в районе разлома 15°20. При этом профиль 1 проходит почти на 100 км севернее разлома, профиль 2 – вблизи разлома, а в восточной части - практически по нему, и профиль 3 – на 60 км южнее разлома. Субмеридиональный профиль 4 длиной свыше 300 км ортогонально пересекает разлом и все три широтные профили примерно по 46°з.д. По всем расчетным профилям получены устойчивые решения обратной задачи, основным свойством которых является наличие 2х структурных ярусов, к которым приурочены источники наблюдаемых магнитных аномалий.

Первый ярус (его подошва отмечена субгоризонтальной жирной черной линией) – это «классический» магнитоактивный слой океанской литосферы, имеющий мощность 1.5-3 км и характеризующийся инверсионной (знакопеременной) структурой намагниченности. На профилях 1 и 3 наблюдется отчетливая симметрия паттерна намагниченности относительно оси САХ, что позволило уверенно идентифицировать линейные аномалии от 1 до 5 по геохронологической шкале. На 2-м профиле идентификация аномалий с 1 по 4 уверенно возможна только в западной его части, в месте пересечения профиля с северным сегментом САХ, в восточной же части профиля, где он пересекается с южным сегментом САХ, идентификация неоднозначна. Очевидно, что непосредственно в зоне взаимодействия САХ с трансформным разломом наблюдается более сложная картина распределения по горизонтали источников магнитных аномалий, это, скорее всего, обусловлено нестабильностью во времени положения оси спрединга в этой зоне.

Второй ярус, к которому приурочены выделенные источники магнитных аномалий, расположен глубже. Он лежит в интервале глубин 3-13 км

относительно дна и представлен протяженными (до 100 км) и мощными по вертикали (5-10 км) намагниченными с одинаковой полярностью объектами. Мы идентифицируем эти объекты как магнитные тела, образовавшиеся в результате процессов среднетемпературного метаморфизма и/или серпентинизации перидотитов, которым сопутствует кристаллизация магнетитов и, соответственно, возникновение вторичной остаточной намагниченности.

Магнитные аномалии, изученные на полигоне 1 (рис.2а) позволяют дополнить интерпретацию оценками, полученными в рамках 3D подхода.

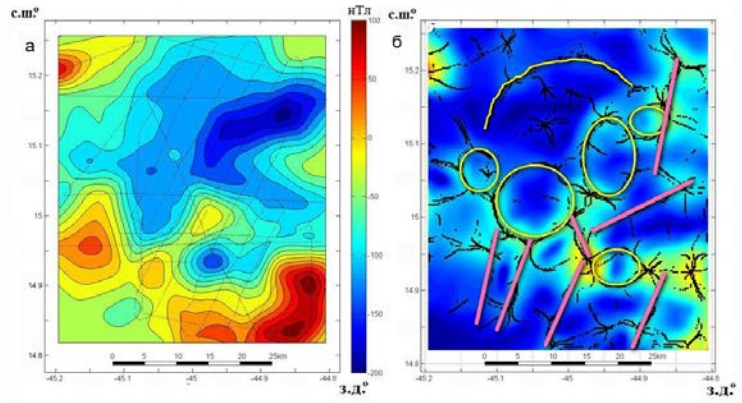


Рис 2. (а) Карты изодинам аномального поля и (б) морфоанализа аналитического сигнала АМП для полигона I

Полигон расположен в месте пересечения южного сегмента САХ и трансформного разлома 15°20’ на площади 30х50 км. Рельеф области представлен линейным вытянутым хребтом, осложнённым локальными поднятиями и лежит в диапазоне глубин от 3500 до 5600 м. Южный сегмент САХ имеет субмеридиальное простирание и ограничен двумя вытянутыми поднятиями, пересеченными глубокими ложбинами неправильной формы

В СВ части полигона наблюдается обширный минимум АМП со значениями до -207нТл. В ЮВ части АМП представлено фрагментами интенсивной положительной аномалии (с максимальным значением свыше 100 нТл), а в ЮЗ части наблюдаются локальные изометричные аномалии до +50 нТл. Выделенные аномалии хорошо коррелируют с рельефом – так, зона отрицательных аномалий расположена в районе пересечения трансформного разлома и САХ, а положительные аномалии в основном приурочены к вытянутым поднятиям, идущим вдоль хребта. Хорошим способом анализа пространственного положения источников магнитных аномалий являются градиенты АМП – модуль горизонтального градиента и модуль полного градиента, т.н. «аналитический сигнал». Анализ морфологии АМП позволяет - без привлечения дополнительных гипотез о природе его источников - получать информацию об их интенсивности и локализации в пространстве.

На приведенной карте аналитического сигнала и его локальных максимумов, которые мы интерпретируем гак выделенные латеральные границы изменчивости пород по намагниченности, наблюдаются два основных типа геометрии таких границ:

1) Концентрические (квазикольцевые) границы источников диаметром от 7 до 12 км. Этот тип источников тяготеет к поднятиям, как на основной оси хребта, так и на его боковой ветви. Этот тип источников можно

интерпретировать, как возможные локализации основных центров вулканической активности.

2) Линейные протяженные границы северного и северо-восточного простирания длиной от 15 до 25 км. Этот тип границ в основном соответствует в плане гребневым поднятиям или ортогонален им; такие границы мы интерпретируем как маркеры положения основных субгоризонтальных магматических каналов. При наложении этих источников на карту рельефа они совпадают с гребневыми поднятиями САХ или ортогональны им.

Средняя глубина до верхней кромки источников аномалий на полигоне оценивается спектральным способом в 3.77 км, что согласуется со средней глубиной до поверхности дна на полигоне. Средняя мощность магнитоактивного слоя этим же способом оценивается в 4.5 км. Это существенно больше значений, принятых в рамках «классических моделей». Полученные оценки можно трактовать в пользу наличия глубинных источников магнитных аномалий в зоне пересечения САХ и разлома 15-20, в том числе и связанных с серпентинизацией.

Поэтому вопрос о вкладе серпентинитов в линейные магнитные аномалии, отражающие геохронологию океанского дна, требует дальнейшего изучения.

Также имеются многочисленные прямые доказательства участия серпентинизированных мантийных пород в образовании магнитоактивных структур в зонах внутриплитных деформаций и островных дугах.

Таким образом, анализ материалов геомагнитных съемок, петромагнитного изучения пород, данных магнитного и плотностного моделирования, а также современных геодинамических моделей формирования и последующей тектонической эволюции океанической литосферы, свидетельствует о том, что аномалии магнитного поля, наблюдаемые на акватории Мирового океана, в том числе и линейные магнитные аномалии, могут быть связаны со всей толщей океанической коры, и нижняя граница магнитоактивного слоя в первом приближении соответствует поверхности Мохоровичича.

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что гидратация верхней мантии является важным фактором, формирующим серпентинитовые массивы, дающие существенный вклад в аномальное магнитное поле во всех океанических областях.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием №0149-2014-0031.

Литература

1. Last, B.J., Kubik, K. Compact gravity inversion // Geophysics. 1983. V. 48. P. 713-721,

2. Popov K.V., Bazylev B.A., Shcherbakov V.P., Tsel'movich V.A., Kononkova N.N. 2015. Thermomagnetic analysis of ultramafic rocks: A case study of dunite from the Pekul'ney Complex, Chukotka, NE Russia, Russ. J. Earth Sci., 15, ES1003, doi:10.2205/2015ES000547.

3. Portniaguine O., Zhdanov M.S. Focusing geophysical inversion images // Geophysics. 1999. V. 64. P. 874-887.

4. https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/.

Электропроводность верхней части кристаллического фундамента свода Воронежского массива по данным метода телурических токов

Груздев В.Н.[1], Антонова И.Ю.[1]

[1]Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия,
grumerr@rambler. ru, ira.antonova@gmail.com

Ключевые слова: Воронежский кристаллический массив, докембрийский кристаллический фундамент, геоэлектрический разрез, метод теллурических токов, напряженность электрического поля, численное пленочное моделирование электромагнитного поля, Лосевская аномалия, Подколодновская аномалия

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) – это выступ докембрийского кристаллического фундамента сложенный сильно дислоцированными магматическими и метаморфическими породами. В строении ВКМ выделяют свод, который представляет собой платообразную поверхность, северо-восточный склон, имеющий пологое погружение в сторону Рязано-Саратовского прогиб (РСП) и юго-западный склон, имеющий более крутое погружение в сторону Днепровско-Донецкой впадины [1].

Складчатые структуры докембрийского фундамента свода ВКМ осложнены многочисленными разрывными нарушениями и разломами, достигающими часто ширины в несколько километров.

Докембрийский кристаллический фундамент перекрыт с угловым несогласием осадочными образованиями переменной мощности (от единиц до 300 – 400 м) и различного состава. Среди пород, слагающих осадочный чехол, выделяют три структурных комплекса: палеозойский, мезозойский и кайнозойский [1].

Верхняя часть свода докембрийского фундамента представлена разнообразными метаморфическими и магматическими породами. Петрофизические характеристики структурно-формационных комплексов распространяются в основном до глубин 5-17 км. Гранито-гнейсовый слой делится на три горизонта. Верхний, латерально-неоднородный, сложен породами, установленными в эрозионном срезе. Во втором горизонте широко проявляются продукты супракрустальных образований. Третий горизонт характеризуется породами гранодиорит-диоритового состава, образовавшимися за счет дегранитизации различных гнейсов.

Породы осадочной толщи характеризуются большим диапазоном изменения электрического сопротивления (от десятых долей до нескольких тысяч Ом·м). Геоэлектрический разрез осадочного чехла можно отнести к трехслойному. Первый слой представлен песчано-глинистыми отложениями кайнозоя. Второй слой с сопротивлением 100 – 1000 Ом·м связан с мергельно-меловыми и песчаными породами мелового возраста. Третий слой связан с песчано-глинистыми отложениями палеозоя с сопротивлением от 1 до 20 Ом·м.

По данным глубинных электромагнитных зондирований в верхней части фундамента на различных глубинах выделяются геоэлектрические неоднородности. Выделяемые по геофизическим данным геоблоки, характеризуются отличием характера распределения параметра электропроводности. Выделяются обширные поля больших сопротивлений (несколько тысяч Ом·м), на фоне которых распространены либо изометрические (5×5 км), либо линейно-вытянутые (10×50 км) аномальные зоны с сопротивлением в среднем до 50 Ом·м [2].

С целью изучения геоэлектрического строения осадочного чехла и верхней чести кристаллического фундамента были проведены наблюдения методом теллурических токов (МТТ) в пределах свода в восточной части ВКМ [3].

Площадная съемка методом ТТ выполнялась по сети 2-3×5-7 км. Осуществлялась регистрация вариаций E_x - и E_y - компонент электрического поля с видимыми периодами от 10 до 90 с [3].

Результаты съемки представлены в виде пространственного распределения нормированных значений средней напряженности (Е) поля ТТ (рис. 1).

Для свода и его склонов была получена устойчивая квазилинейная поляризация электрического поля с направлением токовых линий по азимуту от 50° до 70° [3].

От свода ВКМ в сторону РСП отмечается региональное плавное уменьшение напряженности нормированного электрического поля, на фоне которого выделяются локальные аномалии различной интенсивности, размеров и конфигурации. В сводовой части ВКМ зарегистрированы небольшие, мозаичные по форме аномальные области высоких (до 3.2 усл.ед.) и низких (единицы) нормированных значений Е. Крупные области повышенной напряженности поля ТТ имеют, в основном, северо-западное простирание. В восточной части ВКМ зафиксирована региональная (Лосевская) аномалия высоких нормированных значений Е, прослеженная по простиранию на расстояние более 240 км, которая тяготеет к пойме реки Дон. На фоне данной аномалии отмечается ряд локальных зон различной интенсивности Е и размером от 10 км до 60 км. К западу и востоку от Лосевской аномалии зарегистрированы аномалии повышенных нормированных значений Е размером от 10 до 60 км. Выделяются также небольшие по размерам аномалии поля ТТ низких значений поля Е (Подколодновская). В зоне перехода от склонов ВКМ к осевой части РСП, а также в ее пределах, простирание нормированных изолиний Е совпадает с направлении прогиба, а интенсивность нормированного поля Е колеблется от 0.05-0.10 до 0.25 усл. ед. [3].

На восточной и западной частях рассматриваемой территории фиксируются пониженные нормированные значения Е (до 0.40 – 0.60 усл. ед.).

Распределение интенсивности и формы аномалий электрического поля связаны с геоэлектрическими особенностями строения верхней части кристаллического фундамента и осадочного чехла [3].

Линейные аномалии низких нормированных значений Е отражают распространение в верхней части фундамента сланцев, содержащих углисто-графитовые разности с пирит - пирротиновой минерализацией. Линейные

аномалии высоких нормированных значений Е связаны с песчаниками высоких сопротивлений в кристаллическом фундаменте [3].

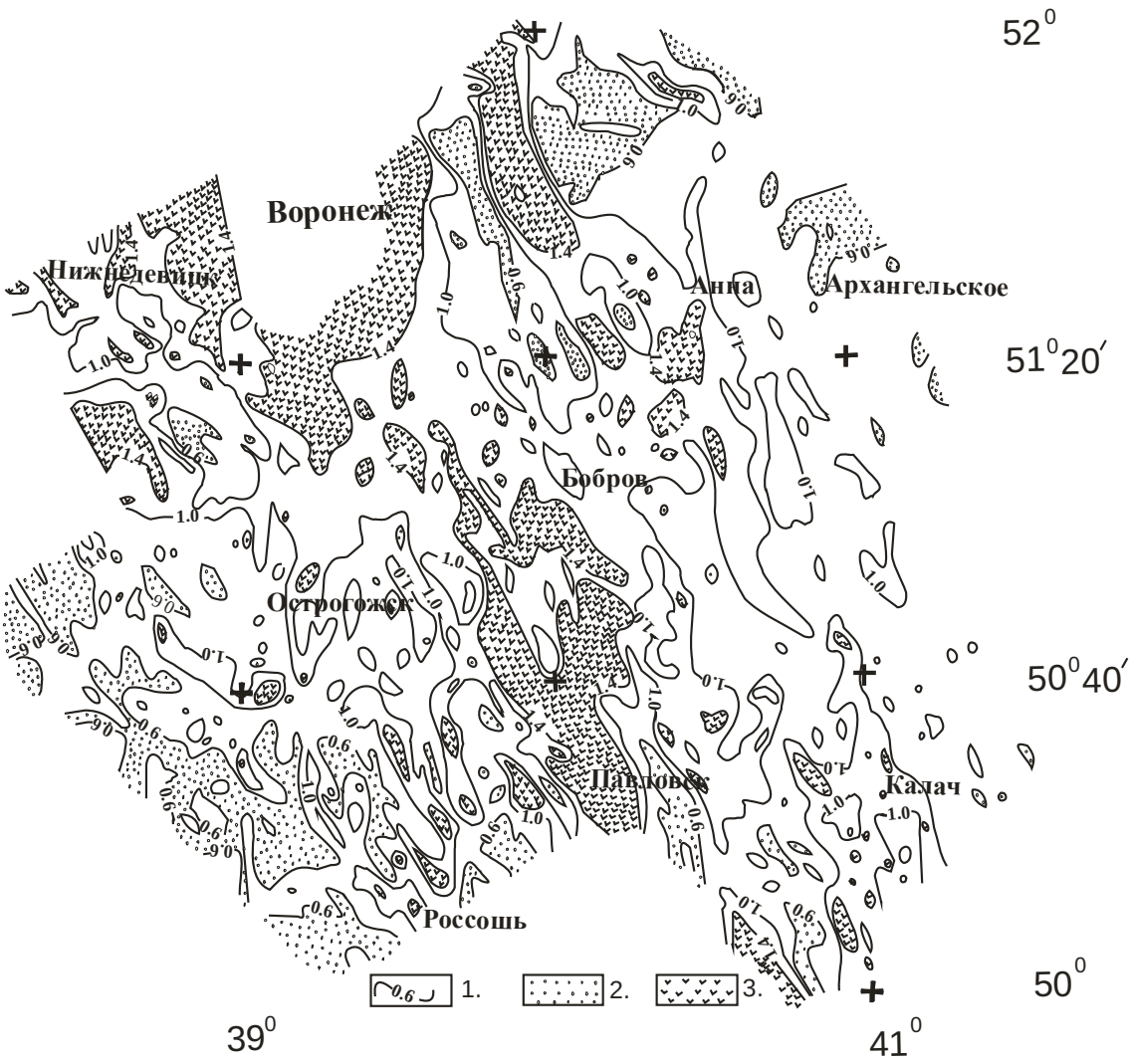


Рис. 1. Схема напряженности поля ТТ: 1 – изолинии нормированных значений напряженности электрического поля в условных единицах, 2 – зоны низких значений нормированных Е (< 0.6 усл. ед), 3 – зоны высоких значений нормированных Е (> 1.4 усл. ед.)

Результаты численного пленочного моделирования электромагнитного поля от проводящих отложений осадочного чехла позволяют оценить степень их влияния и выделить величину напряженности поля ТТ, связанную с верхней частью кристаллического фундамента [4].

Расчеты модельного поля выполнены для Т = 900 и 1800 с при X и Y поляризациях первичного электрического поля. X-поляризация соответствует направлению вкрест преобладающего простирания изолиний S на территории ВКМ. Y- поляризация соответствует региональному простиранию изолиний S в пределах региона.

Все электрические компоненты рассчитанного поля нормировались относительно первичного горизонтального электрического поля, характерного

для базисного узла (Б), выбранного вблизи экспериментальных базисных пунктов.

Результаты численного пленочного моделирования представлены нормированными амплитудами и фазами E_x и E_y [4].

Рассчитанное электрическое поло на территории ВКМ, РСП, ДДВ наиболее сильно искажается, вследствие изменения S осадочного чехла. Для E_x^x- E_y^y- компонент (верхний индекс указывает направление поляризации первичного электрического поля) наблюдается увеличение их нормированного модуля на своде ВКМ до 1.5-2.0, а на северо-западном и юго-восточном его склонах -до 3.0. В наиболее погруженных частях РСП и ДДВ отмечается уменьшение нормированных модулей E_x^x- E_y^y- компонент до значений менее 0.1. Конфигурация изолиний нормированных модулей E_x^x- E_y^y- совпадает с конфигурацией изолиний S особенно на склонах ВКМ. Фаза E_x^x- компоненты меняется от 165° (ВКМ) до 172° (РСП, ДДВ), а фаза E_y^y- компоненты - от 348° (ВКМ) до 360° (РСП, ДДВ). Совершенно иной характер пространственного распределения имеют E_x^y- E_y^x- компоненты. Отмечается увеличение их нормированного модуля до 0.4 - 1.0 на северо-западном и юго-восточном склонах ВКМ, а также изометричность формы аномалий. В сводовой части ВКМ и в пределах РСП и ДДВ значения рассматриваемых величин не превышает 0.1. Распределение фаз E_x^y- E_y^x- компонент - имеет довольно сложный вид (от 0° до 360°), особенно на своде ВКМ, где отмечаются большие градиенты изменения фаз. С ростом периода от 900 до 43230 с пространственные фазовые различия в горизонтальных компонентах электрического поля сглаживаются, а распределения их модулей не изменяется [5,6].

Так как проводящие зоны верхней части кристаллического фундамента находят отражение в распределении напряженности электрического поля ($E_э$), по данные МТТ, то был выполнен сравнительный анализ региональной составляющей $E_э$ с расчетным полем по данным численного пленочного моделирования ($E_м$). Наблюдается практическое совпадение наблюденного в модельного полей по величине и по конфигурации изолиний в пределах РСП и северо-восточного склона ВКМ. Следовательно, распределение $E_э$ на данной территории объясняется влиянием только осадочного чехла. На своде ВКМ величина напряженности наблюденного электрического поля значительно меньше напряженности модельного поля и отличается по конфигурации изолиний Е, что обусловлено влиянием проводящих образований в верхней части кристаллического фундамента. Эхо позволяет оценить характер распределения электропроводности кристаллической частя земной коры по полю ТТ. Величина разностного поля указывает на положение зон повышенной электропроводности в верхней части кристаллического фундамента, которые отмечаются минимальными значениями сопротивления верхней части фундамента [5,6].

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00975а.

Литература

1. Жаворонкин В.И., Груздев В.Н. Структура литосферы Воронежского массива вдоль профиля Брянск-Павловск по данным глубинных электромагнитных исследований // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. 1996. № 2. С. 190 - 194.
2. Груздев В.Н., Жаворонкин В.И. Геоэлектрическая модель и некоторые особенности структуры коры Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. 1998. №. 6. С. 245–247.
3. Рогозов Е.Г., Сопко И.Ф. Характеристика теллурического поля на Воронежском кристаллическом массиве и его склонах // Геофизический журнал. 1983. Т. 5. № 4. С. 85–90.
4. Груздев В.Н. Геоэлектрическая модель Воронежского кристаллического массива // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: сб. докладов по материалам Международной научной конференции. Воронеж. 1996. С. 72-73.
5. Груздев В.Н. Электропроводность осадочного чехла и консолидированного фундамента ВКМ // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М: ИФЗ РАН. 2013. С. 120 – 125.
6. Груздев В.Н., Жаворонкин В.И. Коровые аномалии глубинной электропроводности Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. 2015. № 1. С. 94 – 101.

Модель поверхности Мохоровичича Северной Атлантики, северо-западной Канады, Гренландии с прилегающими морями и Баренцево-Карского региона

Грушинский А.Н.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, a.grushinsky@mail.ru

Ключевые слова: глубины поверхности Мохоровичича, рельеф фундамента, приведенный рельеф, гравитационное поле, регрессионный анализ.

В качестве исходных данных по топографии и подледному рельефу, исходя из которых рассчитывался приведенный рельеф (плотность приведения 2.67 г/см^3) использовался файл топографических данных **ETOPO1** с дискретностью 2’х 2’ и двумя вариантами (топография дневной поверхности и топография подледного рельефа) [*1*]**.** В качестве данных по гравитационному полю использовались данные гравитационной модели Сандвелла 2008 года [2],

покрывающей весь земной шар от 80.8°N до 80.8°S с дискретностью 2’х 2’, а севернее данные гравитационной модели EGM2008 [3], построенной по элементам траекторий спутников с использованием разложения по сферическим функциям до степени и порядка 2159 с той же дискретностью.

По этим данным о гравитационном поле и топографии были рассчитаны с дискретностью 2’х 2’ приведенный рельеф и аномалии силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3.

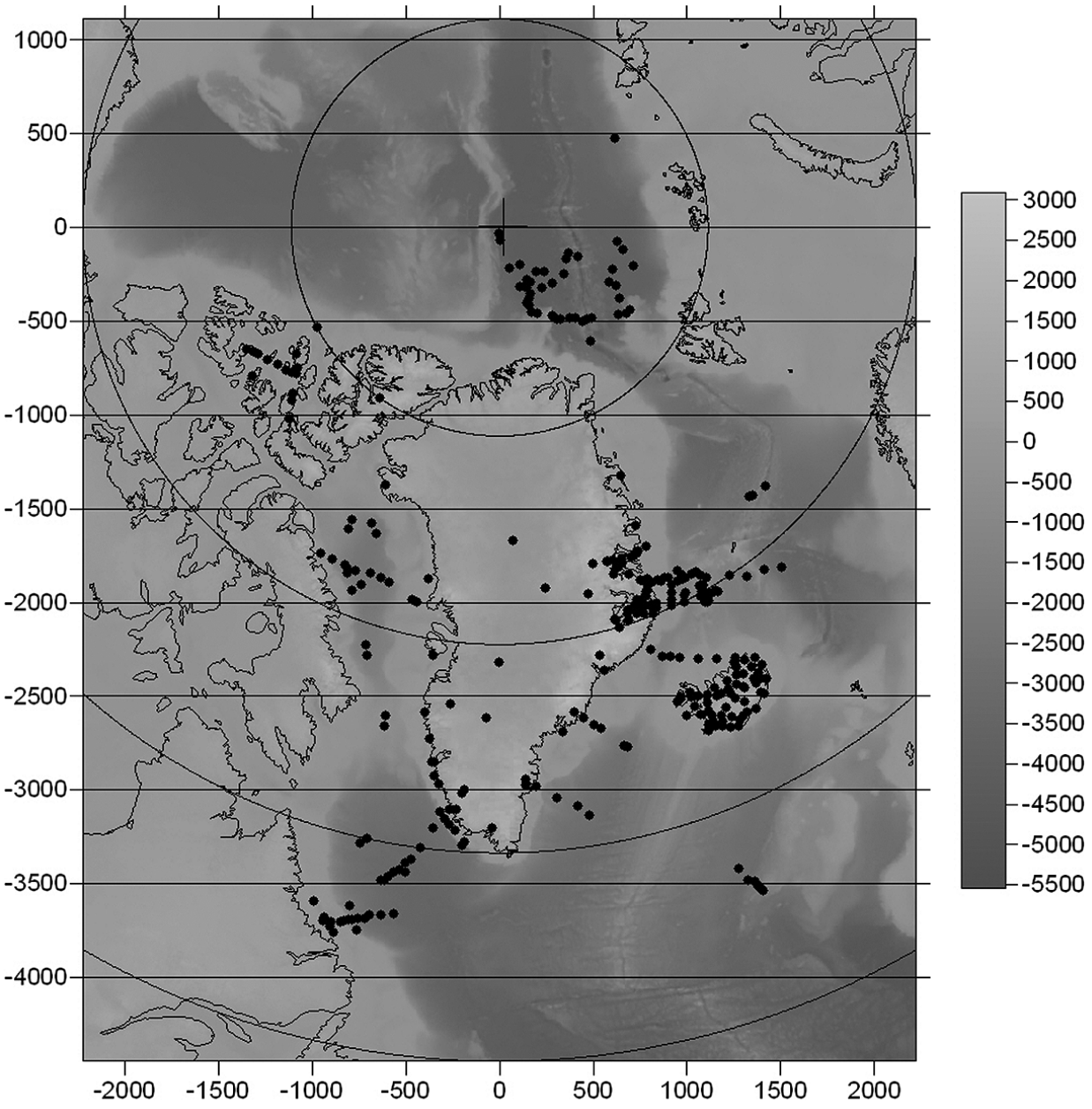


Рис. 1. Схема сейсмических определений глубин Мохо, использованных в работе для регрессионного анализа моделей Мохо

Данные по сейсмическим определениям глубин залегания поверхности Мохо были собраны из опубликованных источников и сведены в каталог.

Всего в этом каталоге содержится 325 сейсмических определений глубин Мохо, что позволило получить статистически обоснованные регрессии для

глубин Мохо с рельефом фундамента, приведенным рельефом и с гравитационными аномалиями в редукции Буге.

Имеющиеся определения позволили проанализировать регрессии отдельно для континента (по 114 точкам), переходной зоны континент-океан (глубины океана от 0 до –2000 метров) (по 122 точкам) и океана (глубины более –2000 метров) (по 89 точкам). Кроме того, были рассчитаны регрессии по всем 325 точкам без деления на категории.

Далее приводятся полученные регрессии для глубин залегания поверхности Мохо:

1. регрессия с приведенным рельефом, рассчитанным с учетом осадочного чехла (плотность приведения 2.67 г/см^3):

общая $H_{Moh} = 28.20 + 0.01 * H_{tad}$;

для континента $H_{Moh} = 29.90 + 0.004078 * H_{tad}$;

для переходной зоны континент-океан $H_{Moh} = 28.08 + 0.01 * H_{tad}$;

для океана $H_{Moh} = 11.07 – 0.0004 * H_{tad}$;

2. регрессия с глубиной залегания фундамента (с учетом осадочного чехла):

общая $H_{Moh} = 27.29 + 0.001868 * H_{Bas}$;

для континента $H_{Moh} = 31.63 + 0.000455 * H_{Bas}$;

для переходной зоны континент-океан $H_{Moh} = 22.68 + 0.000563 * H_{Bas}$;

для океана $H_{Moh} = 12.19 + 0.000005 * H_{Bas}$;

3. регрессии с аномалиями Буге (плотность промежуточного слоя 2.67 г/см^3):

общая $H_{Moh} = 29.85 – 0.06 * \Delta g_{Buge}$;

для континента $H_{Moh} = 31.84 – 0.05 * \Delta g_{Buge}$;

для переходной зоны континент-океан $H_{Moh} = 28.23 – 0.07 * \Delta g_{Buge}$;

для океана $H_{Moh} = 13.91 – 0.01 * \Delta g_{Buge.}$

Здесь H_{Moh} – глубина залегания поверхности Мохоровичича, H_{tad} – высоты приведенного рельефа (вычислен с учетом осадочного чехла), H_{Bas} – глубины залегания фундамента (также с учетом осадочного чехла), Δg_{Buge} – гравитационные аномалии в редукции Буге, расчитанные с использованием приведенного рельефа.

Таким образом, были получены 12 вариантов моделей для глубин залегания поверхности Мохо, и все они качественно очень близки. Поэтому приведем здесь две из них, одну, рассчитанную по общей регрессии без деления на категории, и вторую, рассчитанную по регрессиям для категорий (континент, переходная зона континент – океан (континентальный склон и шельф до изобаты –2000 м) и океан).

Важным результатом явился тот факт, что в Баренцево-Карском регионе, от материка вплоть до линии соединяющей архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новосибирские острова глубины Мохо составляют порядка 30 км, что указывает на то, что вся эта территория представляет собой шельфовую зону Евроазиатского материка. То же касается и Канадского Арктического архипелага и собственно Канады, где глубины Мохо достигают 32 км.

Литература

1. Amante C., Eakins, B.W. ETOPO1 1 Arc Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis // NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 2009. 19 p.

2. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // Journal of Geophysical Research. 2009. V. 114. B01411, doi:10.1029/2008JB006008.

3. Pavlis N.K., Saleh J. Error Propagation with Geographic Specificity for Very High Degree Geopotential Models // Gravity, Geoid and Space Missions. 2005. V. 129. P. 149-154.

Результаты комплексирования импульсной электроразведки и магниторазведки при поисках рудного золота в Бодайбинском районе

Давыденко Ю.А.[1,2,3], Лаврентьева Н.А.[1,2], Богданович Д.В.[1,2], Шибеко Е.А.[1]

[1] Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия, davidenkoya@gmail.com
[2] ООО «Гелиос», Иркутск, Россия
[3] Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск, Россия

Ключевые слова: импульсная электроразведка, инверсия, магниторазведка, поляризуемость.

С 10 по 30 августа 2016 г. на территории ЛУ Красный проводились геофизические опытно-методические работы. Было отснято 6 профилей методом импульсной электроразведки ЭМЗ-ВП (электромагнитные зондирования и вызванная поляризация) и 15 профилей магниторазведки. Целью работ являлось вычленение зон сульфидизации по метаморфизованным осадочным породам с высокой проводимостью.

Наземная магнитная съемка проведена на трех участках по 5 профилей с сетью наблюдений 25×10 м. Съемка методом ЭМЗ-ВП так же проводилась на этих же участках по 2 профиля.

Идея ЭМЗ-ВП заключается в максимально полном использовании информации от переходных процессов, возбуждаемых прямоугольными разнополярными импульсами, которые применяются в традиционных методах постоянного тока. Суть технологии заключается в способе измерения и обработки данных переходных процессов, полученных от заземленного источника тока многоэлектродной заземленной приемной линией. В этом случае существует возможность одновременного определения кажущегося удельного сопротивления среды, индукционной составляющей и эффектов вызванной поляризации геоэлектрического разреза. Полученные данные затем обрабатываются с использованием робастного регрессионного анализа и в

сочетании с одно- и трехмерной инверсией в рамках модели поляризующейся среды. Вместо того, что бы подавлять индукционный эффект, являющийся помехой для традиционных методов ВП, применение в ЭМЗ-ВП современной системы регистрации и обработки позволяет записать их с минимальными искажениями. Регистрация переходных процессов накладывает новые условия на систему сбора данных. Для корректной записи требуется применять АЦП с высокой частотой дискретизации (не менее 100 кГц) и соответствующим образом обрабатывать первичные данные [3].

Инверсия данных ЭМЗ-ВП. На первом этапе при решении обратной задачи данные ЭМЗ-ВП обрабатывались в программе Mars1D [1] с помощью применения различных алгоритмов минимизации: метод Нелдера-Мида, так же известный как метод деформируемого многогранника и Симплекс-метод [5], алгоритм Левенберга-Марквардта [6] и метод главных осей (PrAxis) [7], что для корректно выбранной модели позволяет устойчиво и с высокой скоростью подбора находить положение глобального минимума в многомерном признаковом пространстве. Уточнение результатов проводилось вторичным подбором кривых после закрепления некоторых параметров модели на основе априорной геолого-геофизической информации. Далее для расчета трехмерных нестационарных геоэлектромагнитных полей с учетом процессов вызванной поляризации использовался программный комплекс ITEM-IP, основанный на конечном элементном моделировании. Математический аппарат, лежащий в основе этого программного комплекса, представлен в работе [8-10].

Подбор количественных характеристик поисковых объектов осуществлялся с помощью 3D моделирования геоэлектромагнитных полей, в результате которой была подобрана геоэлектрическая модель, представляющая собой трехслойную горизонтально-слоистую среду.

Процесс инверсии представляет собой следующую итерационную процедуру. На первом этапе с учетом результатов 1D-инверсии была выбрана горизонтально-слоистая модель вмещающей среды и рассчитанные для нее сигналы становления поля были вычтены из исходных практических сигналов DU. Затем по полученным сигналам выполнялся подбор параметров ВП (вызванная поляризация). После подбора рассчитанные теоретические сигналы ВП вычитались из исходных практических сигналов и по полученным данным выполнялась 3D-инверсия с подбором проводимости. Затем из исходных практических кривых вычитались кривые, рассчитанные для подобранной трехмерной модели проводимости, и для оставшихся кривых снова выполнялся подбор параметров ВП (с учетом подобранного трехмерного распределения проводимости). Итерационный процесс повторялся до тех пор, пока получаемые теоретические сигналы становления поля и поля ВП не переставали меняться. Таким образом с высокой точностью подобраны параметры трехслойной вмещающей среды и распределением находящихся в ней проводящих объектов (рис.1).

Инверсия магниторазведочных данных. Для интерпретации данных магниторазведки использовалась программа GelioSMI [2,4], которая позволяет

по данным геофизических съемок выделять объекты, отражающиеся в физических полях аномалиями относительно невысокой контрастности.

Инверсия проводилась с учетом рельефа местности и в несколько шагов (количество шагов зависит от планируемой глубины исследований и детальностью расчленения разрезы по вертикали). На первом этапе инверсия считалась в глубину 5800 м для 9 слоев и в настройках параметров использовалась модель с нулевой остаточной намагниченностью (каппа-χ): 50; 100; 150; 200; 300; 500; 1000; 1500 и 2000 м. Сумму нижних слоев (от 300 до 2000 м) приняли как региональную составляющую. Далее из исходного поля вычли региональную составляющую и посчитали инверсию до 500 м (первые 300 м разбили по 50 м, от 300 до 500 м по 100 м).

Отрицательные значения по данным инверсии магниторазведки соответствуют линии Fe, построенной по результатам буровых работ (Рис.2). Эта же зона прослеживается и на разрезе поляризуемости.

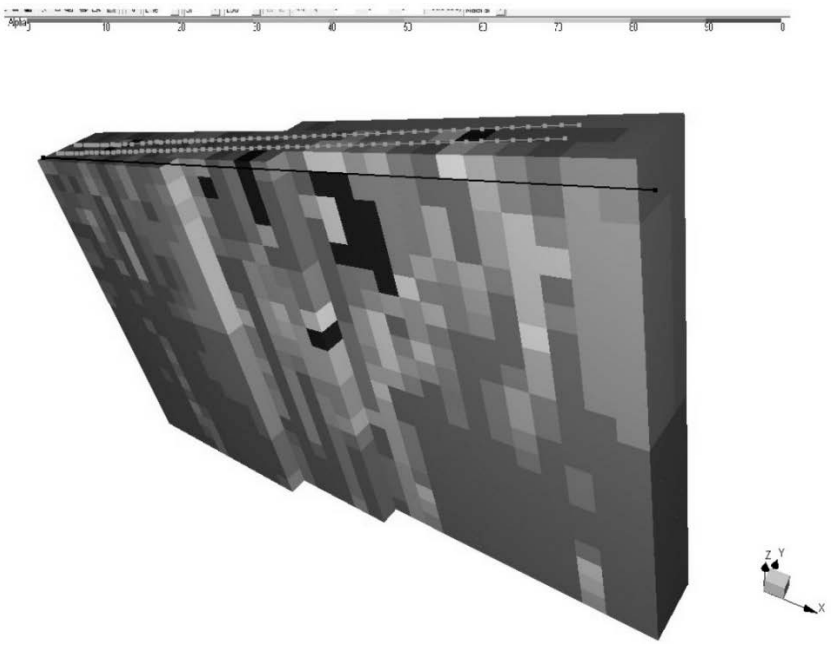


Рис. 1. 3D модель горизонтально-слоистой вмещающей среды с распределением поляризующихся объектов, полученных в результате процедуры инверсии на участке 1.

Выделенные аномалии поляризующихся объектов связаны с зонами развития сульфидной минерализации. Эти зоны не обязательно сопровождаются пониженными значениями УЭС, поскольку вкрапленная сульфидная минерализация, сопровождающаяся окварцеванием, будет соответствовать высокоомным поляризующимся областям.

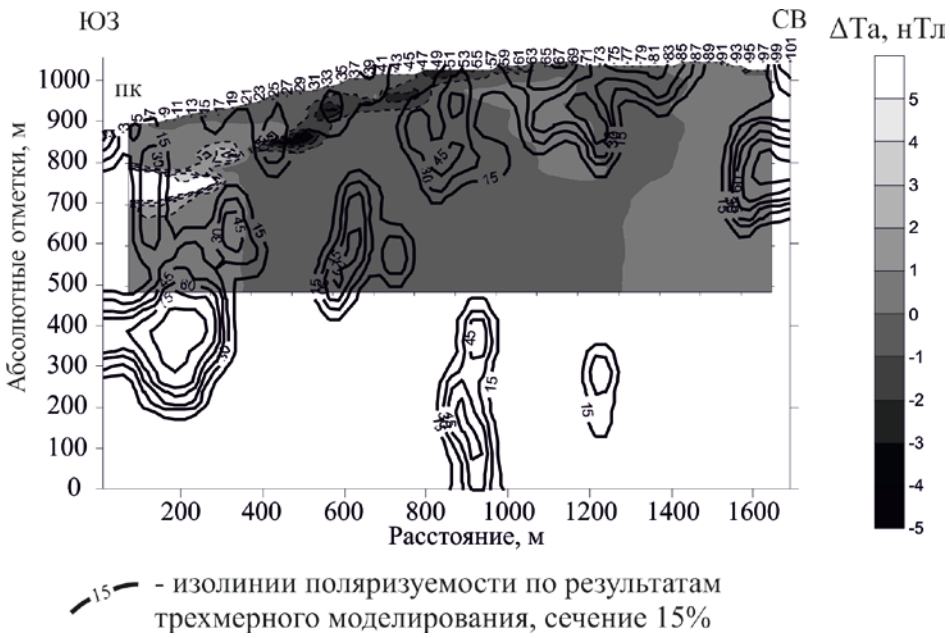


Рис. 2. Сопоставление разрезов трехмерной инверсии поляризуемости и магнитометрии

По результатам комплексного анализа данных ЭМЗ-ВП и магниторазведки выделяется складчатая структура и тектонические нарушения. В результате трехмерной инверсии данных площадной магниторазведки возможно выделение перспективных участков, на которых следует ставить площадные работы методом ЭМЗ-ВП, с целью выделения аномальных по поляризационным свойствам зон сульфидной минерализации.

Литература

1. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 73-84.

2. Пестерев И.Ю. Программа одномерной инверсии «MarslD» // Свидетельство на программу ЭВМ № 2012660743 от 28.11.2012.

3. Nelder J.A., Mead R. A simplex method for function minimization // Computer Journal. 1965. Vol. 7. 3. 308-313.

4. Levenberg K.A. Method for the solution of certain problems in last squares // Quart. Appl. Math. 1944. Vol. 2. P. 164-168.

5. Richard Brent, Algorithms for Minimization without Derivatives, Dover, 2002, ISBN: 0-486-41998-3, LC: QA402.5.B74.

6. Persova M.G., Soloveichik Y.G., Trigubovich G.M., Tokareva M.G. Methods and algorithms for reconstructing three-dimensional distributions of electric conductivity and polarization in the medium by finite-element 3D modeling using the data of electromagnetic sounding // Izv. Physics of the Solid Earth. 2013. Vol. 49. P. 329–343. doi:10.1134/S1069351313030117.

7. Persova M.G., Soloveichik Y.G., Vagin D.V., Domnikov P.A., Tokareva M.G., Trigubovich G.M. On approach for solving three dimensional forward and inverse induced polarization problems // Geobaikal – 2nd International Research and Application. 2012.

8. Persova M.G., Soloveichik Y.G., Trigubovich G.M. Computer modeling of geoelectromagnetic fields in three-dimensional media by the finite element method, Izv. Physics of the Solid Earth. 2011. Vol. 47. № 2. P. 79-89.

9. Давыденко А.Ю., Грайвер А.В. Программный комплекс многомерного статистического анализа структуры геофизических полей GelioSMI // Свидетельство на программу для ЭВМ № 2012613705 от 19.04.2012.

10. Davydenko A.Y., Grayver A.V. Principal component analysis for filtering and leveling of geophysical data // J. Appl. Geophys. 2014. Vol. 109. P. 266-280.

Анализ данных петрофизических зависимостей в рамках статистического анализа

Дорогобед А.Н.

ФГБОУ ВПО Ухтинский государственный технический университет,
Ухта, Россия, lekun90@mail.ru

Ключевые слова: модели, регрессионный анализ, геофизические исследования скважин, нефтенасыщенность, геологоразведка, технологическая схема прогнозирования, петрофизические модели.

Современные задачи в геологоразведочной и нефтегазовой отрасли ориентированы на изучение месторождений со сложно-построенными геологическими средами, отличающиеся существенной пространственной неоднородностью.

По своему характеру имеющиеся геофизические данные, получаемые в процессе геологоразведочных работ, допускают многозначное толкование своих значений. Математические модели таких сред характеризуются пространственной изменчивостью своих параметров. При их построении распространенной является ситуация неопределенности результата моделирования.

Процесс изучения таких моделей, основан на методах аналогий, с использованием имеющихся эталонных объектов. На эталонных объектах экспериментально исследуются связи между косвенными данными, которые будут доступны для измерения в изучаемом объекте, и прогнозными параметрами, которые должны быть найдены в изучаемом объекте (рис. 1).

Традиционно, такие связи на эталонных объектах устанавливаются на основе регрессионного анализа.

Общий вид уравнения для зависимости [2]:

$$\mathbf{y} = \psi(\mathbf{x}, \mathbf{a}..),$$

где **x** - вектор аргументов, **a** - вектор подбираемых параметров.

Подбор параметров выполняется по методу наименьших квадратов:

$$\min_{\mathbf{a}} \sum_i \left(\mathbf{y}_i - \psi\left(\mathbf{x}_i, \mathbf{a}\right)\right)^2, \quad (1)$$

где φ_i может быть линейная $(a_j + a_1 x_i)$, нелинейная $(a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^{\,2})$ или множественная $(a_0 + a_1 x_{1i} + a_2 x_{2i})$ регрессия.

Оценка тесноты связи для случая линейной зависимости производится путем расчета коэффициента корреляции. Чем больше его величина, тем связь теснее, при $r_{xy} = \pm 1$ связь становится аналитической.

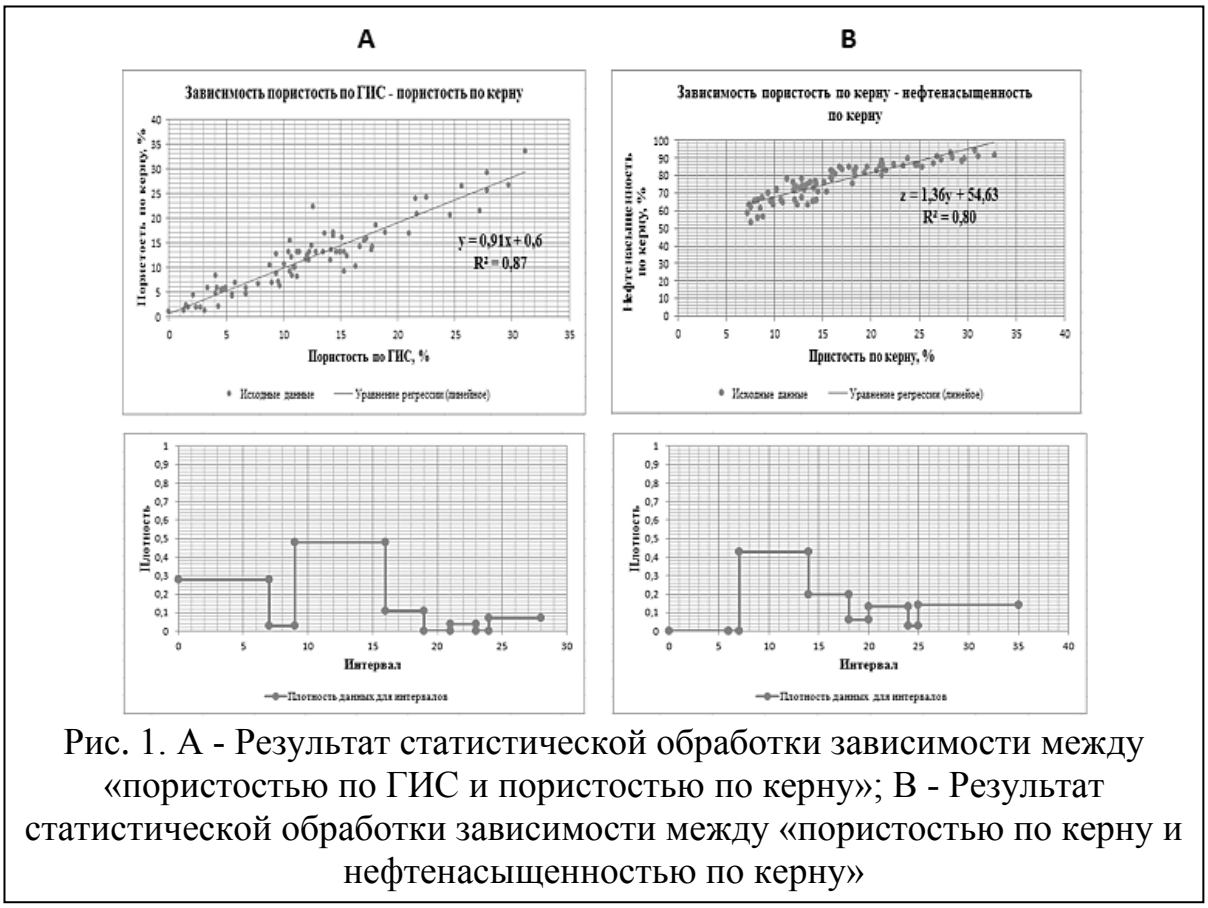


Рис. 1. А - Результат статистической обработки зависимости между «пористостью по ГИС и пористостью по керну»; В - Результат статистической обработки зависимости между «пористостью по керну и нефтенасыщенностью по керну»

Характеристика качества регрессионной модели определяется также:

– коэффициентом детерминации (R^2), показывающий степень соответствия предсказанных значений исходным данным;

– средней относительной погрешностью ($\overline{E}_{отн}$), показывающей на сколько процентов предсказанное значение отличается от фактического экспериментального значения.

Использование данных методов влечет за собой многочисленные недостатки. К наиболее значимым недостаткам относится, предположение, что заданы точные данные, которые находятся в конкретной зависимости. Все, что не укладывается в эту зависимость, отнесено к разного рода погрешностям или помехам. Оценка достоверности таких данных принимается единой для всей

кривой.

Приведем пример нахождения зависимостей, и обсудим результаты, демонстрирующие их недостатки [3].

Использовались следующие исходные данные: значение пористости, полученной на основе интерпретации данных геофизических исследований скважин, данные о пористости, полученные на основе анализа кернового материала, данные о нефтенасыщенности пород, полученные на основе анализа кернового материала.

Для оценки связи «пористость по ГИС - пористость по керну» и «пористость по керну и нефтенасыщенность по керну» строились соответствующие графики зависимости значений исходных данных. Массивы значений исходных данных выносились на графики (рис. 1) и обрабатывались статистически.

Для приведенных на рисунке выборок результаты статистической обработки приведены в таблице 1.

В результате анализа установлено, что:

– зависимость между «пористостью по ГИС - пористостью по керну» характеризуется высокой достоверностью аппроксимации ($R^2 = 0{,}87$) и достаточно высокой связью параметров. Значение коэффициента корреляции $k_{кор} = 0{,}94$;

– зависимость между «пористостью по керну – нефтенасыщенностью по керну» характеризуется высокой достоверностью аппроксимации ($R^2 = 0{,}8$) и достаточно высокой связью параметров. Значение коэффициента корреляции $k_{кор} = 0{,}9$.

Таблица 1. Результаты статистической обработки исходных данных.

	Зависимость «пористость по ГИС - пористость по керну»	Зависимость «пористость по керну и нефтенасыщенность по керну»
Уравнение регрессии	$Y = 0{,}91 \cdot x + 0{,}6$	$Z = 1{,}36 \cdot y + 54{,}63$
Коэффициент корреляции ($k_{кор}$)	0,93	0,9
Достоверность аппроксимации (R^2)	0,87	0,8

Тем не менее, обращает на себя внимание традиционная неоднородность данных. Например, в разных участках значений пористости по ГИС плотность данных существенно различается: в правой части значительно меньше данных, чем в центральной.

Рассматривая результаты измерений параметров, как выборки значений случайной величины, была рассчитана плотность данных по интервалам задания переменных, которые приведены в таблицах 2, 3. На основе измерений

таблиц 2, 3 были построены карты плотности (рис. 2).

Таблица 2. Плотность данных для интервалов зависимости между «пористостью по ГИС - пористостью по керну»

Интервал	0-7	7-9	9-16	16-19	19-21	21-23	23-24	24-32
Плотность данных	21/75	2/75	36/75	8/75	0/75	3/75	0/75	5/75

Таблица 3. Плотность данных для интервалов зависимости между «пористостью по керну – нфтенасыщенностью по керну».

Интервал	0-6	6-7	7-14	14-18	18-20	20-24	24-25	25-35
Плотность данных	0/77	0/77	33/77	16/77	5/77	10/77	2/77	11/77

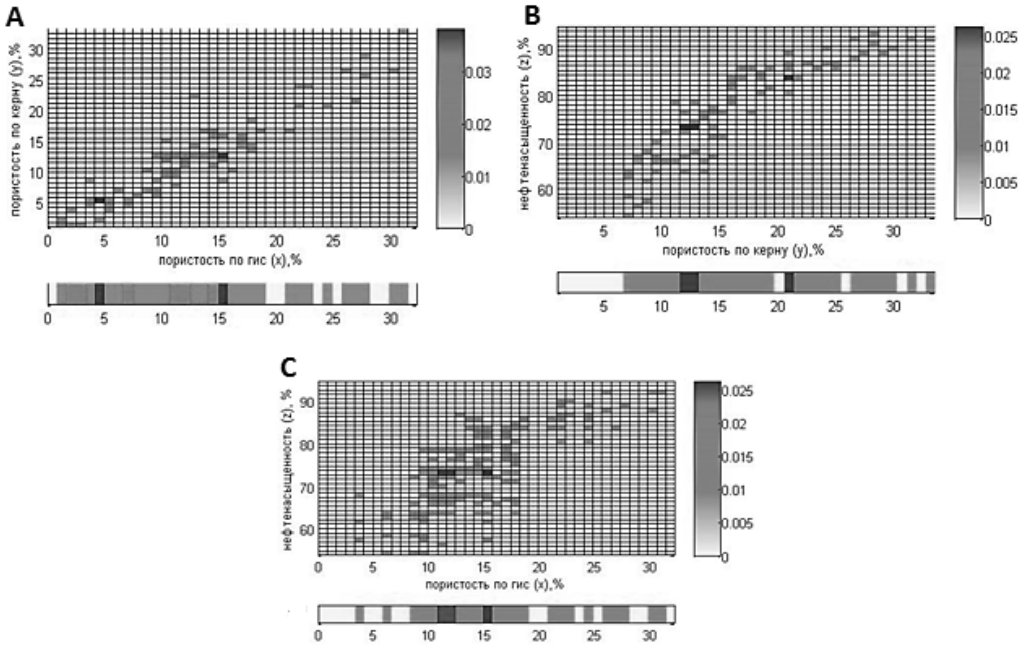


Рис. 2. Карта плотности зависимости А - «пористость по ГИС – пористость по керну», В - «пористость по керну – нефтенасыщенность по керну», С - «пористость по ГИС - нефтенасыщенность по керну»

Интуитивно понятно, что зависимость «пористость по ГИС - нефтенасыщенность» характеризуются средним коэффициентом корреляции, и в целом, объективно достаточно низкой достоверностью. Это связано с тем, что построенная регрессионная модель в условиях фрагментарности и нерегулярности данных, основана на значениях, имеющих различную плотность в различных диапазонах значений переменных. Это влечет за собой различную меру доверия к компонентам регрессионной модели и, как следствие, изменчивость ее параметров и достоверности прогноза на различных интервалах задания параметров в регрессионных зависимостях.

Такой подход, основанный на простых моделях и отработанных приемах, не учитывает в полной мере неоднородность данных, и повышает тем самым степень неопределенности результатов моделирования.

Альтернативной, позволяющей в полной мере учесть все компоненты неопределенности и повысить достоверность результата, является формирование модели на основе методов и принципов нечеткого моделирования. Основная идея основана на рассмотрении исходных данных как нечетких величин, зависимостей – как нечетких отношений, и оперирование ими, в процессе прогноза, по правилам нечеткого логического вывода.

Коллективом научной – педагогической школы «Физико-математическое моделирование в науках о Земле» ФГБОУ ВО УГТУ, под руководством А.И. Кобрунова, была создана обобщенная технологическая схема прогнозирования на основе принципов нечеткого логического вывода и нечетких петрофизических моделей [1].

Литература

1. Никитин А.А, Петров А.В. «Теоретические основы обработки геофизической информации» учебное пособие – Москва, 2008 – 112 с.

2. Кобрунов А.И. Математические модели системного анализа в прикладной геофизике. LAP LAMBERT Academic Publishing/ ISBN:978-3-659-39349-5. Saarbrücken. 2013. 400 с.

3. Дорогобед А.Н. Геомоделирование в условиях неопределенности для задач нефтегазопромысловой отрасли. Дис. на соиск. учен. степ. канд. тех. наук (05.13.18). Ухта: ФГБОУ ВПО Ухтинский государственный технический университет. 2015. 148 с.

О границе непроницаемости (непреодолимости) в земной коре с позиции глубинной геоэлектрики и сверхглубокого бурения

Жамалетдинов А.А.

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт Петербург, Россия, abd.zham@mail.ru

Ключевые слова: глубинные электромагнитные зондирования, токопроводящие каналы, граница непроницаемости для гальванических токов.

По результатам глубинных электромагнитных зондирований с мощными контролируемыми источниками установлена область резкого увеличения сопротивления земной коры в диапазоне глубин 10-15 км [2]. В поле гальванических токов она определяется как зона непроницаемости. Впервые эта область была исследована нами в процессе интерпретации результатов глубинных зондирований с МГД-генератором «Хибины» мощностью 80 МВт.

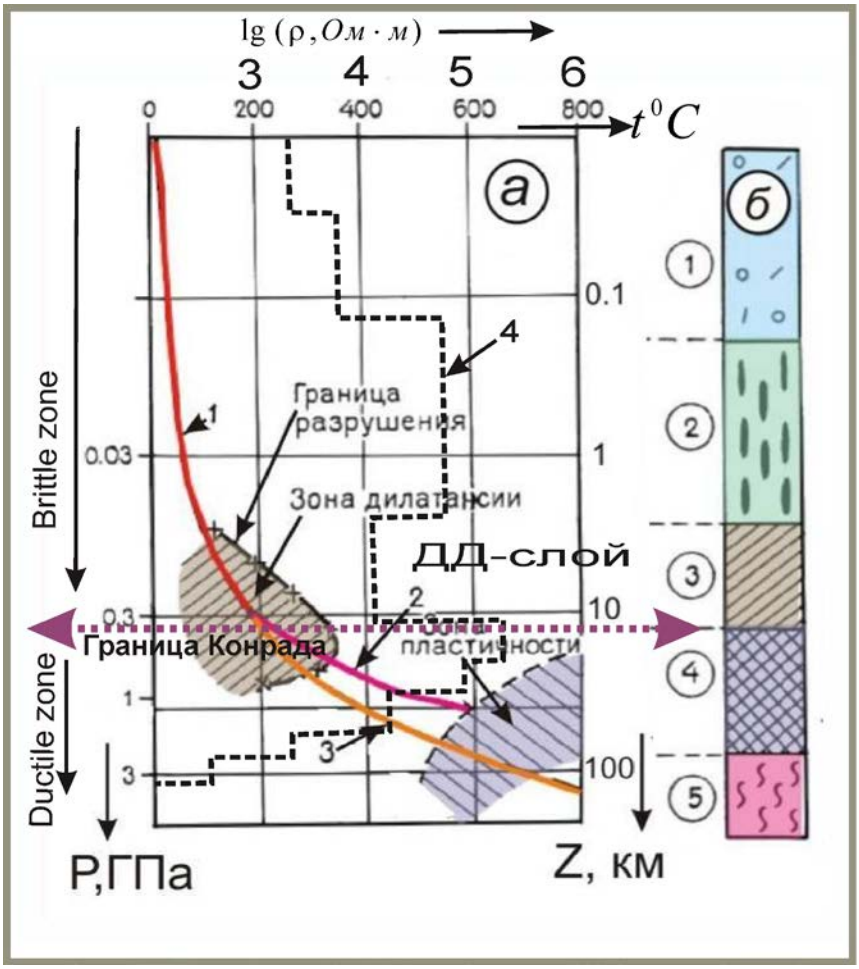


Рис. 1. Геодинамическая интерпретация результатов глубинных электромагнитных зондирований с контролируемыми источниками и данных Кольской сверхглубокой скважины СГ-3: *а* - *ф*азовая плоскость дилатансии и пластичности 1 – температура, измеренная в СГ-3; 2 – сплайн-экстраполяция температуры СГ-3 на глубину; 3 – то же, с учетом данных МГД-зондирований [2]; Штриховка - фазовые плоскости зон дилатансии и пластичности по В.Н. Николаевскому (1996), 4 – «нормальный» геоэлектрический разрез восточной части Фенноскандинавского щита [2]; *б* - геодинамическая колонка с учетом данных глубинных зондирований. Цифры в кружках: 1 – морена; 2 – хрупкая кора (brittle zone) с субвертикальными разломами; 3 – то же с листрическими разломами (ДД-слой); 4 – область псевдопластичного состояния (semi-ductile zone), 5 - область истинно пластичного состояния (ductile zone)

Путем разделения поля МГД-источника на гальваническую и индукционную моды установлено, что низкочастотный ток гальванической природы (постоянный ток) распространяется на сотни километров от МГД-источника по горизонтали, растекаясь в верхней, примерно 10-километровой пленке кристаллической земной коры. Гальванический ток, по мере просачивания в верхней пленке, концентрируется в узких токопроводящих каналах, образуемых вытянутыми сульфидно-углеродистыми породами [9]. При этом важно подчеркнуть, что сила тока, оцениваемая по циркуляции

магнитного поля, слабо изменяется по простиранию токопроводящих каналов. Ток в них не просачивается глубже 10-15 км. Этому препятствует высокое сопротивление подстилающего плохо проводящего, изолирующего основания.Обнаруженный эффект был проверен на Русской платформе путем проведения глубинных зондирований в поле промышленной ЛЭП постоянного тока «Волгоград-Донбасс» (эксперименты «Волга-79» и «Волга-86») [1]. По результатам зондирований установлен непрерывно восходящий вид кривых кажущегося сопротивления под углом 45^0 (S-асимптотика) вплоть до максимальных разносов 600-700 км между источником и приемником. Это позволило сделать вывод о существовании на глубине порядка 10-15 км изолирующего экрана высокого сопротивления, аналогичного тому, который был установлен в эксперименте «Хибины» [9].

Установленная область резкого повышения сопротивления на глубине 10-15 км проинтерпретирована была сначала как существование древнего нижнеархейского протофундамента, подстилающего верхнюю, супракрустальную оболочку верхнеархейского и протерозойского возраста с развитыми в ней коровыми аномалиями электропроводности [2]. Полученные позже результаты электромагнитных зондирований с СНЧ-источником «Зевс» и с промышленными ЛЭП, а также сопоставление с сейсмическими данными [6], с результатами бурения Кольской сверхглубокой скважины [4] и с исследованиями флюидонасыщенности земной коры [3] позволили уточнить принятую выше трактовку полученных результатов [7]. Согласно принятой новой трактовке предполагается, что установленная область резкого увеличения сопротивления, или иначе граница непроницаемости для гальванических токов отмечает область перехода между верхней хрупкой (brittle) и нижней пластичной (ductile) зонами земной коры (рис. 1). В работе [3] эта область называется как «слой с очень низкой (нулевой) проницаемостью» для миграции флюидов в континентальной коре.

Не случайно, что именно в этом промежутке глубин, в интервале 11.5 – 12.6 км произошли все четыре аварии четырехствольной скважины СГ-3 [4]. Среди множества причин аварий, обсуждавшихся на официальном уровне и в печати, упоминались «усталость» оборудования, высокая температура на забое, недостаток финансирования и другие, но не указывалась главная причина, на которую ссылались сами буровые мастера в многократных личных беседах с автором настоящей статьи. Причину аварий буровики связывали с резким изменением физического состояния горных пород в районе глубины 12 км, с их переходом от относительно легко поддававшихся бурению трещиноватых пород в интервале глубин 7-11.5 км к «твердым как стекло» породам глубже 11.5 км, то есть с появлением своего рода «границы недоступности».

Установленная по данным бурения Кольской СГ-3 «граница недоступности» в районе глубины 12 км хорошо согласуется с описанной выше «границей непроницаемости», связываемой с границей между хрупким и пластичным состояниями земной коры [6]. К этой же границе можно приурочить положение гипотетической границы Конрада. В этом случае природу границы Конрада следует связывать не со сменой химического состава

пород от алюмо-силикатного к существенно магнезиальному, а с изменением физического состояния горных пород от хрупкого к вязкому. Причину увеличения вязкости (прочности) пород на границе Конрада можно объяснить увеличением роли вертикального, литостатического давления в нижней коре и уменьшением роли тангенциальных (сводовых) напряжений, существующих в верхней коре и приводящих к дилатансии в диапазоне глубин от 2-3 до 10 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ОНЗ РАН № 6 и РФФИ-офи-м 13-05-12044.

Литература

1. Велихов Е.П., Жамалетдинов А.А., Токарев А.Д., Асминг В.Э., Шевцов А.Н., Гуревич А.Е., Ковалевский В.Я., Мержеевский В.А., Тетерин В.П.. Эксперимент "Волга" по глубинному зондированию земной коры с использованием линии электропередачи постоянного тока // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1077-1082.

2. Жамалетдинов А.А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л: Наука. 1990. 159 с.

3. Киссин И.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 4. С. 30-40.

4. Ланев В.С., Ланева М.И. Кольская сверхглубокая. Мурманск: Мурманское книжное издательство. 1987. 125 с.

5. Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. // Известия РАН. Физика Земли. № 4. 1996. С. 41-50.

6. Vanyan L.L., Pavlenkova N.I. Low Velocity and Low Electrical Resistivity Layer at the Base of the Upper Crust under the Baltic Shield. // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2002. Vol. 38. No. 1, P. 33-42.

7. Zhamaletdinov A.A. The Nature of the Conrad Discontinuity with Respect to the Results of Kola Superdeep Well Drilling and the Data of a Deep Geoelectrical Survey. // Doklady Earth Sciences. © Pleiades Publishing, Ltd. 2014. Vol. 455. Part 1. P. 350–354.

8. Zhamaletdinov A.A. et al. Study of Interaction of ELF–ULF Range (0.1–200 Hz) Electromagnetic Waves with the Earth’s Crust and the Ionosphere in the Field of Industrial Power Transmission Lines (FENICS Experiment). // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. © Pleiades Publishing, Ltd. 2015. Vol. 51. No. 8. P. 826–857.

9. Zhamaletdinov A.A., Ronning J.S., Lile O.B., et al. Geoelectric investigations with the "Khibiny" source in the Pechenga-Pasvik area // Geology of the eastern Finnmark-western Kola Peninsula region. Edit. D. Roberts, O. Nordgulen, Geological Survey of Norway. Special publication N 7. Trondheim. 1995. P. 339-348.

Исследование вариаций коэффициента J_2 гравитационного поля Земли методом сингулярного спектрального анализа

Зотов Л.В.[1,2], Балакирева Е.Ю.[1]

[1] МИЭМ НИУ ВШЭ, Москва, Россия
[2] ГАИШ МГУ, Москва, Россия, wolftempus@gmial.com

Ключевые слова: гравитационное поле Земли, сингулярный спектральный анализ, вращение Земли, LOD

Методом сингулярного спектрального анализа (ССА) исследован временной ряд изменений коэффициента J_2 разложения гравитационного поля Земли по данным лазерной локации спутников (ЛЛС) с 1976 по 2016 г (рис. 1). Выявлены годовое, полугодовое 10 и 20-летние колебания, а также тренд, напоминающий часть незавершённого колебания с возможным периодом ~60 лет и минимумом около 2005 г. [1, 2]. Изменения коэффициента J_2 сопоставляются с другими геофизическими процессами.

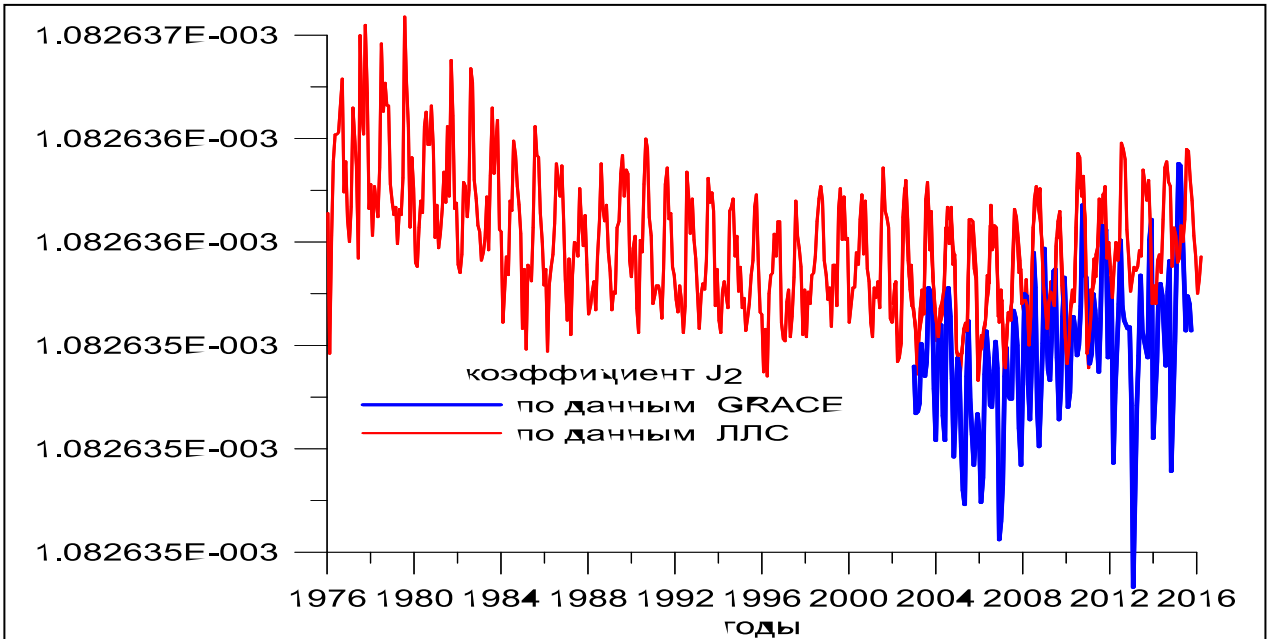


Рис. 1. Исходный ряд коэффициента J2, полученный по данным ЛЛС с 1976 года, в сравнении со значениями по данным спутников GRACE с 2003 г.

Интерес представляет тот факт, что 60-летняя изменчивость с экстремумами в 1970-е и 2000-е годы присутствует также в огибающей Чандлеровского движения полюса Земли и длительности суток LOD [3, 4]. В колебаниях глобальной температуры на Земле также выделяют 70-ти летнюю периодичность, идущую в противофазе с длительностью суток LOD (рис. 2) и связанную с многолетним атлантическим колебанием. Если предположить, что выделенный медленный тренд в J_2 действительно представляет часть 60-летнего колебания, идущего в фазе с климатическими изменениями и вариациями во

вращении Земли, то это может помочь прояснить механизм взаимосвязи климатических процессов и вращения Земли и улучшить их прогноз.

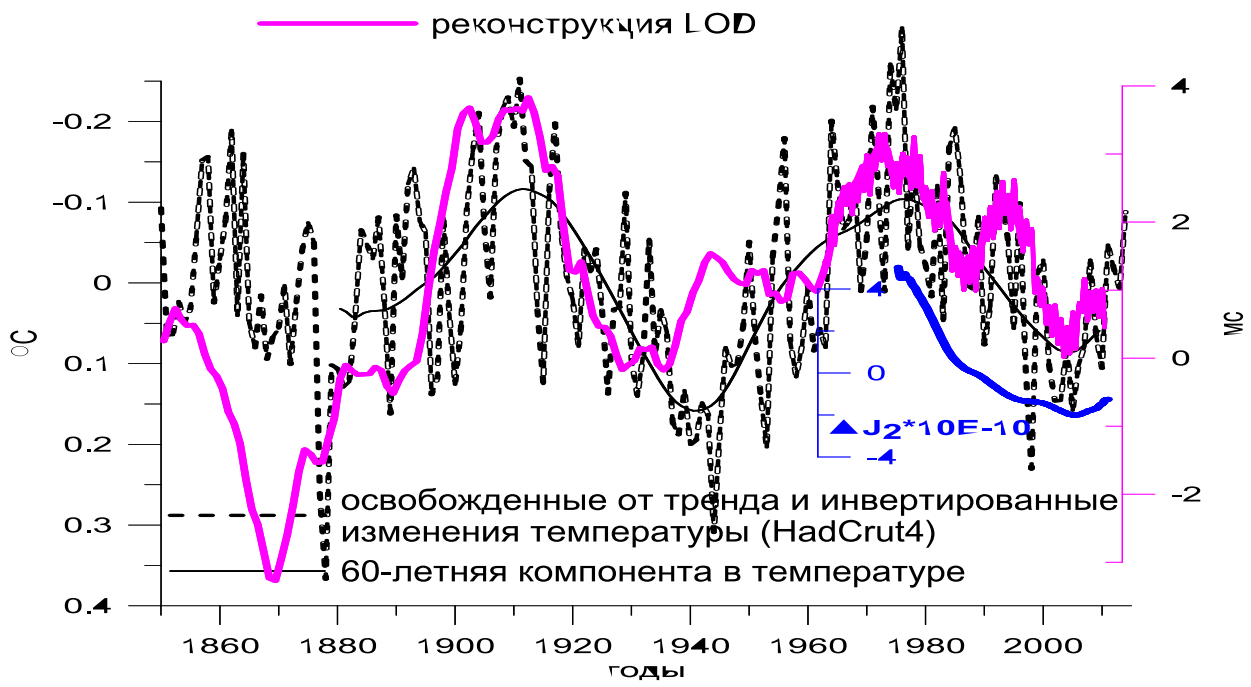


Рис. 2. Выделенная из ряда коэффициента J_2 медленная составляющая (тренд), сопоставленный с вековыми колебаниями в длительности суток LOD и изменениями температуры на Земле после снятия тренда (HadCRUT4) [4]

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 16-05-00753.

Литература

1. Cheng M., Tapley B.D., Ries J.C. Deceleration in the Earth's oblateness // Journal Geophys. Res. Solid Earth. 2013. V. 118. P. 740–747.

2. Зотов Л.В., Балакирева Е.Ю. Исследование вариаций коэффициента гравитационного поля J_2 методом ССА // Труды 4-й тектонофизической конференции. Москва, октябрь 2016, ИФЗ РАН http://www.ifz.ru/fileadmin/user_upload/subdivisions/506/Konferencii/2016/Mat/V2/5/Zotov.pdf

3. Зотов Л.В., Бизуар К., Шам С.К. О возможной взаимосвязи вращения Земли и изменений климата в последние 150 лет // Труды Всероссийской астрометрической конференции «ПУЛКОВО – 2015» Известия ГАО в Пулкове № 223, С.103.

4. Zotov L., Bizouard Ch., Shum C.K. About possible interrelation between Earth rotation and Climate variability on a decadal time-scale? // Journal of Geodesy and Geodynamics. 2016. V. 7. No. 3. P. 216-222.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ НАМАГНИЧЕННЫХ ТЕЛ, ПОДСЕЧЕННЫХ МУРУНТАУСКОЙ СГ-10

Иголкина Г.В.

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УРО РАН, Екатеринбург, Россия, galinaigolkina@yandex.ru

Ключевые слова: скважинная магнитометрия, магнитные характеристики, скважина, пирротиновая минерализация, элементы залегания, азимут падения и угол падения пород.

Определение элементов залегания намагниченных тел в скважинах, т.е. определение азимута падения и угла падения пород, проводится по измерениям вертикальной составляющей геомагнитного поля Z, модуля горизонтальной составляющей H и аномалии магнитного склонения ΔD [1-4, 7].

Физическая сущность метода [5] заключается в том, что на границе раздела магнитных пород тангенциальная составляющая аномального магнитного поля непрерывна, в то время как нормальная составляющая претерпевает скачок в $4\pi J_{nn}$ (J_{nn} - нормальная составляющая намагниченности) и поэтому по скачку векторов магнитного поля можно определить наклон границы тела.

Исходными данными являются значения аномального магнитного поля вне (Z_{ae}, H_{ae} , D_{ae}) и внутри (Z_{ai}, H_{ai} , D_{ai}) магнитного пласта [5]. В результате вычислений получаем азимут A_n и угол падения φ магнитных пород, а также углы падения этих пород в двух заранее заданных азимутах (φ_{n1} , φ_{n2}).

Расчетные формулы:

$$A_n = arctg\ (D_x / D_y) \qquad (1)$$

$$\varphi_n = arctg\ (D_h / |D_z|) \qquad (2)$$

где

$$D_x = H_{ae} * Sin\ (D_{ae}) - H_{ai} * Sin\ (D_{ai}) \qquad (3)$$

$$D_y = H_{ae} * Cos\ (D_{ae}) - H_{ai} * Cos\ (D_{ai}) \qquad (4)$$

$$Dh = \sqrt{Dx^2 + Dy^2} \qquad (5)$$

$$D_z = Z_{ae} - Z_{ai} \qquad (6)$$

Для вычисления угла падения пород в заданном азимуте A_{sn} использовалась следующая формула[5] :

$$\varphi_{n1} = arctg\ (D_h / D_z) \qquad (7)$$

где

$$D_h = H_{ae} * Cos\ (A_{sn} - D_{ae}) - H_{ai} * Cos\ (A_{sn} - D_{ai}). \qquad (8)$$

Автором впервые определены элементы залегания зон пирротиновой минерализации и оценена возможность метода для решения этой задачи в сложных геологических условиях, когда породы переслоены, смяты в складки, раздроблены [1-4, 7]. Определение элементов залегания (азимута падения пород A_{sn} и угла падения φ) по Мурунтауской сверхглубокой скважине (СГ-10)

выполнено по результатам магнитометрических исследований в пяти интервалах: 2080-2190 м, 2410-2470 м, 3854-3862 м (рис. 1а), 3904 –3930 м (рис.1б) , 3962-3980 м (рис.2).

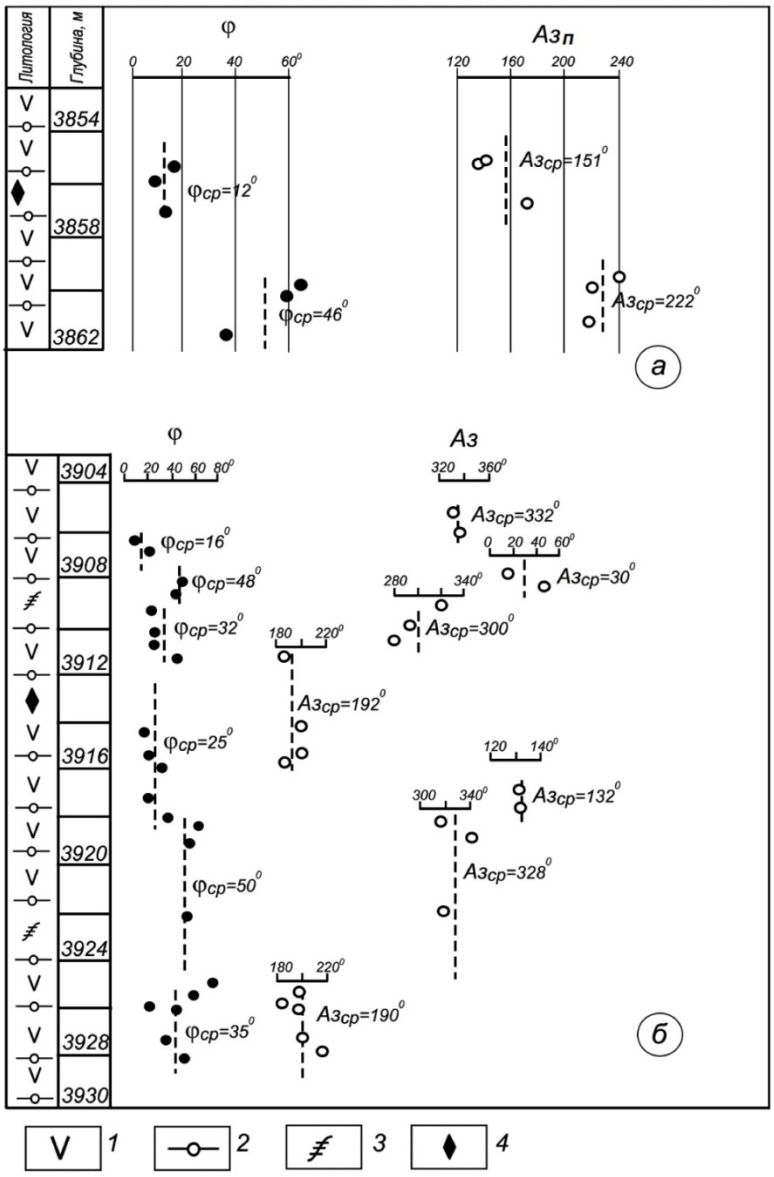


Рис. 1. Результаты определения элементов залегания (углов φ и азимутов $A_{зп}$) зон пирротиновой минерализации по Мурунтауской сверхглубокой скважине СГ-10 в интервале глубин 3850-3862 м (а), 3904-3930 м (б). 1– биотит-плагиоклазовые породы; 2 - углеродисто-слюдистые сланцы; 3- хлорит-слюдистые сланцы; 4-пирротин

Вскрытый разрез Мурунтауской скважины СГ-10 характеризуется постоянной сменой состава пород с нечеткими литолого-стратиграфическими границами. Для пород характерно чередование прослоев мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Кроме того, по геологическим данным фиксируются элементарные ритмы мощностью метры - первые десятки метров [6]. Магнитные свойства пород сильно дифференцированы за счет

неравномерно распределенной магнитной минерализации. Падение пород во вскрытом разрезе меняется в широких пределах.

Интерпретация данных скважинной магнитометрии показала, что в интервале 2080-2190 м наблюдается переслаивание пород с разными азимутами падения. Угол падения φ в верхней части до глубины 2130 м составляет 50°-60°-72°, в нижней части с глубины 2130 м до 2190 м наблюдается уменьшение до 32°-40°, также на глубинах 2090 м и 2128-2130 м породы имеют азимут падения 43°-50°, затем меняют азимут до 285°С глубины 2130 м идет чередование пород с азимутами падения 223°, затем азимут падения меняется до 155°, далее до 315°, затем снова 115°, вероятно связанно это с геологическими условиями образования (породы смяты, передроблены, окварцованы и т. д.).

Результаты определения элементов залегания в интервале 2410-2470 м также говорят о переслаивании пород с разными азимутами падения, но в отличие от предыдущего интервала 2080-2190 м, угол падения пород становится значительно меньше: меняется от 36° до 5°. Азимут падения пород составляет в 14-20° интервале 2410-2430 м и 138-160° - в интервале 2440-2470 м.

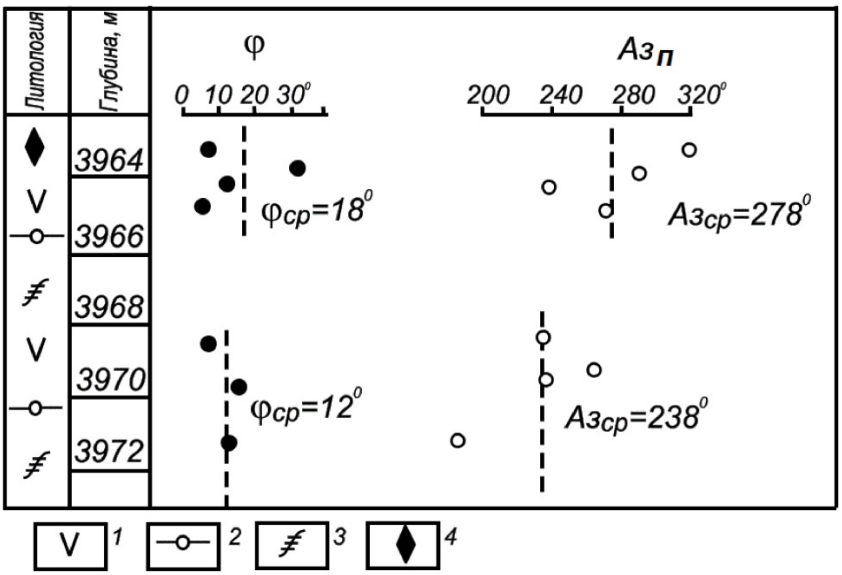


Рис. 2. Результаты определения элементов залегания (углов φ и азимутов $A_{зп}$) зон пирротиновой минерализации по Мурунтауской сверхглубокой скважине СГ-10 в интервале глубин 3960 - 3976 м.
1– биотит-плагиоклазовые породы; 2 - углеродисто-слюдистые сланцы; 3-хлорит-слюдистые сланцы; 4-пирротин.

Залегание пород с глубины 3854-3862 м тоже различное (рис.1а). В верхней части, до глубины 3857 м, угол падения около 12 °, ниже он составляет 46° , а азимут падения меняется с ЮВ на ЮЗ. По геологическому описанию керна в верхней части скважина подсекла темные массивные окременелые углеродисто-слюдистые сланцы, разориентированные прожилками (1-5 мм)

молочно-белого карбоната, видны многочисленные сколовые трещины. Ниже отмечаются те же породы, но карбоната больше и порода брекчирована (вскрыта тектоническая зона) [6].

В интервале 3904-3930 м (рис.1б) отмечается чередование ЮЗ направления (190 – 192)° с северо-западным направлением (332 °- 300°- 328°) падения пластов.

Тонко-полосчатые окварцованные слюдисто-кварцевые породы с тончайшими прослоями углеродисто-слюдистых сланцев, встреченные скважиной СГ-10 на глубине 3904 –3912 м, имеют азимут падения 300-332°, а угол падения 16-32°. Дайка светлого гранитоида имеет азимут падения 30° и угол падения 48°.

Ниже с глубины 3912 м и до 3916 м залегание пород сменяется на юго-западное $А_{зп}$ = 192°, угол падения около 25°. Это массивные слюдисто-кварцевые породы с прослоями углеродисто-слюдистых сланцев. Затем азимут падения меняется на северо-западный, здесь отмечается дробление кварцитовидной породы и углеродисто-слюдистых сланцев с биотитом по кливажу. Породы рассечены крутопадающими просечками белого кварца.

С глубины 3925 м и до 3929 м вновь меняется азимут падения на юго-западный $А_{зп}$ = 190° (рис. 1б). Такое чередование залегания пород связано с геологическими образованиями (породы смяты, передроблены и т.д.). Чередование пород с разными элементами залегания встречено скважиной и на глубине 3962-3980 м (рис.2). Породы представлены переслаиванием темно-серых слюдисто-кварцевых пород и углеродисто-слюдистых сланцев. Результаты векторной интерпретации подтверждают различное падение пород, т.к. полный вектор магнитного поля $\mathbf{T_a}$, указывающий на направление падения основных магнитных масс, имеет различные направления, отмечается их чередование. Анализ результатов определения элементов залегания пород в этом интервале говорит о том, что падение пород с глубиной изменяет свое направление с юго-западного на северо-западное, а углы падения с глубиной выполаживаются [2].

Таким образом, определение элементов залегания намагниченных тел, подсеченных сверхглубокими скважинами, решает важную геологическую задачу по оценке пространственного положения пород в околоскважинном пространстве, никакие другие методы ГИС не располагают такими возможностями оценить элементы залегания горных пород в естественном залегании по разрезу скважин.

Работа частично выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований по Уральскому Отделению наук о Земле РАН, № 15-18-5-29.

Литература

1. Иголкина Г.В. Скважинная магнитометрия при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: УрО РАН.2002. 215 с.

2. Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Мезенина З.С. Исследование Мурунтауской сверхглубокой скважины по магнитометрическим данным // Каротажник. 2015. № 1(247) .С. 3-14.

3. Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Мезенина З.С. Применение скважинной магнитометрии при исследовании границ пирит-пирротинового перехода в Мурунтауской СГ-10 // Уральский геофизический вестник. 2014. № 2 (24). С. 37-45.

4. Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Бахвалов А.Н., Бадьин Г.В. Опытно-методические работы по повышению эффективности применения аппаратуры и методики магнитного каротажа в Мурунтауской скважине // Труды Института геофизики УрО АН СССР. Свердловск. 1990. 108 с.

5. Пономарев В.Н., Бахвалов А.Н. Интерпретация скачка магнитного поля, наблюдаемого в скважине при переходе через границу намагниченного тела // Прикладная геофизика. 1969. Вып. 54. С. 111-119.

6. Шаякубов Т.Ш., Цой Р.В., Голованов И.М., Донской В.М., Яковлев В.Г. Мурунтауская сверхглубокая скважина // Сов. геология. 1991. № 10. С.10-22.

7. Igolkina G.V, Magnetometry of the Muruntau super deep borehole(Uzbekistan) // Proceeding of the VIIth International Symposium on the Observation of the Continental crust Through Drilling. 25-30 April. Santa Fe, New Mexico ,USA. 1994. P. 165-167.

Геотермия как метод разведочной геофизики и ее геологическая интерпретация (на примере арктических площадей п-ова Ямал)

В.И. Исаев[1], А.А. Искоркина[1], А.К. Колчин[2], Г.А. Лобова[1], В.В. Стоцкий[1]

[1]Томский политехнический университет, Томск, Россия, isaevvi@tpu.ru
[2]АО «Сибирская сервисная компания», Томск, Россия

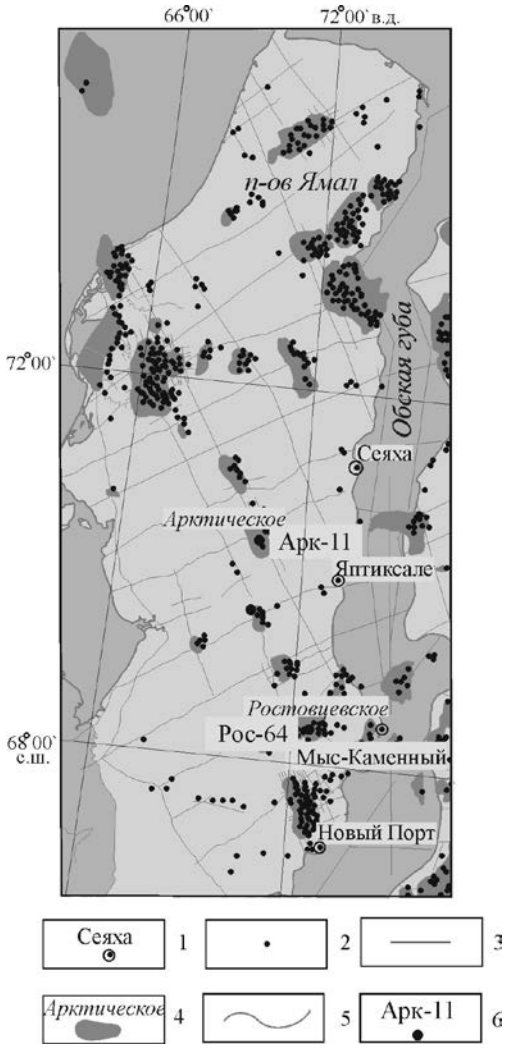
Ключевые слова: геотермия, геотермический режим потенциально нефтематеринских отложений, полуостров Ямал.

Введение. Геотермия длительное время находилась в рамках теоретической и методической базы, разработанной, в основном, для экспериментального определения и картирования теплового потока Земли. В последние 3-и десятилетия формулируются новые задачи, поисково-разведочные, которые могут быть решены посредством измерения, картирования и моделирования пространственно-временных параметров геотемпературных полей.

Наиболее значимым применением геотермии, как разведочного (поискового) метода геофизики, является палеотемпературное моделирование термических условий в геологическом разрезе для прогноза и поисков залежей нефти и газа. Разработка схем и критериев применения геотермии, как

поискового метода, находит отражение в исследованиях Ю.И. Галушкина, И.В. Голованової, О.В. Веселова, Д.Ю. Демежко, А.Д. Дучкова, В.И. Ермакова, А.Э. Конторовича, Р.И. Кутаса, Н.В. Лопатина, Д.К. Нургалиева, Л.В. Подгорного, В.А. Скоробогатова, Д.А.Соина, В.И. Старостенко, А.Н. Фомина, Д.А. Христофоровой, S. Nelskamp и других ученых. Особо значимый вклад в формирование геотермии как поискового метода, особенно для арктических регионов, находим в работах А.Р. Курчикова и М.Д. Хуторского.

Цель нашего доклада – продемонстрировать оценку позднеэоценовой эрозии и ее влияние на геотермический режим китербютских (тогурских) и баженовских потенциально нефтематеринских отложений, выполненную по данным геотермии, на примере Арктического и Ростовцевского месторождений п-ва Ямал.



Обзорная схема территории исследований: *1* – населенный пункт и его название; *2* – поисково-разведочная скважина; *3* – сейсмический профиль работ МОГТ 2D; *4* – контур месторождения и его название (объекты исследований); *5* – гидрография и береговая линия; *6* – моделируемая скважина и ее индекс: Арк-11 – Арктическая 11, Рос-64 – Ростовцевская 64.

Характеристика объекта исследований. Моделирование палеогеотемпературных условий нефтематеринских отложений выполнено для палеоклиматических и геолого-геофизических условий арктических земель

Западной Сибири, в скважинах, расположенных на разных широтах п-ва Ямал (рисунок).

Осадочный мезозойско-кайнозойский чехол территории начинает формироваться в ранней юре. Глинистая толща китербютская, обладающая нефтематеринским потенциалом, формируется во времена бореальных трансгрессий в ранней юре. К концу волжского века трансгрессия моря расширилась, идет накопление баженовской свиты, обогащенной органическим веществом (табл. 1).

Табл. 1. Пример описания сценариев седиментационной истории (скважина Арктическая 11)

Свита, толща (стратиграфия)	Возраст, млн. лет назад	Время, млн. лет	Мощность (*1 вариант*), м	Мощность (*2 вариант*), м
Квартер+плиоцен Q- ~~P_2~~	0-4.1	4.1	280	280
N_{1-2}	4.1-5.4	1.3	-113	
Новопортовская N_{1-2}	5.4-8.4	3	50	
Таволжанская N_1	8.4-12.5	4.1	25	
Бищеульская bsch N_1	12.5-14.5	2	38	
N_1	14.5-18.5	4	-535	
Абросимовская N_1	18.5-23.0	4.5	25	
Туртасская tur ~~P_3~~	23.0-28.0	5	90	
Новомихайловская nvm ~~P_3~~	28.0-30.0	2	70	
Атлымская atl ~~P_3~~	30.0-34.0	4	100	
Тавдинская tv ~~P_2~~	34.0-42.6	8.6	150	
Нюрольская nl ~~P_2~~	42.6-50.4	7.8	100	
Ирбитская (люлинворская) ~~P_2~~ir	50.4-55.0	4.6	20	20
Серовская ~~P_1~~sr	55.0-58.0	3	43	43
Тибейсалинская ~~P_1~~tb	58.0-63.7	5.7	120	120
Ганькинская K_2+ ~~P_1~~gn	63.7-73.0	9.3	40	40
Березовская K_2b	73.0-89.0	16	136	136
Кузнецовская K_2kz	89.0-92.0	3	31	31
Марресалинская K_2-K_1mr	92.0-102.0	10	550	550
Яронгская K_1jar	102-108.5	6.5	690	690
Танопчинская K_1tn	108.5-133.2	24.7	353	353
Ахская K_1ah	133.2-142.7	9.5	529	529
Баженовская J_3+K_1bg	142.7-149.3	6.6	16	16
Нурминская J_2nr	149.3-161.7	12.4	65	65
Малышевская J_2ml	161.7-171.0	9.3	95	95
Леонтьевская J_2ln	171.0-173.0	2	130	130
Вымская J_2vm	173.0-175.0	2	127	127
Лайдинская J_2ld	175.0-177.0	2	75	75
Надояхская J_1+J_2nd	177.0-182.5	5.5	95	95
Китербютская (тогурская) J_1kt	182.5-184.0	1.5	39	39
Шараповская J_1shr	184.0-186.0	2	50	50
Левинская J_1lv	186.0-186.70	0.7	140	140
Мощность разреза, м			3624	3624

Китербютская свита является источником формирования залежей УВ в ловушках нижнеюрского и, возможно, доюрского НГК, баженовская свита – основной источник формирования залежей в ловушках верхнеюрского и мелового НГК, а также приоритетная сланцевая формация (Конторович, 2016).

Начиная с апт-сеномана, морской режим господствует до начала эоцена. Раскрытие котловины Арктического бассейна приводит к смене знака вертикальных тектонических движений и наступает позднеэоценовая регрессия: кровля люлинвора (ирбита) могла быть подвергнута денудации. При этом размытый слой мог составить порядка 500-700 м.

Дискуссия о перерывах в осадконакоплении, эрозиях на рубеже позднего палеогена и эоцена в арктической зоне Западной Сибири продолжается по сей день (Kontorovich и др., 2001; Volkova, 2014 и др.). Наличие перерывов в осадконакоплении и размывов установлены однозначно, однако их объем и временные привязки однозначно не определены.

О методике интерпретации. Применен метод палеотемпературного моделирования, основанный на численном решении уравнения теплопроводности горизонтально-слоистого твердого тела с подвижной верхней границей [1].

Расчет палеотемператур состоит из двух этапов. На первом, по распределению температур *T,* «наблюденных» в точках разреза скважины, рассчитывается тепловой поток *q* через поверхность основания осадочного чехла, т. е. решается обратная задача геотермии – классическая обратная задача геофизики. На втором этапе, с известным значением *q*, решаются прямые задачи геотермии – непосредственно рассчитываются температуры *U* в заданных точках осадочной толщи *Z* (в том числе в материнской свите) на *любые* заданные моменты геологического времени *t*.

Наличие перерывов в осадконакоплении и величины денудации оцениваются путем многовариантных расчетов при различных сценариях тектоно-седиментационной истории и последующего выбора сценария, отвечающего критерию «невязки».

Основным критерием адекватности и предпочтительности результатов палеотемпературного моделирования выступает оптимальная согласованность («невязка») максимума расчетных геотемператур с «наблюденными» температурами «максимального палеотермометра» – с температурами, определенными по отражательной способности витринита (ОСВ). В той же степени важна оптимальная «невязка» расчетных геотемператур и с «наблюденными» пластовыми температурами. Оптимальная «невязка», принятая в классической разведочной геофизике, это средняя квадратичная разность расчетных и наблюденных значений, равная погрешности наблюдений [2]. Эта погрешность порядка ±2 ºС.

Важным критерием достоверности результатов палеотемпературного моделирования является согласованность расчетных значений плотности теплового потока *q* с данными экспериментального определения плотности теплового потока на территории исследований.

Особенность метода исследований, определяющая его эффективность, заключается в следующем. Используемая модель не требует априорных сведений о природе и величине глубинного теплового потока *q* из основания осадочного разреза. Глубинный тепловой поток определяется решением обратной задачи геотермии – классической обратной задачи разведочной геофизики. Решение обратной задачи выполняется в рамках параметрического описания седиментационной истории и истории теплофизических свойств *только* осадочной толщи, без привлечения сведений о геодинамике ниже основания осадочного разреза. Общеизвестна сложность и неоднозначность определения теплового потока из основания осадочной толщи, базирующегося

в системах ГАЛА, Temis, PetroProb и PetroMod на моделях рифтинга литосферы («defined rift phases»).

Результаты. Анализ выполненных палеотектонических и палеотемпературных реконструкций (табл. 1, *вариант 1*) свидетельствует о том, что накопление шло до середины миоцена на протяжении 31,9 млн. л (нюрольская, тавдинская, атлымская, новомихайловская, туртасская, абросимовская свиты) в объеме 335 м (скважина Ростовцевская 64), 535м (скважина Арктическая 11) и за 4 млн. лет, в раннебищеульское время, эти отложения были размыты.

Ингрессиям бореального моря в среднем миоцене-раннем плиоцене, с конца бищеульского времени и до конца новопортовского, обязаны накопления осадков толщиной 113 м, которые, в последующий этап положительных тектонических движений, за 1,3 млн. лет денудируются. С началом позднего миоцена идет накопление плиоцен-четвертичных озерно-аллювиальных осадков.

Табл.2. Пример сопоставления измеренных и расчетных геотемпературных параметров (скважина Арктическя 11)

Глубина, м	Измеренные температуры, ºС	Способ измерения	Расчетные температуры, *1 вариант*, ºС		Расчетные температуры, *2 вариант*, ºС	
			Значение	Разница с измеренной	Значение	Разница с измеренной
2000	100	по ОСВ	99	-1	81	-19
2500	120	по ОСВ	117	-3	99	-21
3533	125	пластовые	126	+1	138	+13
3560	126	пластовые	127	+1	138	+12
Среднеквадратическое отклонение («невязка»), ºС			±2		±16	
Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м^2			56.4		55.1	
Глубина положения баженовской свиты в современном разрезе, м			2800		2800	
Расчетная современная температура баженовской свиты, ºС			101		99	
Глубина положения баженовской свиты в палеоразрезе (18,5 млн. лет назад) в момент палеотемпературного максимума ГФН, м			3055		2697	
Расчетный палеотемпературный максимум ГФН баженовской свиты, ºС			128		109	
Глубина положения китербютской (тогурской) свиты в современном разрезе, м			3415		3415	
Расчетная современная температура китербютской (тогурской) свиты, ºС			122		120	
Глубина положения китербютской (тогурской) свиты в палеоразрезе в момент палеотемпературного максимума ГФН, м			3670		3312	
Расчетный палеотемпературный максимум ГФН китербютской (тогурской) свиты, ºС			149		130	

В случае учета эрозионных процессов при моделировании (табл. 2, *вариант 1*), по критерию «невязки» измеренных (наблюденных) и расчетных геотемператур, результаты является оптимальными: «невязки» составляют порядка ±2 ºС, размывы палеоген-неогеновых отложений и неогеновых отложений подтверждаются. А результаты моделирования без учета эрозионных процессов (табл. 2, *вариант 2*) – однозначно неприемлемы, «невязки» составляют ±(12-16) ºС.

Учет эрозионных процессов о*буславливает увеличение расчетного палеотемпературного максимума в истории главной фазы нефтеобразования (ГФН) материнских отложений на площадях п-ва Ямал, на 12-19 °С (табл. 2).

Достоверность результатов палеотемпературного моделирования, выполненного на Арктической и Ростовцевской площадях, подтверждается хорошей согласованностью полученных расчетных значений плотности теплового потока (49-56мВт/м^2) с экспериментальными определениями плотности теплового потока для п-ва Ямал: 50-55 мВт/м^2 (Kurchikov, 2001), 49-56 мВт/м^2 (Хуторской и др., 2013).

Заключение. Вариант истории геологического развития арктического региона Западной Сибири, полученный интерпретацией данных геотермии, учитывающий эрозионные процессы, представляет наиболее «богатую» термическую историю материнских отложений, а, следовательно, обеспечивает наибольшую расчетную плотность ресурсов генерированных нефтей.

Статья подготовлена при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00080 мол_а.

Литература:

1. Исаев В.И., Лобова Г.А., Мазуров А.К., Фомин А.Н., Старостенко В.И. Районирование баженовской свиты и клиноформ неокома по плотности ресурсов сланцевой и первично-аккумулированной нефти (на примере Нюрольской мегавпадины) // Геофизический журнал. – 2016. – Т. 38. – № 3. – С. 29–51.

2. Strakhov V.N., Golizdra G.Ya., Starostenko V.I. Theory and practice of interpreting potential fields: Evolution in the 20th century // Izvestiya - Physics of the Solid Earth. – 2000. – Vol. 36. – No. 9. – pp. 742–762.

Эффективность информационно-статистического прогноза региональных предпосылок нефтегазоносности с использованием потенциальных геофизических полей и данных геофизических исследований скважин

Калинин Д.Ф., Яновская Ю.А.

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, Россия, onadima@mail.ru

Ключевые слова: предпосылки нефтегазоносности, информационно-статистический прогноз, эффективность решений, доюрское основание, потенциальные поля, полосовая фильтрация, комплексирование

Геофизический прогноз, как правило, происходит в условиях дефицита априорной информации о природе и свойствах искомых объектов. Поэтому при проведении формализованной комплексной интерпретации необходимо

оценивать эффективность решений как по отдельным признакам, характеризующим искомый объект, так и по их комплексу.

Оценка эффективности формализованных решений о наличии региональных предпосылок нефтегазоносности может осуществляться по различным комплексам геолого-геофизических данных. В основе информационно-статистического аппарата принятия решений по комплексу геолого-геофизических признаков лежит расчет вероятностной функции правдоподобия, обеспечивающей максимальное сохранение полезной информации об объекте. В процессе комплексной интерпретации значения используемых количественных признаков, связываемые с прогнозируемыми предпосылками нефтегазоносности, преобразуются сначала в правдоподобия, а затем в апостериорные вероятности решений о наличии искомых объектов, не обладающие физической размерностью [1].

Таким образом, общность данного подхода предусматривает использование любых информационно содержательных признаков, в той или иной степени характеризующих искомый объект. При принятии формализованных решений допускаются произвольные (полимодальные) распределения вероятностей для значений признаков, образующих эталонные выборки. Ограничения апостериорных статистических критериев принятия решений (типа критериев Фишера и Стьюдента), связанные с использованием нормально распределенных выборок случайных величин, в предлагаемом подходе отсутствуют.

Построение решений осуществляется на *многоальтернативной* основе с предварительным выбором целевых и нецелевого объектов прогноза, неизменных в течение всего процесса формализованной интерпретации. Эталоном нецелевого объекта - «фона», как правило, является вся апробируемая территория (иногда с прилегающими участками, заведомо не содержащими предпосылок УВ). В качестве целевых эталонов используются участки, ограничивающие *заведомо известные* проявления УВ и находящиеся в пределах (реже за пределами) территории работ.

Построение картографических вероятностных моделей, отражающих предпосылки нефтегазоносных объектов, осуществляется в два этапа: обучение на разнотипных (альтернативных) эталонах и распознавание участков, максимально сходных с эталонами по совокупности признаков в пределах апробируемой территории. Первый этап включает типизацию и группирование целевых альтернативных эталонов. Типизация предполагает качественную экспертную оценку сходства геологических обстановок и выявление соответствующих структурных закономерностей размещения эталонов. Необходимость объединения эталонов в альтернативные типовые группы обусловлена многими причинами: различной глубиной залегания фундамента, различной структурно-тектонической, геоморфологической обстановкой и, как следствие, различным проявлением эталонов в геофизических полях. Внутри сгруппированных эталонов, ограниченных соответствующими контурами, отбираются значения признаков, характеризующих искомые предпосылки нефтегазоносности.

Таким образом, сгруппированные эталоны представляют собой «образы» целевых альтернатив прогноза. Для всех комплексируемых признаков территориальное расположение группированных эталонов неизменно.

На втором этапе прогнозных построений принимаются *вероятностные решения* о наличии предпосылок нефтегазоносности, подобных эталонам в пределах исследуемой территории. Анализ прогнозной эффективности используемых признаков производится в процессе построения решений, что способствует выбору *наиболее рационального* комплекса геоданных. Численная оценка информативности и надежности решений по комплексу признаков позволяет оценить итоговое *качество* прогноза предпосылок [4].

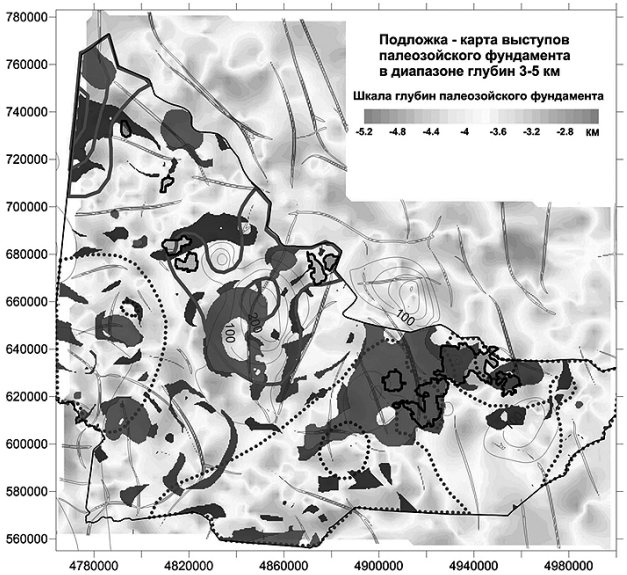
В методологии вероятностно-статистического прогноза реализованы алгоритмы, допускающие использование как коррелированных, так и статистически независимых признаков [3]. Их комплексная обработка на основе байесовского подхода проводится с целью увеличения достоверности прогноза. Совместные апостериорные вероятности предпосылок нефтегазоносности определяются во всем множестве точек регулярной прямоугольной сети, охватывающей исследуемую территорию.

В докладе рассмотрены примеры оценки эффективности вероятностно-статистического прогноза глубинных региональных предпосылок нефтегазоносности в доюрском основании Западной Сибири (Тюменская область) по различным комплексам геолого-геофизических данных. Отложения доюрского возраста в настоящее время являются предметом повышенного интереса, поскольку многие известные в Западной Сибири нефтепроявления связаны с триасовыми отложениями и палеозойскими породами, слагающими верхнюю часть фундамента [2]. Наиболее промышленно перспективным глубинным уровнем считается кровельная часть фундамента, представленная в виде коры выветривания в зоне ее контакта с осадочным чехлом.

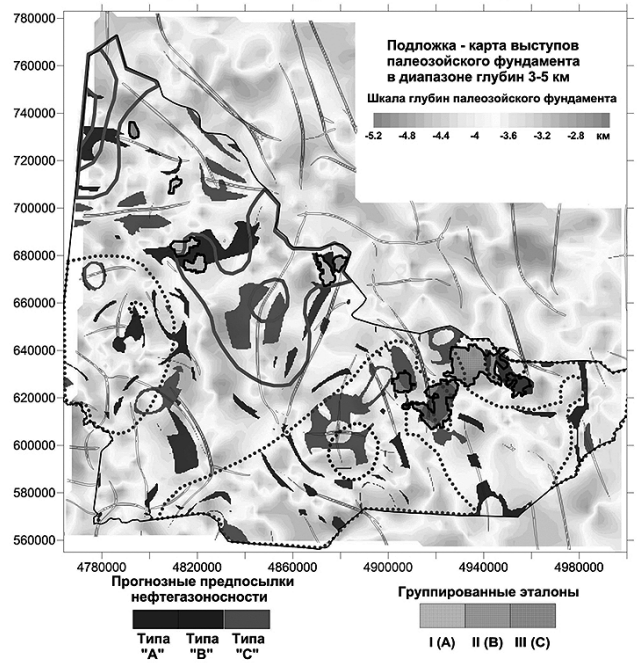
Методами гравимагнитной томографии построены разрезы вдоль опорных (интерпретационных) геофизических профилей, секущих территорию работ [8]. Для уточнения параметров геофизических разрезов осуществлена полосовая фильтрация региональных составляющих потенциальных полей, в результате которой были вычислены параметры «особых точек» (сингулярных источников), увязываемых с доюрским основанием [7]. В целях структурно-тектонического районирования по особым точкам проведено геофизическое моделирование разноглубинных структурных поверхностей (гравиактивных и магнитоактивных).

На основе исследования корреляции региональных составляющих потенциальных геофизических полей со структурным планом кровли доюрского основания, восстановленным по сейсмическим и буровым данным, произведено группирование эталонных участков (месторождений с промышленным наличием УВ). Указанные групповые эталоны используются для прогноза предпосылок нефтегазоносности, связываемых с зонами возможного глубинного развития коллекторов в пределах апробируемой площади.

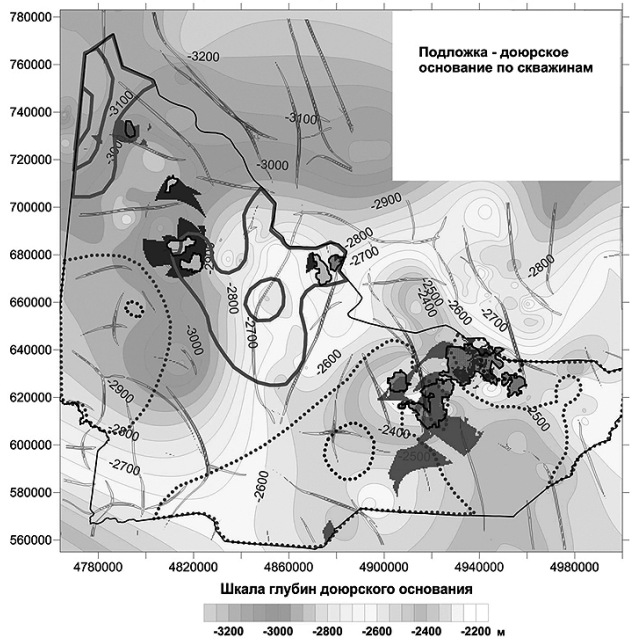
Карта прогноза совмещенных глубинных предпосылок нефтегазоносности по комплексу эфф. плотностей и модулей эфф. намагничения, рассчитанных по особым точкам потенциальных полей в слое 4.2-4.7 км (вероятность прогноза 0.9 и выше)



Карта прогноза совмещенных глубинных предпосылок нефтегазоносности в доюрском основании по комплексу трансформант, выделенных в результате полосовой фильтрации потенциальных геофизических полей (вероятность прогноза 0.9 и выше)



Карта прогноза усредненных глубинных предпосылок нефтегазоностности по комплексу литолого-физических параметров в юрских переслоенных отложениях и по кровле палеозойского комплекса (вероятность прогноза 0.9 и выше)



Магмоподводящие разрывные нарушения

Оси выступов палеозойского фундамента

Зоны повышения температуры доюрского основания выше 100 градусов С

Зоны понижения температуры доюрского основания ниже 80 градусов С

Для формализованного прогноза предпосылок нефтегазоносности были использованы:

- комплекс №1 *литолого-физических признаков*, определяемых как по результатам геофизического исследования скважин в юрских отложениях осадочного чехла, так и соотносимых с кровлей палеозойского фундамента по данным глубоких скважин. Формирование комплекса связывается с идеей миграции УВ из юрских в нижележащие триасовые отложения доюрского основания [5];

- комплекс №2, включающий региональные составляющие исходных потенциальных полей Δg^{reg}, ΔT^{reg}, а также модуль полного горизонтального градиента региональной составляющей гравитационного поля $grad\ \Delta g^{reg}$ [6];

- комплекс №3, включающий локальные трансформанты $\Delta g^{loc(reg)}$, $\Delta T^{loc(reg)}$, рассчитанные от первоначально выделенных региональных составляющих потенциальных геофизических полей, а также модуль полного горизонтального градиента $grad\ \Delta g^{loc(reg)}$. В результате полосовой фильтрации, в компонентах $\Delta g^{loc(reg)}$ и $\Delta T^{loc(reg)}$ ослаблено влияние как кристаллического фундамента и вулканогенных образований, так и неоднородностей осадочного чехла выше кровли доюрского основания;

- комплекс №4 распределений эффективных избыточных плотностей и модулей эффективных намагниченностей, полученных по расчетным значениям интенсивностей особых точек от компонент $\Delta g^{loc(reg)}$ и $\Delta T^{loc(reg)}$. При этом был апробирован оригинальный способ нахождения особых точек в последовательно перекрывающихся глубинных слоях мощностью 500 метров. Центры слоев перемещаются с шагом 100 м в диапазоне глубин от 3 до 5 км.

Перечисленные прогнозные комплексы представляют собой *независимые комбинации* признаков с одинаковой координатной привязкой в пределах территории работ, используемые с целью прогнозной оценки региональных перспектив на УВ в доюрском основании.

В результате применения *литолого-физического* комплекса (№1) оказалось возможным локализовать перспективные на УВ участки апробируемой площади путём поточечного совмещения и усреднения вероятностных прогнозных карт, увязываемых с кровлей палеозойского фундамента и с юрскими отложениями. Усреднение одновременно учитывает приуроченность района работ к рифтовым зонам, вулканизм, разломно-блоковое строение территории, наличие вертикальных флюидоподводящих каналов УВ. Предполагается, что в пределах апробируемой площади возможный тип залежей УВ, прогнозируемых в доюрском основании, представляет собой *единый резервуар* в базальных горизонтах чехла и кровле палеозойского фундамента.

Комплекс *региональных геофизических признаков* (№2) позволил проследить более обширные зоны предпосылок нефтегазоносности, связанные с наличием преимущественно *глубинных структурных неоднородностей* среды (включая возможные объекты в доюрском основании). Прогнозируемые предпосылки базируются на разных групповых эталонах и связываются с

наличием рифтов, со склонами фундамента, а также с наличием глубинных подводящих магматических каналов.

Многоальтернативный вероятностный прогноз по комплексу *локальных трансформант, полученных в результате вторичного разложения региональных составляющих* потенциальных геофизических полей (комплекс №3), позволил уточнить предпосылки нефтегазоносности, увязываемые непосредственно с *кровлей палеозойского складчатого основания*. Совокупности перспективных разноглубинных участков прослежены на поднятиях кровли, а также вблизи узлов пересечения осей отрицательных аномалий трансформанты $\Delta g^{loc(reg)}$. В отдельных фрагментах исследуемой территории зоны предпосылок образуют кольцевые структуры.

Наконец, прогноз с использованием *эффективных параметров,* рассчитанных методом «Особые точки» от компонент $\Delta g^{loc(reg)}$, $\Delta T^{loc(reg)}$ (комплекс №4), обеспечил контрастное выявление альтернативных предпосылок нефтегазоносности в *наиболее перспективных* глубинных слоях доюрского комплекса.

Карты, объединяющие результаты регионального прогноза нефтегазоносности по разным комплексам геоданных, показаны ниже на рисунке.

Литература

1. Гольцман Ф.М. Физический эксперимент и статистические выводы. Л: Изд-во ЛГУ. 1982. 192 с.

2. Брехунцов А.В, Монастырев Б.В., Нестеров И.И. Закономерности размещения залежей нефти и газа Западной Сибири // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1001–1012.

3. Калинин Д.Ф. Информационно-статистический прогноз полезных ископаемых. Министерство природных ресурсов и экологии РФ, ФГУНПП «Геологоразведка». 2011. –164 с.

4. Калинин Д.Ф., Яновская Ю.А. Перспективы нефтегазоносности южной части Республики Коми и прилегающих территорий на основе вероятностной комплексной интерпретации геоданных // Геофизика. 2016. № 2. С.75−83.

5. Коржов Ю.В., Исаев В.И., Кузина М.Я., Лобова Г.А.. Генезис доюрских залежей нефти Рогожниковской группы месторождений (по результатам изучения вертикальной зональности алканов) // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323. № 1. С. 51–56.

6. Петров А.В., Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформатики // Геофизика. 2003. № 4. С. 29−33.

7. Трошков Г.А., Погарева О.И. Применение компьютерной технологии «Особые точки» для определения поверхности кристаллического фундамента Русской платформы по аэромагнитным данным // Российский геофизический журнал. 2001. №№ 23-24.

8. Штокаленко М.Б., Алексеев С.Г. Новая технология плотностной и магнитной томографии по данным гравиметрических и магнитных съемок. Алгоритмы и применение // Материалы 83-й сессии научно-методического

Совета при МПР РФ по геолого-геофизическим технологиям поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. СПб. 2013.

Изучение влияния берегового эффекта на результаты магнитотеллурических зондирований в северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса

Каплун В.Б., Бронников А.К.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, kaplun@itig.as.khb.ru

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, береговой эффект, геоэлектрический разрез, литосфера, Сихотэ-Алинский орогенный пояс.

Сихотэ-Алинский орогенный пояс (САОП) среднемелового возраста расположен в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 1500 км при ширине 600 км от залива Петра Великого на юге Приморья до побережья Охотского моря на севере Нижнего Приамурья. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [1]. Восточная окраина САОП перекрыта позднемеловым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом (ВСАВП).

В северной части САОП по профилю Троицкое-Лидога-Ванино были проведены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в широком частотном диапазоне от 10000 до 0.001 Гц. Регистрация электромагнитного поля проводилась электроразведочной станцией MTU-5A, производства фирмы Phoenix Geophysics (Канада). Профиль проходит с северо-запада на юго-восток вкрест простирания САОП и оканчивается в 7 км от берега Татарского пролива. На профиле длиной 315 км выполнено 54 зондирования. Расстояние между пунктами наблюдения составило около 6 км.

В результате анализа результатов МТЗ было выявлено необычное поведение амплитудных кривых. Суть этого явления заключается в том, что вследствие значительной разницы электрических сопротивлений горных пород континента и морской воды, достигающей трех-четырех порядков, должна появляться сильная магнитотеллурическая аномалия, которая приводит к искажению амплитудных кривых МТЗ. Эта аномалия получила название «береговой эффект». На амплитудных кривых МТЗ этот эффект проявляется значительным расхождением поперечной кривой, полученной при измерениях электрического поля перпендикулярно береговой линии, от продольной кривой, полученной при измерениях электрического поля вдоль береговой линии, и достигающего нескольких порядков в области длинных периодов свыше 1000 с.

Действие эффекта уменьшается с удалением от береговой линии и при увеличении частоты электромагнитного поля, но его воздействие может сказываться на расстоянии до нескольких сотен километров и зависит от параметров геоэлектрического разреза. Анализ кривых, полученных в результате полевых измерений, показывает, что они не подвержены влиянию берегового эффекта в диапазоне зарегистрированных периодов, т.е. на них не наблюдается значительного расхождения продольной и поперечной кривых даже на пункте зондирования, расположенного в 7 км от берега. Продольная и поперечная кривые имеют близкую друг другу форму и почти совпадают по уровню сопротивлений. Исходя из этого, можно предположить, что подобное явление связано с глубинным строением района исследований, которое приводит к компенсации берегового эффекта. Для выяснения причин, влияющих на поведение полевых кривых, нами было проведено численное трехмерное моделирование (3D) с использованием программы ModEM [6] для 9 ближайших к морю пунктов профиля (рис.1).

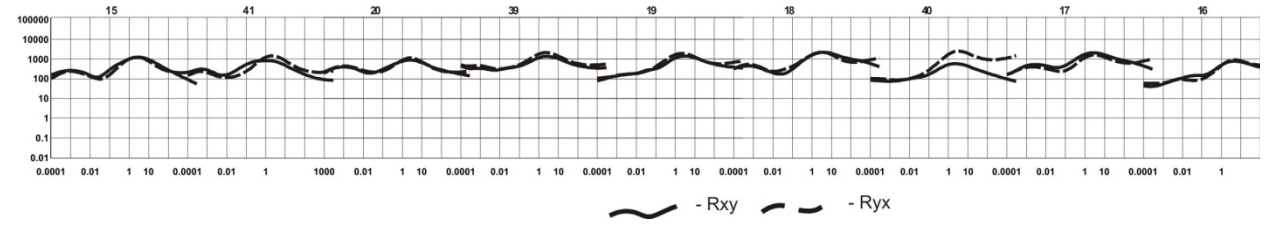


Рис.1. Амплитудные кривые магнитотеллурических зондирований профиля исследований: Rxy – меридиональная кривая, Ryx- широтная кривая

Для исходного расчета были взяты обобщенные материалы МТЗ по Дальневосточному региону [3] с привлечением новых результатов о геоэлектрическом строении сопредельных территорий [4] и данные по геотраверсу [5]. Континентальная часть геоэлектрического разреза имела горизонтально-слоистое строение со следующими параметрами: первый слой мощностью 0.5 км, сопротивлением 500 Ом·м, второй слой – 30 км и 1000 Ом·м, третий слой – 10 км и 100 Ом·м, четвертый слой – 80 км и 500 Ом·м, пятый слой 300 км и 10 Ом·м. Морская часть разреза состояла из первого слоя морской воды мощностью 0.3 км и сопротивлением 0.4 Ом·м, второго слоя – 0.5 км и 10 Ом·м, третьего слоя – переменной мощностью от 30 до 15 км и сопротивлением 300 Ом·м, четвертого слоя - переменной мощностью от 10 до 3 км и сопротивлением 35 Ом·м, пятого слоя - переменной мощностью от 80 до 40 км и сопротивлением 150 Ом·м, шестого слоя переменной мощностью от 300 до 500 км и сопротивлением 10 Ом·м. В модели предполагалось уменьшение мощности земной коры, уменьшение её электрического сопротивления и подъем более проводящих слоев верхней мантии к земной поверхности при переходе от континента к морю. Расчеты прямой задачи показали, что хотя геоэлектрическая модель континентальной части достаточно хорошо согласуется с полевыми кривыми, но не позволяет скомпенсировать влияние берегового эффекта. В результате уточнения исходной модели,

особенно её морской части, и с использованием результатов инверсии полевых данных, был построен геоэлектрический разрез (рис.2), который удовлетворял поведению полевых кривых.

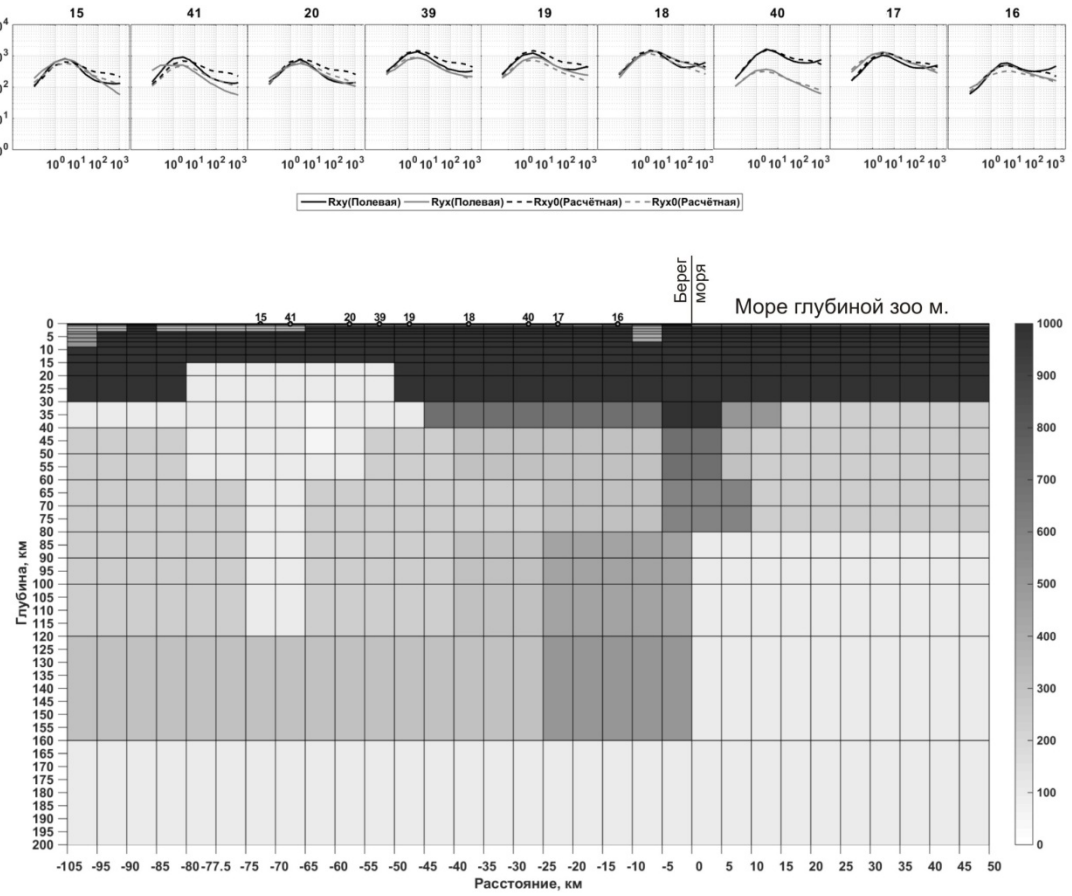


Рис. 2. Геоэлектрическая модель литосферы юго-восточной части профиля МТЗ по результатам численного трехмерного моделирования. В верхней части рисунка показаны полевые и модельные кривые. Вверху модели показано расположение пунктов наблюдения и их номера. Шкала удельного электрического сопротивления в Омм

Результирующий геоэлектрический разрез характеризуется следующими параметрами. Земная кора под континентом и Татарским проливом имеет мощность 30 км и электрическое сопротивление 5-10 тыс. Ом·м. Вверху континентальной коры располагается осадочный слой мощностью до 500 м и сопротивлением 300-500 Ом·м. В основании земной коры под континентом залегает проводящий слой сопротивлением около 100 Ом·м. Основным фактором, влияющим на ослабление берегового эффекта, является наличие блока высокого сопротивления 10 тыс. Ом·м в верхней части земной коры, отделяющий море от континентальных осадков.

Высокое сопротивление земной коры Татарского пролива согласуется с результатами интерпретации магнитовариационных данных выполненных по профилю начинающегося на континенте, пересекающего Татарский пролив, о.Сахалин, Охотское море, Курильские о-ва и Курило-Камчатский

глубоководный желоб [2]. Результаты моделирования допускают уменьшение мощности земной коры под Татарским проливом до 20 км при увеличении её электрического сопротивления до 40 тыс. Ом·м.

Таким образом, компенсация «берегового эффекта» происходит вследствие высокого электрического сопротивления пород верхней прибрежной пятикилометровой зоны и земной коры под проливом и на континенте. Это вероятно не позволяет токам, текущим в морской воде, просачиваться в континентальный осадочный чехол и вызывать искажения кривых МТЗ.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №16-17-00015.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. // под ред. А.И.Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн.1. 572 с.

2. Жданов М.С., Бердичевский М.Н., Файнберг Э.Б., Шнеер В.С., Абрамова Л.М., Варенцов И.М., Жданова О.Н., Нечаева Г.П., Светов Б.С., Яковлев А.В. Исследование магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану // Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях. М: ИЗМИРАН. 1983. С. 8-15.

3. Каплун В.Б. Структура литосферы Дальневосточного региона по данным МТЗ // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: IV Косыгинские чтения, 21-23 января 2003, г.Хабаровск / Под. ред. Н.П.Романовского. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2003. С. 153-163.

4. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т 32. № 1. С.54-64.

5. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ Серия Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45-58.

6. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014. V. 66. P. 40–53.

Невероятностный подход к решению обратных задач с неопределенной априорной информацией

Кишман-Лаванова Т.Н.

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина,
kltam@ukr.net

Ключевые слова: обратная задача гравиметрии, Парето-оптимальные решения, не вероятностная априорная информация.

В геофизических обратных задачах существует два класса подходов к инверсии данных. Первый класс – это поиск ряда неизвестных посредством минимизации функции невязки, что часто комбинируется с некоторой регуляризацией решений [1,2]. Второй – посредством вероятностного моделирования апостериорной функции плотности вероятности в рамках Байесовского подхода [3,4]. Существует много примеров обоих подходов в литературе, и в некоторых случаях их комбинирования.

В задачах, где соотношение данные-модель сильно нелинейно, соответствующая оптимизация или моделирование становится чрезвычайно сложным через мультимодальность функции невязки. В этих условиях градиентные методы оптимизации становятся неэффективными через попадание в локальные минимумы, так же как и вероятностные методы моделирования могут стать неэффективными в сходящихся областях параметрического пространства, где апостериорная плотность вероятности является высокой. Соответственно, существует широкий круг задач, которые нужно решать с помощью более эффективных и надежных алгоритмов инверсии. Здесь, мы определяем эффективность как время, необходимое для сходимости алгоритма к решению, и надежность, как вероятность того, что полученное решение приемлемо.

Кроме того, если мы располагаем достаточным количеством априорной информации, всегда можно найти решение с некоторой точностью, удовлетворяющее и наблюденным данным, и априорной информации. Но в практических задачах, как правило, присутствует неопределенность априорной информации из-за недоскональных знаний об исследуемых объектах. Эта неопределенность носит невероятностный характер и для ее описания целесообразно использовать невероятностные меры.

В этой работе обсудим подход, относящийся к невероятностным методам решения обратных задач, который привлекает внимание ученых последнее десятилетие [5, 6].

Вероятностный подход к обратной задаче описывает априорную информацию о модели с помощью функции плотности вероятности $p(\mathbf{m})$. Задача заключается в поиске апостериори плотности вероятности $p(\mathbf{d})$ распределения вектора **m,** исходя из наблюденных данных, теоретической

взаимосвязи между модельными параметрами и наблюденным полем, а также априорной информации [7]:

$$p(\mathbf{d}) = k\ p(\mathbf{m})\, L(\mathbf{m}),$$

где k –соответствующая нормализующая константа, $p(\mathbf{m})$ – плотность вероятности априорного модельного распределения, $L(\mathbf{m})$ – функционал, который сравнивает соответствие между наблюденными и теоретическими данными.

На практике в большинстве геофизических экспериментах считается, что обе и априорная и апостериорная плотности распределения есть Гауссовыми.

Поскольку модельное пространство обычно многомерное, то и соответствующее априорное распределение, как правило, достаточно сложно.

В этой ситуации невероятностная априорная информация может быть описана способом более эффективным, чем с помощью функции плотности распределения PDF, а именно посредством нечетких множеств. Важное преимущество в том, что основные операции нечетких множеств обеспечивают достаточно удобное комбинирование различных четких и нечетких ограничений на модельные параметры. Однако необходимо помнить, что функция принадлежности не может быть использована вместо априорной PDF в классической формулировке обратной задачи, так как они не только выражают два разных типа неопределенной информации, но также соответствуют разным мерам неопределенности, которые должны удовлетворять разным аксиомам. Для того, чтобы комбинировать разные типы неопределенности в одной схеме инверсии, необходимо изменить формулировку обратной задачи [5]. Для обратной задачи гравиметрии такая формулировка приводится в работе [8].

Невероятностный подход предполагает преобразование традиционной одноцелевой геофизической задачи в многоцелевую задачу оптимизации с двумя целевыми функциями:

$$\mathbf{F}(\mathbf{m}) = (F_1(\mathbf{m}), F_2(\mathbf{m})),$$

где $F_1(\mathbf{m})$ показывает на сколько решение удовлетворяет наблюденным данным, $F_2(\mathbf{m}) = \mu_M(\mathbf{m})$ – функция принадлежности нечеткого множества возможных решений, которая показывает на сколько модель удовлетворяет априорной информации.

Важно отметить, что в случае одноцелевой оптимизационной задачи качество решения оценивается функцией невязки для каждого решения в параметрическом пространстве. В случае многоцелевой задачи каждое решение имеет $L \geq 2$ оценочных значений, одно для каждой целевой функции. Вектор целевой функции отображает параметрическое пространство R^k в целевое пространство R^L. Решения с многоцелевыми значениями позволяет сравнить концепция не доминирования [9].

Для задачи с более чем одной целевой функцией (то есть, f_j, $j = 1,...,L$ и $L > 1$) два произвольных решения $\boldsymbol{x}$ и $\boldsymbol{y}$ могут находиться в следующих отношениях – одно доминирует другое или ни одно из решений не доминирует другое.

Решение ***x*** доминирует решение ***y***, если

1. ***x*** не меньше чем ***y*** по всем компонентам, то есть, $f_j(x) \geq f_j(y)$ для всех $j = 1,2,..., L$.

2. ***x*** строго больше ***y***, по крайней мере, для одной компоненты, то есть, $f_j(x) > f_j(y)$ по крайней мере для одного $j = 1,3,..., L$.

Решение есть Парето-оптимальным, если оно не доминируется в целевом пространстве ни одним другим решением, то есть, $x^* \in R^k$ есть Парето-оптимальным или недоминантным решением многоцелевой обратной задачи с вектором целевой функции $f(x) = (f_1(x), f_2(x),..., f_L(x))$, тогда и только тогда, если не существует вектор $x \in R^k$, такой что $f_i(x^*) \leq f_i(x) \quad \forall i \in \{1,2,...,L\}$ и $f_j(x^*) < f_j(x)$ по крайней мере, для одного $j \in \{1,3,...,L\}$.

Парето-множество обеспечивает компромисс между критериями для недоминантного решения: один критерий улучшается, другой ухудшается. Если критериев три, то Парето-множество может быть представлено в виде трехмерной поверхности в координатах критериев, которая показывает имеющийся компромисс между рассматриваемыми критериями.

Голдберг Д.Е. [9] предложил эту концепцию распространить на случай поиска недоминантного множества на множестве решений. Рассмотрим ряд решений *N,* которые имеют L (>1) значений целевых функций. Для поиска недоминантного множества решений может быть использована следующая процедура:

Шаг 1. $i = 1$.

Шаг 2. Для всех $j \neq i$ сравнить решения x_i и x_j, используя приведенное определение доминантности для всех *M* компонентов.

Шаг 3. Если для любого *j,* $x^{(i)}$ доминируется $x^{(j)}$, отмечаем $x^{(i)}$ как «доминируемое».

Шаг 4. Если все решения в множестве сравнены, то есть, $i = N$, переходим к шагу 5, иначе увеличиваем *i* на единицу и переходим к шагу 1.

Шаг 5. Все решения, которые не отмечены как «доминируемые», есть недоминантные решения.

Качество решения оценивается двумя значениями: условной PDF наблюденных данных, которая показывает, на сколько решение удовлетворяет наблюденным данным, и функцией принадлежности нечеткого множества возможных решений, которая показывает, на сколько модель удовлетворяет априорной информации. Эти значения могут «конфликтовать» друг с другом, поэтому члены Парето множества это компромиссные решения: невозможно уменьшить одну целевую функцию без увеличения другой.

Для эффективного поиска в многомерном параметрическом пространстве мы используем подход, предложенный М. Самбриджем [6] в его алгоритме окрестностей, то есть, аппроксимацию параметрического пространства диаграммами Вороного.

М. Самбридж показал, как диаграммы Вороного могут быть использованы в алгоритмах глобальной оптимизации для уменьшения количества вычислений

прямой задачи и для увеличения разрешающей способности области исследования. Вычисление прямой задачи заменяется поиском ближайшего элемента диаграммы Вороного. Деление Вороного используется для определения области поиска Парето-оптимальных точек. Поиск выполняется способом подобным тому, что описан в работе [6], то есть, шаг поиска определяется размером и границами ячейки Вороного вокруг возмущенной точки.

В работе [5] предложен алгоритм глобальной оптимизации, который реализуется в три этапа.

Первый этап - моделирование начальной популяции из нечеткого множества возможных решений. Вычисления прямой задачи не требуются, а моделирование может быть выполнено так:

1. Создать популяцию К пробных точек из множества возможных решений.

2. Оценить функцию принадлежности для каждой точки. Точки с $\mu_M > \varepsilon$, где $0 < \varepsilon < 1$, включить в конечную популяцию точек, другие отбросить.

3. Случайным способом возмутить все принятые точки и вычислить μ_M для каждой новой точки. Включить в конечную популяцию точки с $\mu_M > \varepsilon$.

Процедура повторяется до достижения необходимого количества пробных точек. Они формируют начальную популяцию $M = \{m^1, m^2, ..., m^N\}$ в параметрическом пространстве, которое аппроксимирует предыдущее множество ячейками Вороного $\{v(m^1), v(m^2), ..., v(m^N)\}$.

Значение ε выбирается в соответствии с нашими представлениями об априорной информации: если оно принимается равным 1, значит, есть основания полностью доверять априорным данным. Если априорная информация недостоверная и нужно исследовать области с меньшей вероятностью, указывается меньшее значение ε.

Второй этап – вычисление начального Парето-оптимального множества, которое требует оценки функции невязки и решения прямой задачи в каждой точке начальной популяции. Он может быть выполнен так:

4. Вычислить значения функций невязки $F_1(m)$ и $F_2(m)$, сформировать вектор целевой функции $F = (F_1, F_2)$ в каждой точке начальной популяции.

5. Выбрать Парето-оптимальное множество Р точек из М.

Третья стадия – это возмущение точек из полученного Парето-оптимального множества.

6. Создать новую пробную точку m^{N+1} в параметрическом пространстве случайным возмущением выбранной Парето-оптимальной точки $m^p \in P,\ p \in \{k_1, k_2, ..., k_n\}$ внутри ячейки $v(m^p)$.

7. Вычислить $\mu_M(m^{N+1})$. Если $\mu_M(m^{N+1}) \le \varepsilon$, где ε - некоторое пороговое значение, то переходим к шагу 6.

8. Проверить Парето-оптимальность точки m^{N+1}. Вычислить значения вектора целевой функции $F(m^{N+1}) = (F_1(m^{N+1}), F_2(m^{N+1}))$ и сравнить эти значения с вычислениями для других членов популяции.

9. Если m^{N+1} Парето-оптимально, включить его в Парето множество решений и исключить точки им доминируемые (обновить Парето-множество).

10. Перейти к шагу 6.

Алгоритм работает до тех пор, пока окрестности всех Парето-оптимальных точек будут исследованы и расстояние между новой сгенерированной точкой и ее ближайшей окрестностью станет меньше, чем некоторое пороговое значение. Выбор окончательного решения из множества P, полученного на последней стадии, может быть сделан с использованием анализа компромисса между значениями функции принадлежности нечеткого множества и функции невязки. Возможен также случай, когда конечное Парето-множество содержит только одно решение.

Таким образом, невероятностные методы, манипулирующие неопределенной информацией, могут быть адаптированы для решения обратной нелинейной задачи гравиметрии. При этом задача формулируется как многокритериальная задача оптимизации, одним из критериев выступает априорная информация, а решением задачи есть множество интерпретационных моделей, которые с заданной точностью удовлетворяют априорным данным.

Литература

1. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М: Наука. 1986. 288 с.
2. Parker R.L. Geophysical Inverse Theory, Princeton University Press. 1994.
3. Tarantola A. Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation,SIAM. 2005.
4. Sambridge M., Mosegaard K. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems // Rev. Geophys. 2002. V. 40. P. 301-329.
5. Kozlovskaya E. An algorithm of geophysical data inversion based on non-probalistic presentation of a priori information and definition of Pareto-optimality // Inverse problem. 2000. V. 16. P. 839-861.
6. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // Geophysical journal international. 1999. V. 138. № 2. P. 479-494.
7. Tarantola A., Valette B. Generalized non linear inverse problem using the least squares criterion // Rev. Geophys. Space. 1982. V. 20. P. 219-232.
8. Кишман-Лаванова Т.Н. Парето-оптимальные решения обратной задачи гравиметрии с неопределенной априорной информацией // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 5. С. 93-103.
9. Goldberg D.E., Deb K., Clark J.H. Genetics algorithm, noise and the sizing of population // Complex systems1992. V. 6. P. 333-362.

Нечеткие геологические модели как критерии оптимальности при решении недоопределенных обратных задач

Кобрунов А.И.

ФГБОУ ВПО «Ухтинский государственный технический университет»,
Ухта, Россия, aikobrunov@gmail.com

Ключевые слова: физико-геологические модели, нечеткое моделирование, решение обратных задач, интерполяция.

Обратные задачи, рассматриваемые при конструировании содержательных физико-геологических моделей, имеют в своей естественной постановке неединственное решение. Существует многообразие эквивалентных решений, образующих класс эквивалентности, для соответствующей задачи. Типичным примером служит обратная задача гравиметрии, как в общей линейной, так и нелинейной постановках. Это требует введения критериев оптимальности, служащих правилами отбора решений из классов эквивалентности. Поскольку критерии оптимальности отражают внешнюю информацию о строении среды, задача инверсии с использованием критериев отбора (обратная задача) смыкается с задачей интегрированного анализа гравиметрических данных. Внешняя информация к гравиметрическим данным свернута в критерий оптимальности. Существует достаточно много приемов конструирования критериев оптимальности как в явной – форме в виде некоторых минимизируемых функционалов, так и не явной – в виде ограничений и условий, выполнение которых на классе эквивалентности определяет единственный элемент. Чем в большей мере конструкция критерия оптимальности адекватна использованию реальных данных, тем в большей степени получаемый результат инверсии отражает реальное строение геологических объектов. Кроме того, задача нахождения на классе эквивалентности элемента, оптимизирующего введенный критерий, должна допускать эффективную вычислительную реализацию.

Формализованная постановка задачи выделения оптимального решения обратной задачи имеет вид:

$$\begin{aligned} &A\sigma(v) = u(s_0); \\ &J\left[\sigma(v)\right] \to \min. \end{aligned} \qquad (1)$$

Здесь: A - оператор, отображающий распределение параметра $\sigma(v) \in D(A)$ в области V в распределение наблюдаемой $u(s_0)$; $D(A)$ – область определения оператора A. Например, если $\sigma(v)$ – это распределение плотности в V, то можно считать, например $D(A) = L_2(V)$; $u(s_0)$ – соответствующее гравитационное поле. Функционал $J\left[\sigma(v)\right]$, минимизация которого составляет суть критерия отбора, чаще всего представим в форме:

$$J\left[\sigma(v)\right]=\left\|F\sigma(v)\right\|_X \qquad (2)$$

X – банахово пространство; F – линейный замкнутый оператор из $D(A)$ в X. Однако, при нерешенности вопроса о правиле формирования оператора F, адекватном реальной информации, такой подход остается незавершенным.

Общие свойства критерия оптимальности. Априорная информация о распределении параметра $\sigma(v)$, который следует восстановить на основе решения уравнения в (1) характеризуется, прежде всего, своей неопределенностью - нечеткостью, которая больше или меньше в различных подобластях пространства V. Один из приемов оценки меры нечеткости основан на рассмотрении параметра $\sigma(v)$ в каждой точке $v\in V$ как нечеткой величины, характеризующейся своей функцией принадлежности $\mu(\sigma(v))$, которая и есть мера достоверности параметра σ в каждой из точек $v\in V$.

Основы теории нечетких множеств были заложены Лотфи Заде [1], а принципы нечеткого логического вывода на основе теории нечетких множеств развиты Мамдани [2]. Развернутое современное изложение теории нечеткого моделирования можно найти в работе [3].

Нечеткая величина σ полностью характеризуются своей функцией принадлежности $0\le\mu(\sigma)\le 1$, имеющей смысл меры достоверности - четкости того, что измерение этой величины приведет к значению σ. Условием нормировки функции принадлежности служит: $\max\limits_{\sigma}\mu(\sigma)\le 1$, что в корне отличает функцию принадлежности от вероятностной меры. Этим обеспечивается и возможность организации эффективных вычислительных процедур на основе нечеткого логического вывода и композиции нечетких отношений для моделирования итоговых функций принадлежности физико-геологической моделей. Предположим, что для каждой точки $v\in V$ сконструирована функция принадлежности $\mu(\sigma(v))$. Она играет роль поля достоверности для возможных значений параметра σ. Ее расчет выполняется на основе анализа нечетких петрофизических моделей. Тогда, критерием дополняющим задачу нахождения решения уравнения $A\sigma(v)=u(s_0)$, служит требование максимизации функции принадлежности и обратная задача переформируется следующим образом:

$$\begin{aligned} &A\sigma(v)=u(s_0)\\ &\left\|\mu(\sigma(v))\right\|_X\to\max. \end{aligned} \qquad (3)$$

Учитывая, что значения $\mu(\sigma(v))$ образуют функции в V, со значениями находящимися между нулем и единицей, можно положить, в частности, $X=C^0(V)$ и $\left\|\mu(\sigma(v))\right\|_X=\max\limits_{v\in V}\mu(\sigma(v))\to\max$. Другим примером служит:

$$X=L_1(V):\left\|\mu(\sigma(v))\right\|_X=\int_V\mu(\sigma(v))\,dv\to\max.$$

Для того, чтобы подчеркнуть, что в точке v_i пространства рассматривается функция принадлежности для параметра σ используем запись $\mu(\sigma(v_i))$. Это

первичные нечеткие величины, характеристика которых определена исходными данными для определения параметра σ в каждой точке $v_i \in V$. Построение функции достоверности $\mu(\sigma(v))$ включает в себя: процедуру конструирования $\mu(\sigma(v_i))$ на основе анализа геофизических и петрофизических данных в точках v_i и процедуру интерполяции значений $\mu(\sigma(v_i))$ в функции заданной в области V.

Наиболее значимыми операциями с нечеткими переменными и отношениями служат:

Операции между двумя нечеткими величинами:

объединение $\mu_\sigma(x) \vee \mu_\eta(x) = \max\{\mu_\sigma(x), \mu_\eta(x)\}$;

пересечение $\mu_\sigma(x) \wedge \mu_\eta(x) = \min\{\mu_\sigma(x), \mu_\eta(x)\}$;

разность $\mu_\sigma(x) = \{\mu_\sigma(x) - \mu_\eta(x)\}, \mu_\sigma(x) \geq \mu_\eta(x)$;

симметрическая разность $|\mu_\sigma(x) - \mu_\eta(x)|$.

получение из двух одномерных функций принадлежности двухмерной с помощью операции *импликации* $\mu(\sigma,\eta) = \min(\mu(\sigma), \mu(\eta))$.

Между двумя двухмерными функциями принадлежности $\mu(x,y); \mu(y,\sigma)$ может быть построена композиция:

$$\mu(x,\sigma) = \mu(x,y) * \mu(y,\sigma) = \max_y \min(\mu(x,y), \mu(y,\sigma)), \qquad (4)$$

которая аналогична матричному умножению. с заменой операции умножения на логическое умножение – разность, а операции суммирования на логическую сумму – объединение. Таким образом.(4) - это аналог подстановки переменной из одного уравнения в другое, распространенной на случай нечетких переменных. По аналогии строится композиция двухмерной и одномерной нечеткой величины:

$$\mu(\sigma) = \mu(x) * \mu(x,\sigma) = \max_x \min(\mu(x,\sigma), \mu(x)) \qquad (5)$$

Эта композиция аналогична расчету из уравнения двух переменных (x,σ) значения нечеткой переменной σ по известной нечеткой величине x.

Интерполяция значений $\mu(\sigma(v_i))$ состоит в продолжении каждого из $\mu(\sigma(v_i))$ в область V, что соответствует построению пространственной функции $\mu(\sigma(v_i), v)$. Способ такого продолжения должен быть задан априори. В частности, конструирование $\mu(\sigma(v_i), v)$ выполняется на основе интерполирующей функции $f(v_i, v, \xi)$ по правилу:

$$\mu(\sigma(v_i), v) = \mu(\sigma(v_i))\, f(v_i, v, \xi) \qquad (6)$$

Примером такого правила может служить предположение об экспоненциальном убывании функции принадлежности (достоверности) по мере удаления от закрепленном распределением $\sigma(v_i)$ точки v_i от v:

$$\mu\left(\sigma(v_i),v\right)=\mu\left(\sigma(v_i)\right)\exp\left(-\frac{\left|v-v_i\right|^2}{\xi_i^2}\right). \qquad (7)$$

Коэффициент ξ_i характеризует скорость убывания достоверности по мере удаления от фиксированной точки v_i. Близкий, но с вычислительной точки зрения, иной способ интерполяции основан на соотношении:

$$\mu\left(\sigma(v_i),v\right)=\mu\left(\sigma(v_i)\right)\frac{\xi_i}{\left|v-v_i\right|^2+\xi_i^2}. \qquad (8)$$

Выбор интерполирующей функции $f\left(v_i,v,\xi\right)$ ограничен условиями положительности и ограниченности единицей максимального значения. Далее может быть построено объединение всех $\mu\left(\sigma(v_i),v\right)$, что реализуется операцией логического объединения всех $\mu\left(\sigma(v_i),v\right)$ в $\mu\left(\sigma(v)\right)$, которое выполняется по правилу:

$$\mu\left(\sigma(v)\right)=\max_{v_i}\left\{\mu\left(\sigma(v_i),v\right)\right\}. \qquad (9)$$

Важно отметить следующее: соотношение (9) определяет оператор, $\Theta\left[\sigma(v)\right]$, отображающий любой (четкий, обычный) элемент $\sigma(v)$ из банахова пространства X в ему соответствующее распределение достоверности $\Theta(v)=\Theta\left[\sigma(v)\right]=\mu\left(\sigma(v)\right)$ (на основе нечетких величин $\sigma(v_i)$, и их функций принадлежности $\mu\left(\sigma(v_i)\right)$). $\Theta\left[\sigma(v)\right]$ – это пространственное распределение достоверности $\Theta(v)$, значений тестируемой (обычной, четкой) величины $\sigma(v)$ в каждой точке v. Функция $\Theta(v)$ имеет тот же носитель, что и $\sigma(v)$, но ее значения ограничены диапазоном [0,1]. Визуальным представлением функции принадлежности $\mu\left(\sigma(v)\right)$ для заданного распределения $\sigma(v)$служит система α-сечений $\Theta\left[\sigma(v)\right]$. Например, как это приведено на рисунке 1: для моделей пористости и нефтенасыщенности по одному из месторождений Тимано – Печорской нефтегазовой провинции.

Для примера (7), постановка обратной задачи в критериальной форме (3) имеет следующий вид:

$$A\sigma(v)=u(s_0);$$
$$\left\|\mu\left(\sigma(v)\right)\right\|_X=\left\|\max_{v_i}\left\{\mu\left(\sigma(v_i)\right)\exp\left(-\frac{\left|v-v_i\right|^2}{\xi_i^2}\right)\right\}\right\|_X\rightarrow\max. \qquad (10)$$

Абстрагируясь от конкретной технологии интерполяции, можно записать:

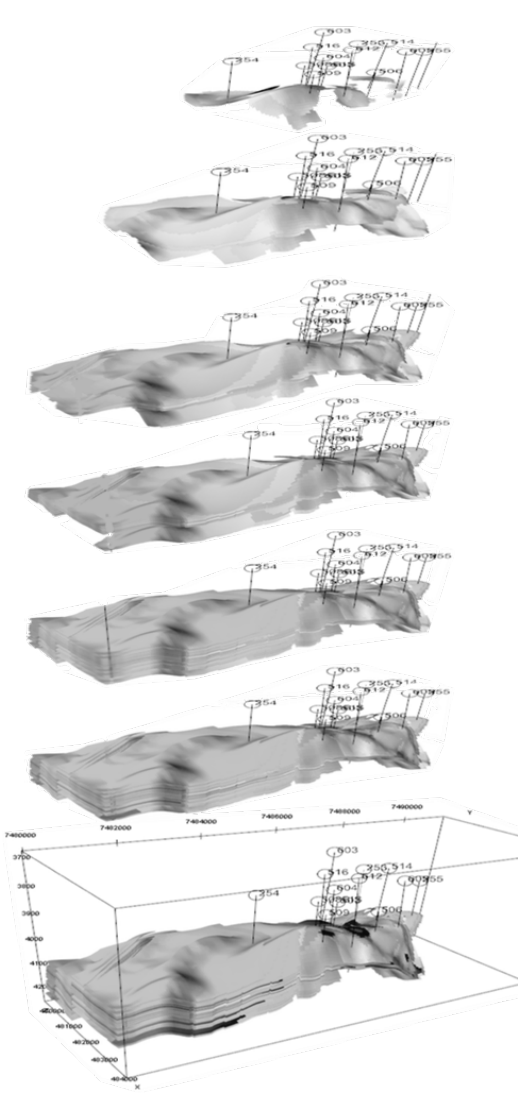
$$A\sigma(v)=u(s_0);$$
$$\left\|\Theta\left[\sigma(v)\right]\right\|_X=\rightarrow\max. \qquad (11)$$

Пусть безусловный максимум $\mu\left(\sigma(v_i)\right)$ в каждой точке v_i достигается на элементе $\sigma^*(v_i)$, интерполяция которого приводит к $\sigma^*(v)$. Поскольку интерполяция выполнена, знак логического объединения участвующий в

интерполяции уже включен в выражение для $\mu\left(\sigma(v)\right)$, то аналогом (10) может выступать:

$$A\sigma(v) = u(s_0);$$

$$\left\|\mu\left(\sigma(v)\right)\right\|_X = \left\| \exp\left(-\frac{\left|\sigma(v) - \sigma^*(v)\right|^2}{\xi^2(v)} \right) \right\|_X \to \max. \qquad (12)$$



α =0,8

α =0,7

α =0,6

α =0,5

α =0,4

α =0,3

α =0,2

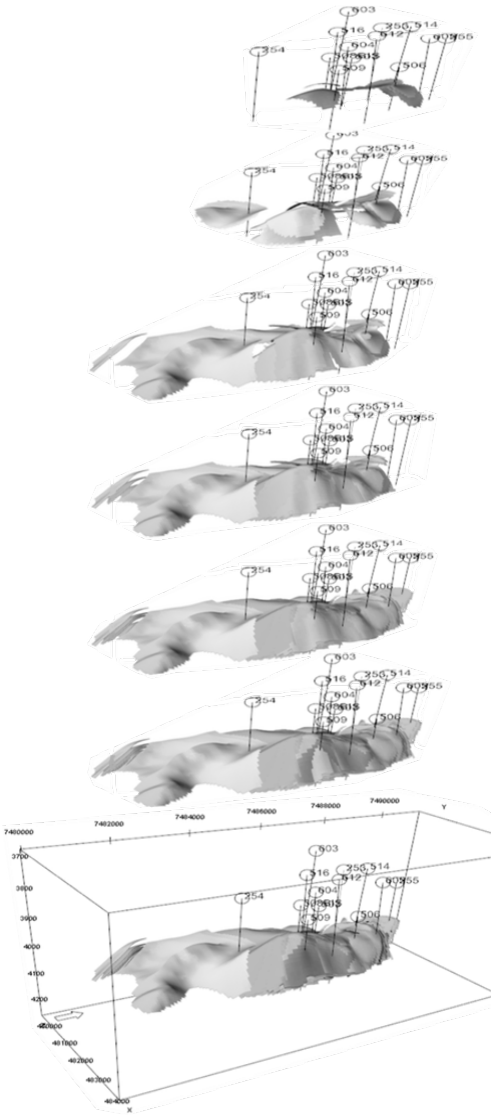


Рисунок 1а – Изменение пространственной модели пористости по уровню достоверности α = 0,2 ÷ 0,8

Рисунок 1б – Изменение пространственной модели нефтенасыщенности по уровню достоверности α = 0,2 ÷ 0,8

Последнее соотношение основано на предположении, что для каждого v_i:

$$\mu(v_i) = \exp\left(-\frac{\left|\sigma(v_i) - \sigma^*(v_i)\right|^2}{\xi^2(v_i)} \right),$$

что следует из экспоненциальной формы представления функции принадлежности. Максимум функционала в (12) достигается при минимуме показателя экспоненты, что приводит к представлению (12) в форме:

$$A\sigma(v) = u(s_0);$$
$$\left\|\Theta\left[\sigma(v)\right]\right\|_X = \left\|\frac{\left|\sigma(v)-\sigma^*(v)\right|^2}{\xi^2(v)}\right\|_X \to \min. \qquad (13)$$

Этот частный случай постановки (11) достаточно подробно рассматривался для случаев $X : L_p, 0 \le p \le \infty$, в котором для L_∞ рассматривается в практических реализациях, как C_o и

$$\left\|\frac{\left|\sigma(v)-\sigma^*(v)\right|^2}{\xi^2(v)}\right\|_X = \max_v \frac{\left|\sigma(v)-\sigma^*(v)\right|^2}{\xi^2(v)}.$$

Исчерпывающей характеристикой результата в этом случае служит утверждение о том, что при

$$A\sigma(v) = 2\gamma \iiint_{\Pi} \frac{\sigma(v)z}{\left[(x-x_0)^2+(y-y_o)^2++(z-z_0)^2\right.} dv = u(s_0);$$
$$\Pi = \{x, y, z\} : 0 < z_1 \le z_2 < \infty; \qquad (14)$$
$$s_0 = \{x_0, y_0\};$$
$$\gamma = const$$

решение (13) есть

$$\sigma(v) = \sigma^*(v) + \xi^2(v)\varphi(s) \qquad (15)$$

Здесь $\varphi(s)$ функция переменных $\{x, y\}$, однозначно определяемая из уравнения (15).

Частный случай решения (15) при $\sigma^*(v) = 0$ и $\xi^2(v) = 1$ совпадает с известным решением Новоселицкого [4]. Подбор функции $\xi^2(v)$ позволяет варьировать свойством критерия оптимальности в весьма существенных пределах. Но, тем не менее, он может быть обобщен и наиболее успешным обобщением служит замена функции $\xi^2(v)$ на положительный самосопряженный оператор Ξ, отображающий разность $\sigma(v)-\sigma^*(v)$ в некоторую функцию $\Delta(v) = \Xi\left[\sigma(v)-\sigma^*(v)\right]$ так, что задача (12) трансформируется в:

$$A\sigma(v) = u(s_0);$$
$$\left\|\Xi\left[\sigma(v)-\sigma^*(v)\right]\right\|_X \to \min. \qquad (16)$$

При тех же условиях на вид оператора A и норму пространства X решение задачи (16) имеет вид:

$$\Xi\left[\sigma(v)-\sigma^*(v)\right] = \varphi(s) \qquad (17)$$

Эта достаточно универсальная форма подробно рассмотрена в работе [5]. Тем самым установлена связь между одним из функциональных представлений решения обратной задачи гравиметрии и решением обеспечивающим максимизацию функции принадлежности для одного его частного вида на классе эквивалентности для оператора A из уравнений в (14).

Обозначим оператор продолжения $\mu(\sigma(v_i))$ в $\mu(\sigma(v))$:

$$\mathsf{F}:\mu(\sigma(v))=\mathsf{F}\left[\mu(\sigma(v_i))\right] \tag{18}$$

Он включает в себя интерполяцию (правильней сказать экстраполяцию) $\mu(\sigma(v_i))$ в $\mu(\sigma(v_i),v)$, выполняемую по правилу (6) и последующее объединение результатов экстраполяции, например по правилу (9). Все это вместе определяет оператор F, служащий правилом интерполяции $\mu(\sigma(v_i))$ в $\mu(\sigma(v))$. Это обстоятельство позволяет обобщить аппроксимирующую (11) постановку обратной задачи в форме (16) следующим образом:

$$\begin{aligned} &A\sigma(v)=u(s_0);\\ &\mathsf{F}\left[\mu(\sigma(v_i))\right]\Rightarrow\left\|\Xi(\sigma(v))\left[\sigma(v)-\sigma^*(v)\right]\right\|_X\to\min. \end{aligned} \tag{19}$$

Здесь, существенным отличием от (16) служит то, что оператор Ξ, отвечающий за оценку качества решения, зависит от самого искомого распределения $\sigma(v)$. В (19) стрелочка $\Rightarrow$ означает, что интерполяция $\mathsf{F}\left[\mu(\sigma(v_i))\right]$ определяет вид оператора $\Xi(\sigma(v))$, который сам должен быть подобран из соображений максимальной достоверности построенной модели относительно значений функции достоверности $\mu(\sigma(v_i))$.

Решение этой задачи сводится к последовательности решений (16):

$$\begin{aligned} &1.n=0;\sigma^0(v)=\sigma^*(v);\\ &2.A\sigma^{n+1}(v)=u(s_0);\\ &3.\left\|\Xi(\sigma^n(v))\left[\sigma^{n+1}(v)-\sigma^*(v)\right]\right\|_X\to\min;\\ &4.n=n+1.\ \text{Перейти к шагу 2.} \end{aligned} \tag{20}$$

Алгоритмом решения задачи (16) служит:

$$\begin{aligned} &1.n=0;\sigma^0(v)=\sigma^*(v);\\ &2.\sigma^{n+1}(v)=\sigma^n(v)+\alpha_n\Xi^{-1}\Xi^{*-1}A^*\varphi^n(s_0);\\ &3.\varphi^n(s_0)=A\sigma^n(v)-u(s_0);\\ &4.n=n+1.\ \text{Перейти к шагу 2.} \end{aligned} \tag{21}$$

$\Xi^{-1}\Xi^{*-1}=\left(\Xi^*\Xi\right)^{-1}$. Звездочка над оператором обозначает, как обычно, сопряженный оператор. Параметр релаксации α_n подбирается из требования максимальной скорости сходимости процесса и описан в [6].

Пусть, задано многообразие M, например это вся область V и определено его разбиение на подмногообразия $\mathrm{M}_j, j=1\div M$. Искомым служит значение

функции $\sigma(v)$ на каждом из M_j, исходя из системы линейных алгебраических уравнений

$$\mathbf{A\sigma} = \mathbf{u} \tag{22}$$

с вырожденной матрицей $\mathbf{A} = \{A_{jk}\}$, $j = 1 \div M; k = 1 \div K; M \geq K.$, $\boldsymbol{\sigma}$ - есть вектор M-мерного пространства (по числу разбиений M на M_j), $\mathbf{u}$- есть вектор K-мерного пространства, по числу компонент наблюдаемых (например поле в различных точках пространства). Роль оператора Ξ в (20) и (21) служит матрица $\boldsymbol{\Xi}$ действующая из R^M в себя и алгоритм (21) тождественно переписывается в матричной форме:

$$\begin{aligned} &1. n = 0; \boldsymbol{\sigma}^0 = \boldsymbol{\sigma}^*; \\ &2. \boldsymbol{\sigma}^{n+1} = \boldsymbol{\sigma}^n + \alpha_n \left(\boldsymbol{\Xi}^*\boldsymbol{\Xi}\right)^{-1} \mathbf{A}^* \boldsymbol{\varphi}^n; \\ &3. \boldsymbol{\varphi}^n = \mathbf{A}\boldsymbol{\sigma}^n - \mathbf{u}; \\ &4. n = n+1. \text{ Перейти к шагу 2.} \end{aligned} \tag{23}$$

На каждом шаге следует контролировать невязку:

$$\left\|\boldsymbol{\varphi}^n\right\| = \left\|\mathbf{A}\boldsymbol{\sigma}^n - \mathbf{u}\right\| = \frac{\sqrt{\sum_k \left[\varphi_k^n - u_k\right]^2}}{K-1} \tag{24}$$
$$\boldsymbol{\varphi}^n = \{\varphi_k^n\}$$

Останавливать итерационный процесс следует после достижения приемлемого уровня невязки или слишком большого числа итераций. Если процесс остановлен, но величина невязки не приемлема, следует проанализировать ситуацию и, возможно, внести коррективы в операторы $\boldsymbol{\Xi}$ и $\mathbf{A}$.

Практическая реализация описанных процессов основана на методе функциональных представлений [5], а примеры приведены в [7].

Литература

1. Zadeh L. A. Fuzzy sets // Information and Control. 1965. V.8. No. 3. P.338-353.
2. Mamdani E.H. Application of fuzzy algorithms for control of simple dynamic plants // Proc. Inst. Electrical Engineers. 1974. V. 121, No. 12. P. 1585-1588.
3. Кофман А. Введение в теорию нечетких множеств. М: Радио и связь. 1982. 432 с.
4. Новоселицкий В.М. Интерпретация гравитационных аномалий в условиях латерального изменения плотности осадочных толщ: Автореферат дисс. докт. геол.-мин.наук. Пермь. 1975.34 с.
5. Кобрунов А.И. Метод функциональных представлений при решении обратных задач гравиметрии // Физика Земли. 2015. № 4. С. 3-13.
6. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных. М.: ЦентрЛитНефтеГаз. 2008. 288 с.

7. Кобрунов А.И. и др. Методика и технологии эволюционного комплексного анализа геолого-геофизической информации // Актуальные научно-технические проблемы развития геолого-геофизических и поисковых работ на нефть и газ Республики Коми. Книга 3. Ухта. 2003. С. 109-175.

Увеличение диффузии при нечеткой свертке нечетких отношений

Кобрунов А.И., Бурмистрова О.Н., Кожевникова П.В.

ФГБОУ ВПО «Ухтинский государственный технический университет», Ухта, Россия, aikobrunov@gmail.com

Ключевые слова: уравнение диффузии, распределение Гаусса, нечеткий логический вывод, математическое моделирование.

При разработке алгоритмов прогнозирования физико-геологических параметров, использующих методы нечеткого моделирования [1] возникает задача представления исходных данных в виде нечеткого отношения одних используемых для прогноза параметров по другим. В связи с этим для каждой измеренной пары значений параметров следует построить поле распределения информации [2].

Дальнейший прогноз параметров реализуется при помощи построения функции принадлежности, и выполняется по правилам нечеткого логического вывода (композиции Мамдани) [3]. Для этого, необходимо определить функцию, на основании которой пространство заполняется значениями информации от каждого измерения. Выбор данной функции должен соответствовать двум принципам:

– во-первых, функция распределения должна иметь максимальную энтропию, чтобы избежать добавления «ложной» информации;

– во-вторых, распространение достоверности информации от точки, в которой получено значение параметра, к точке, в которой достоверность оценивается, должно быть подобно диффузии.

Соответствие обоим принципам обеспечивается аппроксимирующей функцией в форме функции Гаусса. У параметров функции Гаусса и параметров диффузии совпадают полугрупповые свойства.

Как известно [4] фундаментальное решение уравнения диффузии (1) совпадает с нормальным законом распределения вероятностей, стандартное уклонение которого возрастает пропорционально коэффициенту диффузии и корню квадратному из времени диффузии по: $\sigma(t) = a\sqrt{2\pi t}$».

$$\frac{\partial}{\partial t} Q(x,t) = a^2 \frac{\partial^2}{\partial x^2} Q(x,t) \qquad (1)$$
$$a \neq 0;\ -\infty \leq x \leq +\infty; t \geq 0$$

1 эксперимент:

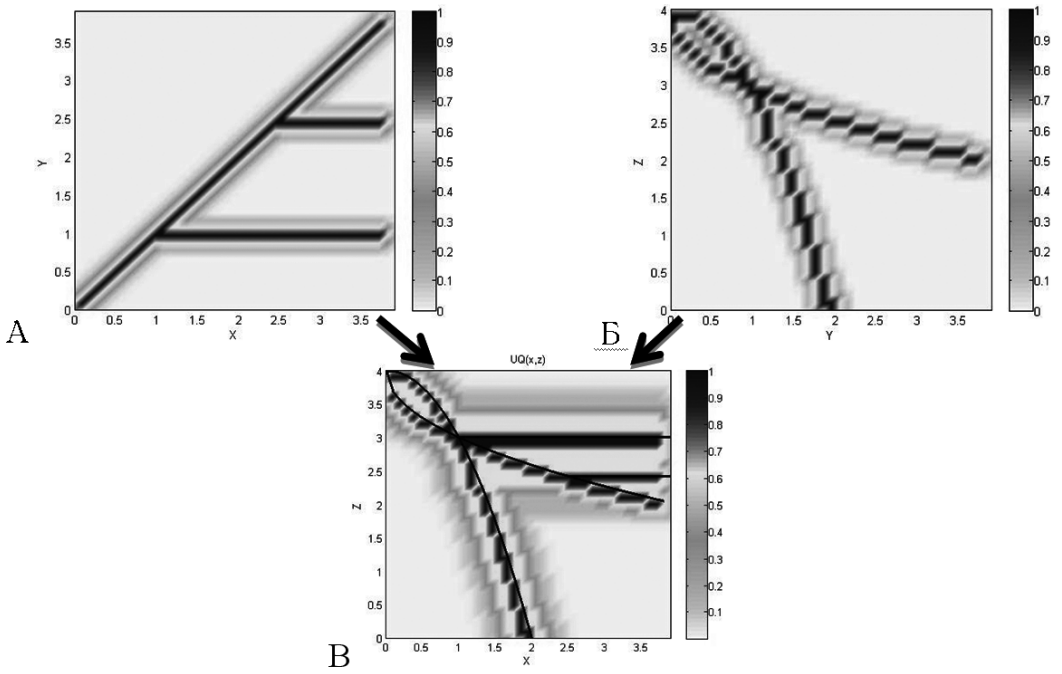


Рис. 2. А – поле рассеяния исходных данных заданных функциями $y1 = x$, $y2 = 1$, при $x > 1$, $y3 = 2.5$, при $x > 2.5$; Б – поле рассеяния исходные данные заданы функцией $z1 = 4 - y^2$, $z2 = 4 - \sqrt{y}$;
В – композиция Мамдани данных отношений

2 эксперимент:

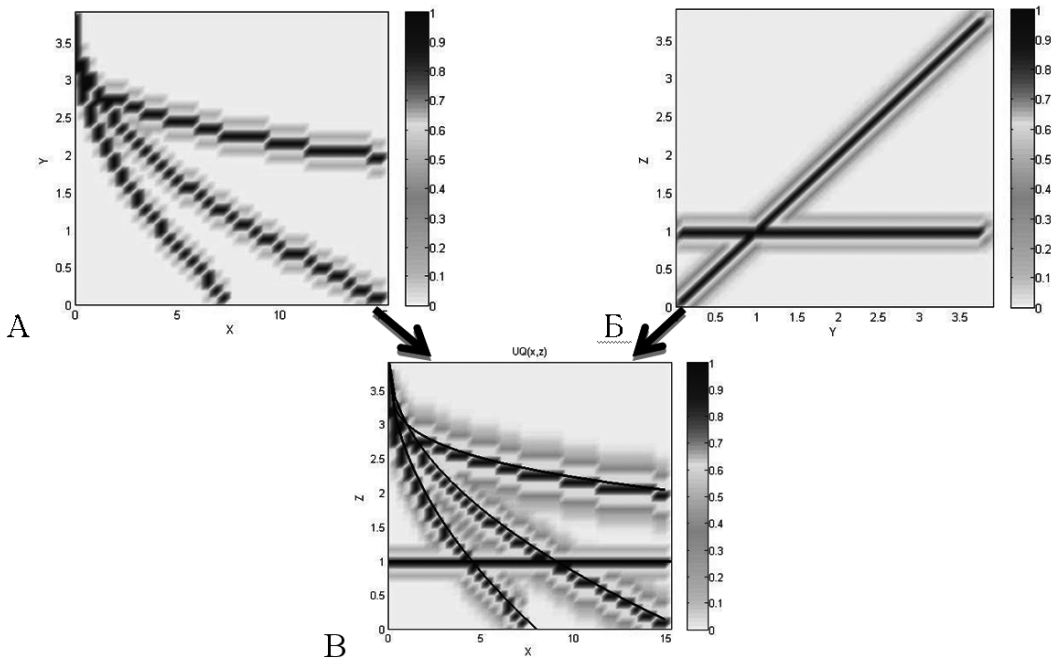


Рис. 3. А – поле рассеяния исходных данных заданных функциями $y1 = 4 - \sqrt{x}$, $y2 = 4 - \sqrt{2x}$, $y3 = 4 - \sqrt[4]{x}$; Б – поле рассеяния исходные данные заданы функцией $z1 = y$, $z2 = 1$; В – композиция Мамдани данных отношений

Рассматривается явление возрастания видимой диффузии для функции принадлежности при выполнении операций композиции нескольких функций принадлежности. Рассмотрения выполняются на тестовых примерах, и делается вывод об аналогичности композиции операциям подстановки и одновременном возрастании рассеяния (видимой диффузии) результата композиции по мере увеличения числа операций композиции. Далее приведены исходные данные в виде нечетких отношений (рис. 1 и 2.А и Б) и их композиции (рис. 1 и 2.В).

По результатам приведенных экспериментов видно, что при нечеткой свертке (композиции Мамдани) нечетких отношений диффузия возрастает.

Литература

1. Кобрунов А.И. Прямые и обратные задачи рассеяния при прогнозе физико-геологических параметров по геофизическим данным // Фундаментальные исследования. 2014. № 9–6. С. 1195–1199.

2. Zadeh L.A. Fuzzy sets // Information and Control. 1965. V. 8. № 3. P. 338–353.

3. Mamdani E.H. Application of fuzzy algorithms for control of simple dynamic plant. Electrical Engineers // Proceedings of the IEEE. 1974. V. 121. No. 12. P. 1585–1588.

4. Кобрунов А.И., Бурмистрова О.Н. Полугрупповые свойства распределения Гаусса // Фундаментальные исследования. 2015. № 2-14. С. 3044-3047.

Геологическая интерпретация результатов многоэлектродной электроразведки методом сопротивлений в условиях Ладожской аномалии электропроводности

Колесников В.Е.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, vk51@list.ru

Ключевые слова: Ладожская аномалия электропроводности, метод сопротивлений, многоэлектродная электроразведка, двумерная инверсия, интерпретация, моделирование.

Ладожская аномалия электропроводности впервые была открыта в 70-е годы прошлого века Игорем Ивановичем Рокитянским (Институт геофизики НАНУ, г. Киев) по аномальному поведению векторов Визе в длиннопериодном геомагнитном поле. С тех пор она многократно изучалась, главным образом методами МТЗ и МВЗ. В разные годы работы выполняли исследовательские группы А.А. Ковтун (СПбГУ, 1980-е, 2000-е), Е.Ю. Соколовой (МГУ, 2010-е) и другие. Однако на этом объекте не выполнялись широкомасштабные

исследования методом сопротивлений на постоянном токе. Коллективом исследователей из ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) – А.А. Жамалетдиновым, А.Н. Шевцовым, А.А. Скороходовым, В.Е. Колесниковым и ИГ КарНЦ РАН (г.Петрозаводск) – П.А. Рязанцевым и М.Ю. Ниловым (под эгидой Н.В. Шарова) было решено выполнить этот вид работ в ходе эксперимента «Ладога-2015».

Полевые работы выполнены с применением двух методик – методики внешнего скользящего диполя (МВСД) и методики внутреннего скользящего контакта (МВСК), разработанные А.А. Жамалетдиновым.

МВСД разработана специально для эксперимента «Ладога-2015». Эта методика предусматривает проведение исследования вдоль профиля протяжённостью от первых десятков до первых сотен километров. Измерение сигнала, подаваемого питающей линией, проводится между питающими электродами (т.н. «малые разносы»), и на удалении на расстояниях, кратных длине питающей линии по прямой. Удалённая регистрация выполняется в обоих направлениях от центра питающей линии по профилю, для её осуществления используют две взаимно ортогональные приёмные линии с одним общим положением заземлителя. Значение сигнала регистрируют в трёх направлениях – вдоль каждой из приёмных линий и между их разнесёнными заземлителями.

Конфигурация питающей и приёмных линий перемещается вдоль профиля так, чтобы крайние пункты измерения сигнала при текущем и следующем положении установки совпадали.

Описанный способ измерения сигнала позволяет вычислять кажущееся сопротивление по полному электрическому полю, с учётом положения только питающих заземлителей и общего приёмного заземлителя. Этот способ являлся эффективным для использования при простирании профиля вдоль извилистой дорожной сети северного Приладожья. Расстояния на местности измерялись с использованием технологии глобальной системы позиционирования GPS.

МВСК разработана в 1970х годах и является схемой многоэлектродного профилирования. Установка МВСК представляет собой комбинацию питающей линии AB и приёмной «косы». «Коса» включает в себя электрод N, соединенный с каждым из нескольких расположенных на разных расстояниях от него электродов M. Через питающую линию происходит подача электрического тока в изучаемую среду. Сигнал регистрируется на каждой паре «электрод M_i – электрод N».

Методики МВСД и МВСК позволяют проводить исследование среды не только вдоль профиля, но и на глубину благодаря изменяемой конфигурации установок. Удаление приёмных линий от питающей в МВСД позволяет постепенно увеличивать глубинность исследования. В МВСК измерение сигнала на приемных электродах с изменением расстояния между питающим электродом A и приёмным электродом M («внутренний скользящий контакт» в приёмной линии) дает информацию об изменении свойств среды с глубиной (зондирование). Перемещение установки с фиксированными расстояниями между электродами вдоль профиля с регулярным шагом позволяет проводить

исследования электропроводности вдоль дневной поверхности (профилирование).

Таким образом, изучение геологической среды вдоль профиля с одновременным глубинным просвечиванием на каждой его точке (сканирование) позволяет проводить двумерное исследование верхней части геоэлектрического разреза. В ходе эксперимента «Ладога-2015» МВСД применялась как схема широкомасштабного изучения объекта, МВСК использовалась для детализации.

Профиль, вдоль которого выполнены работы с применением МВСД, простирался вдоль трассы А-121 с юго-запада (р-н н.п. Хийтола) на северо-восток (р-н н.п. Суйстамо), его протяжённость составила около 150 км.

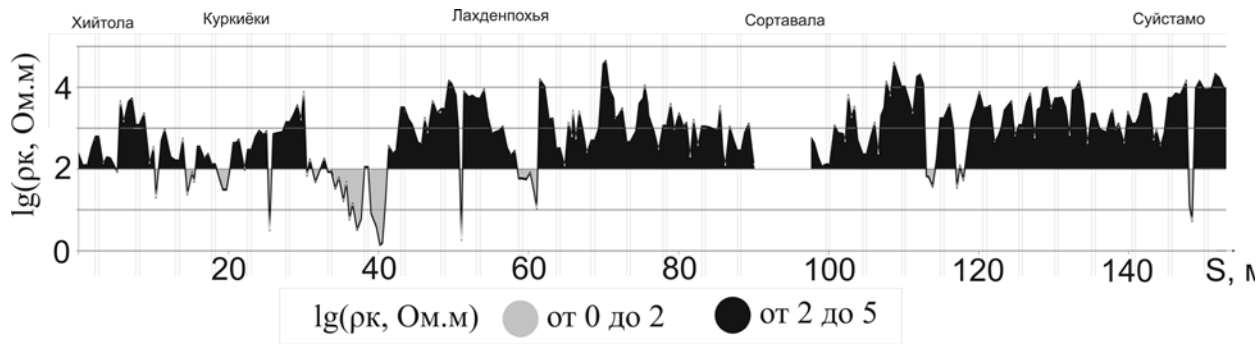


Рис.1. Результаты профилирования МВСД по профилю вдоль трассы А-121

По результатам работ выявлены три основных участка профиля, проявившиеся пониженным кажущимся сопротивлением – р-ны н.п. Элисенваара (протяжённость 13,5 км), Рюттю (6,5 км) и Суйстамо (1 км). На этих участках выполнена детализация с применением МВСК с шагом соответственно 100, 100 и 50 м.

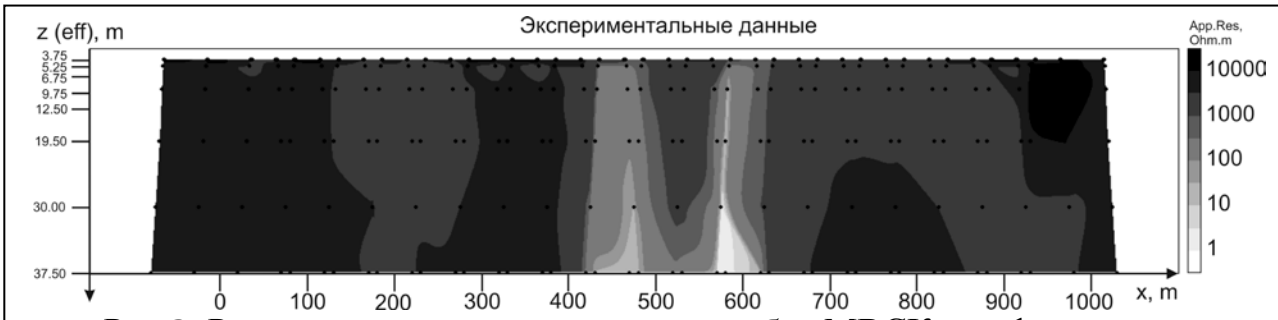


Рис.2. Результаты экспериментальных работ МВСК, профиль в р-не Суйстамо

В качестве средства визуализации, обработки и интерпретации результатов экспериментальных работ был использован программный продукт ZondRes2D, разработанный А.Е. Каминским. Данное программное обеспечение позволяет представлять массивы значений кажущегося сопротивления в виде двумерных псевдоразрезов, проводить двумерную инверсию с использованием имеющейся априорной информации, строить модели разрезов сопротивлений и решать

соответствующую им двумерную прямую задачу. Решение последней выполняется с применением математического аппарата метода конечных элементов.
Подход к решению обратной задачи заключается в построении двумерной модели, последующем решении соответствующей прямой задачи, и в дальнейшем, минимизации невязки между экспериментальными и рассчитанными данными.

Профиль в р-не н.п. Суйстамо пересекает контакт массивов слюдяных сланцев протерозойского возраста с гранитами архейского возраста. Выполнена интерпретация данных МВСК по этому профилю, построено несколько моделей геоэлектрических разрезов, удовлетворяющих экспериментальным данным в пределах погрешности 0,2-2%.

Автор выражает благодарность организаторам и участникам эксперимента «Ладога-2015» за плодотворную работу и всестороннюю поддержку в проведении исследования.

Использование моделей аномального гравитационного поля при выполнении морской гравиметрической съемки

Конешов В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия,
paulmikh@mail.ru

Ключевые слова: морская гравиметрическая съемка, модели аномального гравитационного поля Земли, введение поправок при съемках.

В докладе представлены возможности использования современных моделей аномалий гравитационного поля Земли (ГПЗ) для повышения точности и надежности морских гравиметрических измерений, описаны актуальные направления их применения и приведены некоторые экспериментальные результаты.

Возможности использования аномалий гравитационного поля, как источника информации для решения ряда фундаментальных и научно-практических задач определяются точностью и детальностью выполнения гравиметрических съемок, и эти возможности расширяются с уменьшением погрешности гравиметрических измерений. Так же справедливо и обратное: необходимая точность измерений зависит от характера решаемой задачи.

В 1986 году, с запуском спутника GEOS-3 и появлением первых искусственных моделей ГПЗ, начался новый глобальный этап изучения гравитационного поля Земли. В дальнейшем, с увеличением точности моделей, расширились возможности как их самостоятельного применения, так и в

качестве дополнительного источника информации при прямых гравиметрических измерениях. Оценки современных ультравысокостепенных моделей показывают, что основные глобальные модели ГПЗ имеют схожие составляющие спектра аномалий силы тяжести в акваториях Мирового океана и отличаются только региональной детализацией. В результате сравнения моделей с прямыми измерениями определено, что короткопериодные волны фактического поля (15 км и менее) и шумы модели мало отличаются друг от друга, а волны длиной свыше 80-100 км в моделях представлены практически без искажений. Таким образом, в открытом океане модельное поле может быть использовано в качестве опорного для решения целого ряда актуальных задач современной морской гравиметрии.

Первым актуальным применением моделей ГПЗ является определение скорости смещения нуль-пункта гравиметра непосредственно в море. Точность определения скорости смещения нуль-пункта при этом достигает 0,001 мГал/сут.

Второе актуальное применение – оценка и, при необходимости коррекция, прямых морских измерений. Так как низкочастотные составляющие поля (уровень) могут определяться моделью, а высокочастотные (его расчлененность) – измерениями гравиметром, анализ условий выполнения измерений совместно с отклонением данных от модели ГПЗ позволяет установить, какая из составляющих привносит наибольшую погрешность в измерения и внести необходимые поправки. Данный прием может быть использован при недопустимо больших возмущающих ускорениях, малом количестве секущих профилей на полигоне, недостаточно надежном опорном пункте и в ряде других ситуаций, в том числе нештатных.

Третьим актуальным использованием модели ГПЗ является контроль стабильности работы гравиметра, позволяющий выполнять измерения с одним гравиметром на борту.

Кроме того, развитие моделей геоида и гравитационного поля Земли способствует моделированию других физических процессов, учет которых повышает точность морских гравиметрических съемок. Речь идет о моделях океанского прилива и расчете приливных поправок в морские измерения силы тяжести. Поправки в измерения связаны с определением нагрузочных чисел Лява и их комбинаций, при расчете которых применяются методы решения систем обыкновенных дифференциальных уравнений с граничными условиями. Введение поправок за океанический прилив в морские гравиметрические измерения выполняются при высокоточной съемке с большим количеством пересечений для статистической оценки. Улучшение точности с помощью приливных поправок может достигать 20%.

Использование моделей ГПЗ при выполнении морских гравиметрических съемок повышает точность и надежность измерений, дает возможность выполнять гравиметрические съемки отдаленных акваторий Мирового океана без берегового опорного пункта, сократить количество относительных гравиметров на борту, а также экономить ресурсы и выполнять камеральную обработку измерений с составлением отчета непосредственно на борту судна.

Некоторые аспекты геологической интерпретации потенциальных полей месторождения Павловское (Архипелаг Новая Земля)

Кошевой В.В., Триколиди Г.Ю., Медведев Н.О.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, galina_pylaeva@vsegei.ru

Ключевые слова: свинцово-цинковое месторождение, интерпретация гравитационных и магнитных аномалий.

Исходными данными для работы послужили материалы, полученные при проведении в 2013-2014гг. полевых гравиметрических и магнитометрических съемок на свинцово-цинковом месторождении Павловское Архипелага Новая Земля.

Павловское месторождение расположено в зоне сочленения крупнейших разрывных структур Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции: Главного Новоземельского и Байдарацкого разломов. Геологическая позиция Павловского месторождения определяется несколькими факторами:

- месторождение расположено на крыльях крупной, деформированной антиклинальной складки (Безымянская антиклиналь), в ядре которой обнажена терригенно-глинистая толща паньковской свиты .
- крылья складки интенсивно дислоцированы и сложены рудовмещающими полифациальными карбонатными, глинисто-карбонатными образованиями грибовской свиты,
- рудовмещающие карбонатные, глинисто-карбонатные образования грибовской свиты в районе месторождения перекрыты мощной толщей глинистых отложений тайнинской свиты.

Геофизические исследования были нацелены на решение целого комплекса поисково-разведочных задач от изучения факторов, контролирующих оруденение, до уточнения пространственного положения рудных залежей. Шаг геофизической съемки - 20×100 м.

Гравитационное поле на площади Павловского участка представляет собой суммарный эффект от региональных и локальных плотностных неоднородностей (рис. 1, 2). Для него характерны: большие значения горизонтальных градиентов северо-восточного, западного-северо-западного и субмеридионального направления; осложнённая изгибами конфигурация изолиний; наличие локальных максимумов и минимумов аномалий силы тяжести. Аномалии силы тяжести в пределах участка работ характеризуются значениями от - 2.1 мГал (в условном уровне) на северо-востоке до +2.4 мГал (в условном уровне) на юге.

В региональном плане в гравитационном поле отмечается наличие трех региональных аномалий северо–северо-восточного направления. Одна из них (на крайнем востоке), по-видимому, связана с распространением вулканитов рейской свиты. Две другие – отражают осложняющие структуры восточного

крыла Безымянской антиклинали. Основное направление горизонтального градиента регионального поля силы тяжести - субмеридиональное.

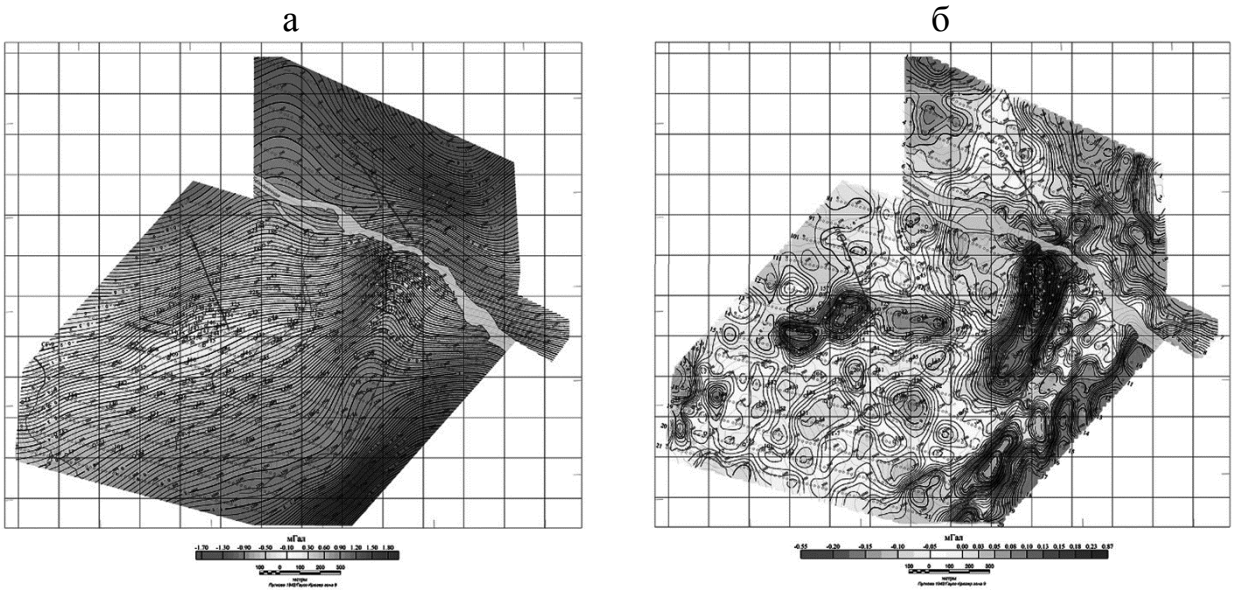


Рис.1. Карты региональных (а) и локальных (б) аномалий силы тяжести

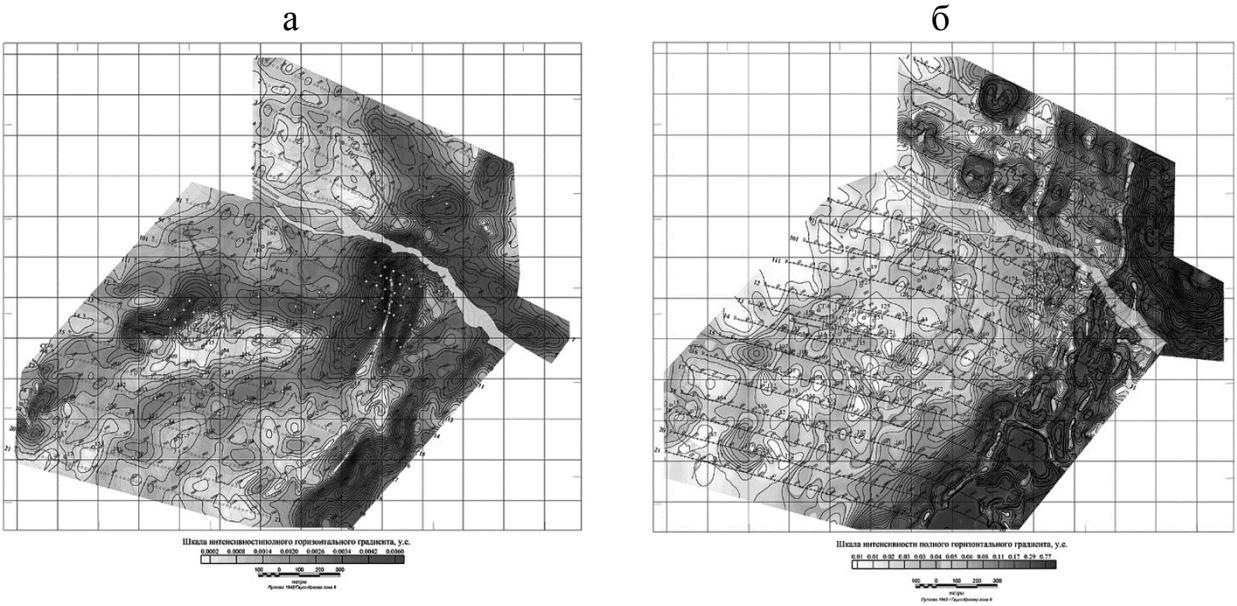


Рис. 2. Карты полного горизонтального градиента поля силы тяжести (а) и аномального магнитного поля ΔТ (б)

В локальной составляющей поля силы тяжести выделяются линейные и линейно-дуговые зоны положительных аномалий Δg, большинство из которых, кроме крайне восточных, связаны с близповерхностным залеганием рудовмещающих карбонатных пород грибовской свиты. Зона восточных-северо-восточных аномалий отражает выходы на поверхность мелких интрузивных тел основного состава и распространение вулканитов рейской свиты. Кроме того, в основном, в северной части площади работ отдельные положительные локальные аномалии Δg так же отождествляются с интрузиями основного состава (силами и дайками).

Таблица 1.

Геолого-геофизические критерии поисков рудных залежей полиметаллических месторождений Павловского типа

Поисковые геолого-геофизические критерии	Отражение критериев в физических полях
1. Крупные рудовмещающие структуры, - антиклинальные деформационные структуры, сложенные карбонатными породами грибовской свиты (антиклинали высших порядков)	1. В гравитационном поле: линейно-дуговые зоны положительных аномалий, цепочки локальных положительных аномалий Δg, простирающихся в северо-восточном направлении.
2. Блоковые рудовмещающие структуры – сводовые части антиклинальных складок карбонатных пород , ограниченные поперечными разломами (горст-антиклинали)	2. Локальные положительные аномалии силы тяжести, ограниченные зонами максимумов горизонтального градиента Δg.
3. Тектонические нарушения, разбивающие антиклинальные структуры (высших порядков) карбонатных пород на отдельные горст-антиклинальные блоки.	3. Линейные аномальные зоны повышенных значений модуля полного горизонтального градиента гравитационного поля, участки потери корреляции линейных и дуговых зон локальных положительных аномалий силы тяжести. В магнитном поле – линейные (линейно-дуговые) зоны положительных аномалий модуля полного горизонтального градиента магнитного поля.
4. Области распространения рудного метасоматоза, предположительно, генетически связанные с объёмным катаклазом.	4. В гравитационном поле: степень гидротермальной проработки характеризует интенсивность положительных локальных аномалий Δg в пределах антиклинальных блоков карбонатов. Чем больше амплитуда аномалий Δg, тем больше интенсивность рудного метасоматоза. В магнитном поле: контрастно не выделяются.
5. Рудные зоны и залежи в структурно-литологических ловушках – литологически и тектонически ограниченных частях сводов и флексур карбонатных пород.	5. Высокочастотные амплитудой от + 0.02 мГал локальные положительные аномалии силы тяжести на фоне положительных аномалий от рудоносных структур. Аномалии полного градиента гравитационного поля.

Аномальное магнитное поле на территории изученной части Павловского месторождения характеризуется значениями от -497 до 737 нТл. По своему характеру аномальное магнитное поле участка работ может быть разделено на две части: спокойное слабоградиентное поле над осадочными породами (крылом Безымянской антиклинали) и резкоградиентное положительное с амплитудами до 700 нТл над магматическими породами. Отдельными линейными положительными аномалиями ΔTa с амплитудами от первых десятков до сотен нТл картируются интрузивные тела (либо серии тел) основного состава.

Область перехода между осадочным разрезом и вулканитами характеризуется линейной зоной минимумов до -400 нТл.

Изменчивость магнитного поля над осадочными породами составляет 3-5 нТл, региональное направление горизонтального градиента – ЮВ.

Ввиду слабой дифференциации ΔTa над осадочными породами, картирование локальных особенностей геологического строения месторождения Павловское затруднено. Кроме того, при удалении техногенных помех наблюдённые данные подверглись значительной фильтрации, что сделало невозможным тонкий анализ высокочастотной составляющей аномального магнитного поля ΔTa.

Тем не менее, на карте полного горизонтального градиента (рис. 2а) выделяются линейные и линейно-дуговые аномалии повышенных значений, прослеживаемые и над осадочными породами, что связано, по-видимому, с зонами повышенной изменчивости вдоль тектонических нарушений. Данные результатов магниторазведочных наблюдений были необходимы для разбраковки аномалий поля силы тяжести и выделения рудоперспективных участков.

По комплексу высокоточных гравиметрических и магниторазведочных работ получены следующие основные результаты по уточнению геологического строения месторождения, условий залегания и морфологических особенностей, пространственного положения рудных залежей и рудных тел:

1. Закартирована система тектонических нарушений различной ориентировки: северо-западного, север-северо-восточного и запад-северо-западного простирания.

2. Построена схема структурно-тектонического каркаса территории, в основе которого лежат деформационные антиклинальные складчатые структуры, осложняющие строение восточного борта Безымянской антиклинали. Простирание антиклинальных структур – северо-восточное.

3. Закартированы рудовмещающие структуры карбонатных пород грибовской свиты – сводовые части антиклинальных складок высокого порядка, разбитые поперечно-секущими разломами на отдельные горст-антиклинальные блоки.

4. Высказано предположение, что интенсивность локальных аномалий силы тяжести над рудовмещающими структурами карбонатных пород грибовской свиты в значительной мере зависит от степени их гидротермальной

проработки процессами рудного метасоматоза, что подтверждается результатами бурения.

5. Установлено и подтверждено результатами бурения, что рудные залежи локализуются в зонах максимальных градиентов гравитационного поля, что соответствует периферийной области сводовых частей горст-антиклинальных блоков карбонатных пород.

6. Установлено, что в случае пересечения гравиметрическими профилями рудных объектов, залегающих в пределах рудовмещающих структур карбонатов на небольшой глубине (до 80-100 м), на графиках локальных аномалий силы тяжести фиксируется прямой эффект от рудных объектов. Заверка бурением пяти аномальных точек подтверждает это положение.

7. На основании сопоставления геологических данных и данных интерпретации геофизических материалов были выработаны геолого-геофизические критерии поисков рудных залежей полиметаллических месторождений Павловского типа (табл. 1).

Анализ двумерных потенциальных полей на основе вейвлетов Пуассона

Кузнецов К.М., Булычев А.А.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Геологический факультет, e-mail: kirillkuz90@gmail.com

Ключевые слова: непрерывные вейвлет-преобразования, потенциальные поля.

При обработке и интерпретации данных потенциальных полей все большее развитие получает их вейвлет-анализ. В работах Moreau F. и др., Оболенского И.В. и Булычева А.А. [3-5] показаны возможности применения непрерывного вейвлет-преобразования к профильным данным при решении задачи поиска особых точек. В работе Кузнецова К.М., Оболенского И.В. и Булычева А.А. [2] показано также возможности его применения для различных трансформаций одномерных данных грави- и магниторазведки.

Аналогично предложенным алгоритмам возможно применение двумерного вейвлет-анализа для решения задач грави- и магниторазведки. В общем виде двумерное вейвлет-преобразование будет выглядеть так:

$$W(a_1, a_2, x, y) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} g(\xi,\eta)\psi_{a_1,a_2,x,y}(\xi,\eta)\,d\xi d\eta \qquad (1)$$

Функцию $W(a_1,a_2,x,y)$ называют вейвлет-спектром функции g(ξ,η). Сама функция $\psi_{a1,a2,x,y}(\xi,\eta)$ получается из базисного (материнского) вейвлета $\psi_0(\xi,\eta)$:

$$\psi_{a_1,a_2,x,y}(\xi,\eta) = \frac{1}{\sqrt{a_1}\sqrt{a_2}}\psi_0\left(\frac{\xi - x}{a_1}, \frac{\eta - y}{a_2}\right). \qquad (2)$$

Параметры a_1 и a_2 – масштабные коэффициенты вейвлетного преобразования, и их значения меняется от нуля до бесконечности ($a_i \in R^+$); x и y – параметры сдвига, определяющие положение вейвлета на осях Ox и Oy. Функция $\psi_0(\xi,\eta)$ должна удовлетворять определенным требованиям, в частности:

$$\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\psi_0(\xi,\eta)\,d\xi d\eta = 0, \quad \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left|\psi_0(\xi)\right|^2 d\xi d\eta < \infty. \tag{3}$$

Подставив уравнение 2 в 1 видно, что вычисление вейвлет-спектра возможно путем двумерной свертки исходного сигнала и вейвлета. Для ускорения вычислений ее можно реализовать на основе быстрого дискретного преобразования Фурье.

При анализе аномальных гравитационных и магнитных полей логично использовать вейвлеты, построенные на основе ядра Пуассона, как его частные производные:

$$K^{nx,my,kz}(x,y,z) = \frac{\partial^{n+m+k}}{\partial^n x \partial^m y \partial^k z}\left(\frac{z}{\sqrt{(x^2+y^2+z^2)^3}}\right). \tag{4}$$

Для удобства анализа нормировочные коэффициенты a_1 и a_2 можно принять равными и в дальнейшем обозначать как h. В таком случае уравнение 2 примет вид:

$$\psi_{h,x,y}(\xi,\eta) = \frac{1}{h}\psi_0\left(\frac{\xi-x}{h},\frac{\eta-y}{h}\right). \tag{5}$$

Ядро Пуассона, соответствующее вычислению первой вертикальной производной на высоте z представляется соотношением:

$$K(x,y,z) = \frac{1}{2\pi}\left(\frac{2z^2-x^2-y^2}{(\sqrt{x^2+y^2+z^2})^5}\right). \tag{6}$$

Положив $z = 1$ и опустив множитель можно записать базисный вейвлет:

$$\psi_0^z(\xi,\eta) = \frac{2-\xi^2-\eta^2}{(\sqrt{\xi^2+\eta^2+1})^5} \tag{7}$$

На его основе можно построить вейвлеты:

$$\psi_{h,x,y}(\xi,\eta) = \frac{1}{h}\psi_0\left(\frac{\xi-x}{h},\frac{\eta-y}{h}\right) = \frac{1}{h}\frac{2-(\frac{\xi-x}{h})^2-(\frac{\eta-y}{h})^2}{(\sqrt{(\frac{\xi-x}{h})^2+(\frac{\eta-y}{h})^2+1})^5} = \tag{8}$$

$$= \frac{1}{h}\frac{1}{h^3}\frac{2h^2-(\xi-x)^2-(\eta-y)^2}{(\sqrt{(\xi-x)^2-(\eta-y)^2+h})^5}$$

Аналогично можно построить вейвлеты более высоких порядков на основе производных ядра Пуассона.

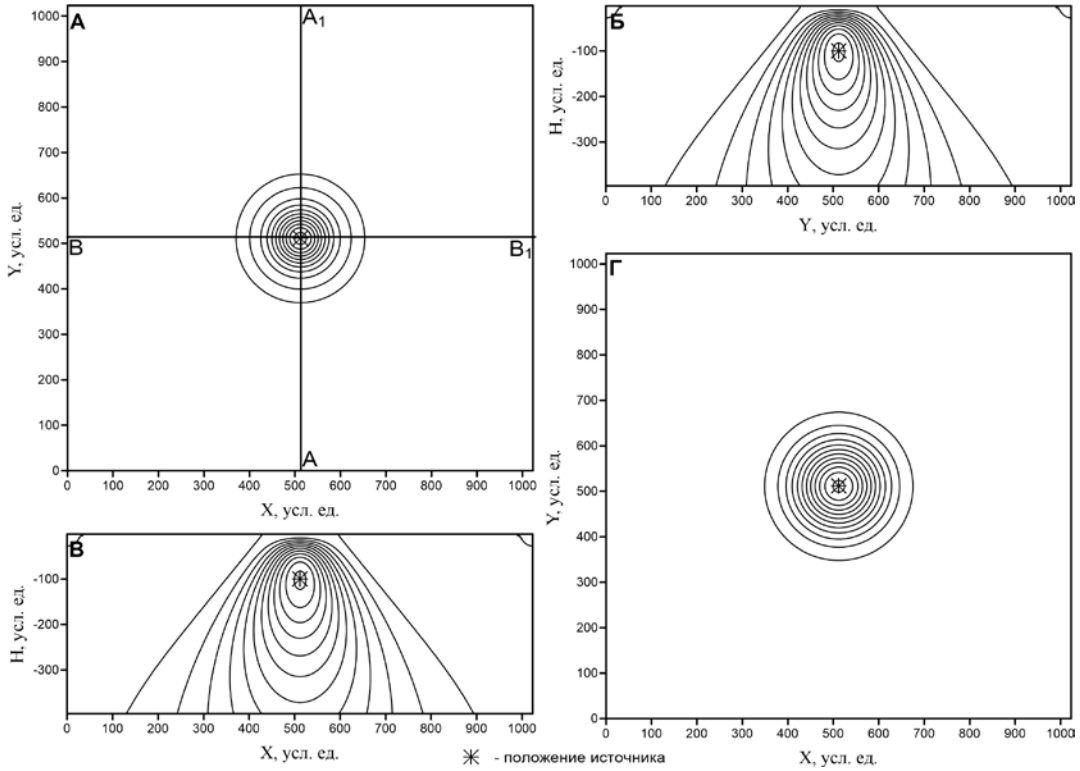


Рис. 1 Результаты вейвлет-преобразования поля V_{zz} точечного источника вейвлетом Пуассона первого порядка. **А** – поле V_{zz}, **Б** – срез вейвлет-спектра по линии AA_1, **В** – срез вейвлет-спектра по линии BB_1, **Г** – срез вейвлет-спектра на уровне 100 усл. ед. длины

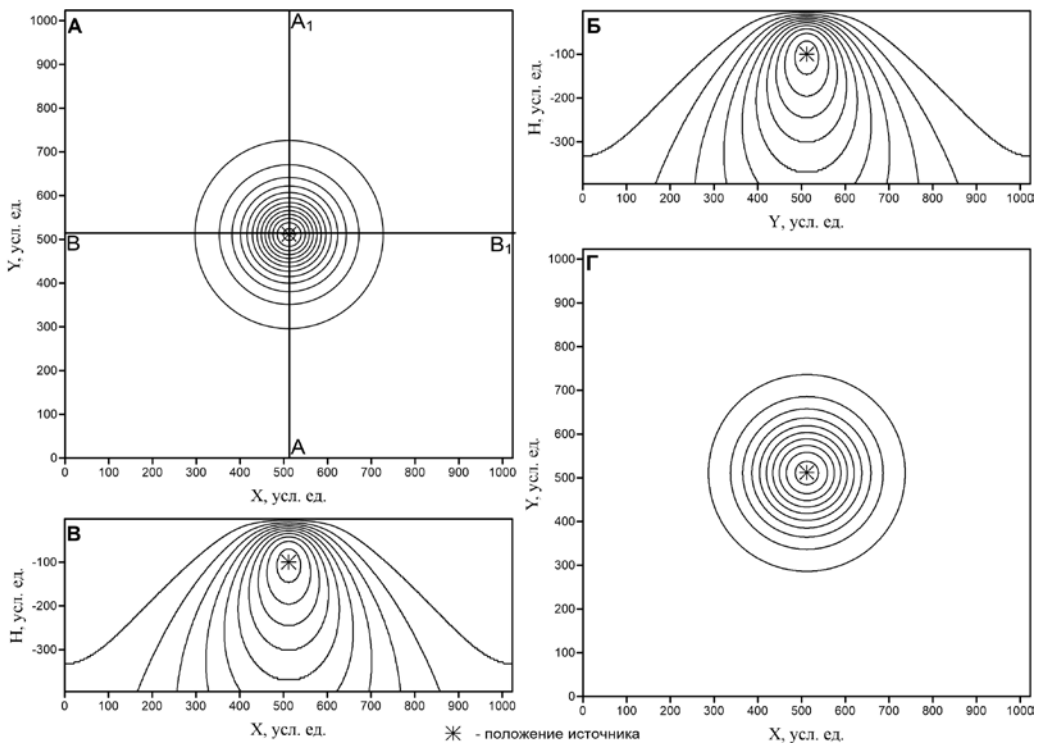


Рис. 2 Результаты вейвлет-преобразования поля V_z точечного источника вейвлетом Пуассона первого порядка. **А** – поле V_z, **Б** – срез вейвлет-спектра по линии AA_1, **В** – срез вейвлет-спектра по линии BB_1, **Г** – срез вейвлет-спектра на уровне 100 усл. ед. длины

Одной из задач грави- и магниторазведки является задача поиска особых точек, которые отвечают особым точкам изучаемой среды. Аналогично вейвлет-преобразованиям одномерных сигналов потенциальных полей экстремумы трехмерных вейвлет-спектров совпадают с особыми точками.

Стоит отметить, что решение задач трансформаций потенциальных полей [2], основанных на использовании обратного вейвлет-преобразования возможно лишь только в случае осесимметричных вейвлетов. [1]

Рассмотрим модель точечного источника поля V_{zz} на глубине 100 условных единиц длины. На рис. 1А представлено поле V_{zz} в условных единицах. Результат вейвлет-преобразования 8 представлен на рис. 1. Видно, что экстремум вейвлет-спектра достигается на глубине 100 усл. ед. длины, что соответствует положению источника.

На рис. 2 представлены результаты вейвлет-преобразования поля V_z. Рассмотрим модель точечного источника поля V_z на глубине 100 условных единиц длины. На рис. 2 представлен результат вейвлет-преобразования с вейвлетом 8, но масштабный коэффициент $1/h$ заменен на $1/h\sqrt{h}$. Видно, что экстремум вейвлет-спектра совпадает с положением источника.

Литература

1. Вязьмин В.С. Локальное определение аномалии силы тяжести по данным аэрогравиметрии с использованием сферического вейвлет-разложения. // Кандидатская диссертация. 2014.
2. Кузнецов К.М., Оболенский И.В., Булычев А.А. Трансформации потенциальных полей на основе непрерывного вейвлет-преобразования. // Вестник московского университета Серия 4. Геология. 2015. № 6. С. 61-69.
3. Оболенский И.В., Булычев А.А. Непрерывное вейвлет-преобразование гравиметрических и магнитометрических данных // Геофизика. 2011. № 3. С. 48-56.
4. Оболенский И.В., Булычев А.А. Применение комплексного непрерывного вейвлет-преобразования Пуассона для определения источников аномалий потенциальных полей. // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 3. С. 5-21.
5. Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G. Wavelet analysis of potential fields // Inverse Problems. 1997. V. 13. P. 165–178.

Составляющие компоненты технологии пассивной гидродинамической томографии

Кунцев В.Е., Кобрунов А.И., Мотрюк Е.Н.

ФГБОУ ВО «Ухтинский государственный технический университет», Ухта, Россия, Vitaly.91@yandex.ru

Ключевые слова: дебит, скважина, гидродинамическая томография, интервальное время, коэффициент пьезопроводности, итерационный процесс, оптимизация.

Задача повышения эффективности эксплуатации нефтегазовых месторождений всегда вызывала интерес предприятий нефтегазодобывающей отрасли. Этому может способствовать использование информации о пространственном распределении фильтрационного сопротивления, характеризующего пропускную способность проницаемого пласта в процессе извлечения углеводородов.

Осуществлять прогноз пространственного распределения фильтрационного сопротивления проницаемых пластов нефтегазовых месторождений на основании принципов томографических измерений позволяет технология гидродинамической томографии. При этом по данным гидродинамического прослушивания изучаемой среды проводится исследование динамики движения реперной точки кривой восстановления давления между парами скважин месторождения [1].

Практическая реализация технологии гидродинамической томографии может быть основана как на прямых измерениях интервальных времен распространения характерных точек кривых восстановления давления в системе из нескольких скважин, так и косвенных - анализе истории разработки месторождения. В первом случае необходимые исходные данные для реализации томографической обработки информации берутся из прямого эксперимента на месторождении – возникает активная модификация гидродинамической томографии. Для прямого эксперимента гидродинамической томографии необходима реализация достаточно затратной и технологически трудоемкой схемы действий.

Во втором случае данные, необходимые для выполнения томографического моделирования [2] синтезируются, исходя из построенной модели месторождения по данным истории разработки в виде динамики дебита и нагнетания по всем скважинам в пределах выбранного временного интервала. Построение модели работы месторождения с целью ее последующего использования для синтеза интервальных времен распространения сигнала между скважинами $\tau_{i,j}$, согласно выполненного вычислительного эксперимента (вместо натурного), основано на технологии емкостного моделирования (Capacitance Model) [3]. Она позволяет определить свойства продуктивного пласта, используя такие данные из истории эксплуатации месторождения как

скорости нагнетания и добычи жидкости для рассматриваемых скважин. В качестве модели гидродинамической связи для нефтегазового месторождения, в котором происходит закачка и извлечение жидкости, адаптированной к решаемой задаче, используется модель связанной системы, в которой дебит скважины определяется на основе принципа суперпозиции нескольких физических факторов.

$$Q_i(t) = Q_{i,1}(t) + Q_{i,2}(t) + Q_{i,3}(t). \quad (1)$$

Здесь $Q_{i,1}(t)$ описывает динамику первичного дебита i-й добывающей скважины, не подверженной влиянию других скважин. Следующий фактор $Q_{i,2}(t)$ определяет влияние нагнетательных скважин на i-ю добывающую скважину и является суммой влияний всех нагнетательных скважин. Заключительный фактор дебита $Q_{i,3}(t)$ отвечает за воздействие отбора флюидов в соседних добывающих скважинах и тоже является линейной комбинацией по скважинам-соседям.

Итоговая аналитическая модель имеет следующий вид [4]:

$$Q_i(t) = e^{-t\lambda_i} Q_{i,1}(t_0) + \\ + \sum_{j=1}^{N_{int}} [\beta_{ij} \left[\sum_{t_w=t_0}^{t} \left[W_j\left(t_w - \sigma_{ij}\right)\Delta t\right] - H_j\left(t - \sigma_{ij}\right)\right] e^{-\alpha_{int}\sigma_{ij}}] + \\ + \sum_{j=1(j\neq i)}^{N_{out}} [\gamma_{ij} \left[G_i\left((t-1) - \sigma_{ij}\right) - G_j\left((t-1) - \sigma_{ij}\right)\right] e^{-\alpha_{out}\sigma_{ij}}]. \quad (2)$$

В символьной форме уравнение (2) примет вид:

$$Q_i(t) = A[\alpha_{int}, \alpha_{out}, \lambda, \beta, \gamma, V] \quad (3)$$

Построение математической модели эксплуатации нефтегазового месторождения состоит в реконструкции параметров по истории эксплуатации месторождения α_{int}, α_{out}, $\lambda = \{\lambda_i\}$, $\gamma = \{\gamma_{ij}\}$, $\beta = \{\beta_{ij}\}$, $V = \{V_{ij}\}$ с использованием принципов оптимизации.

Параметры модели (3) подбираются для каждой многоскважинной системы таким образом, чтобы история закачки и добычи жидкости при подстановке в формулу (2) давала историю добычи, подобную реальной. Поэтому для поиска подходящих модельных параметров нужно решить оптимизационную задачу:

$$Z(\alpha_{int}, \alpha_{out}, \lambda, \beta, \gamma, V) = \sum_{t=t_0}^{T} \sum_{i=1}^{N_{out}} |\overline{Q_i}(t) - Q_i(t)| \to min, \quad (4)$$

где $\overline{Q_i}$ – дебит скважины i из истории разработки и Q_i – модельный дебит скважины i.

Технология гидродинамической томографии, использующая синтезированные данные по истории разработки, называется пассивной гидродинамической томографией. Прогноз томографических данных реализуется вычислительным экспериментом над построенной математической моделью.

Рассмотрим основные аспекты алгоритма расчета прогнозных параметров методом гидродинамической томографии. Первый этап – алгоритм нахождения кратчайшего пути и интервального времени между скважинами на основе принципа Беллмана [6]. Второй – нахождение оптимального пространственного распределения коэффициента пьезопроводности [5].

На первом этапе для дискретизации процесса на область рассматриваемого месторождения S накладывается сетка размерностью X × Y, на которой задано начальное распределение коэффициента пьезопроводности $\kappa(\xi) = \kappa(i,j)$. Траектории обозначаются индексом $q = 1 \div Q$ и время движения возмущения вдоль L_q равно τ_q. Время распространения движения волны τ_q рассчитывается при помощи следующего оператора:

$$A[\kappa(\xi)] = \int_{L_q} \frac{l(\xi)d\xi}{3\kappa(\xi)} = \tau_q. \quad (5)$$

На основе соотношения (5) строятся кратчайшие траектории движения особых точек L_q согласно принципа Беллмана с условиями минимизации на интервальные времена τ_q. Полученные траектории используются на следующем этапе.

Второй этап. Пусть $\bar{\boldsymbol{\tau}} = \{\bar{\tau}_q\}$ есть наблюдаемое время распространения давления, измеренное в результате эксперимента и которое соответствует пространственному распределению коэффициента пьезопроводности $\kappa(\xi) + \Delta\kappa(\xi)$. Необходимо найти $\Delta\kappa(\xi)$ такое, чтобы рассчитанное τ_q было максимально приближено к $\bar{\tau}_q$. Тогда получаем:

$$A'[\kappa(\xi)]\Delta\kappa(\xi) = \tau_q - \bar{\tau}_q = \int_{L_q} \frac{l(\xi)\Delta\kappa(\xi)}{3\kappa^2(\xi)} d\xi = \Delta\tau_q \quad (6)$$

После того как вектор $\Delta\kappa(i,j)$ найден, следующее приближение к распределению коэффициента пьезопроводности определяется правилом:

$$\kappa^1(\xi) = \kappa(\xi) + \Delta\kappa(\xi). \quad (7)$$

Вычислительной основой для решения задачи (6) относительно вектора $\Delta\kappa(i,j)$ в точках $\xi(i,j)$ траекторий $L_q = L(\xi_{qn}, \xi_{qm})$ служит итерационный процесс, на $z+1$ итерации имеющий вид [7]:

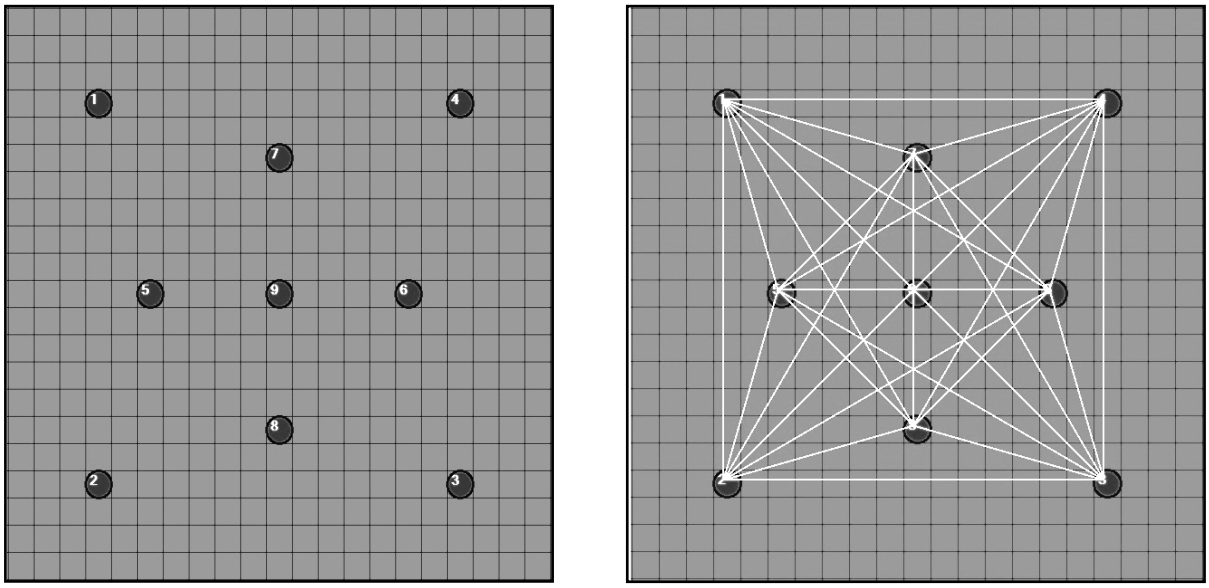
$$\begin{cases} \Delta\kappa^{z+1}(i,j) = \Delta\kappa^z(i,j) + \alpha^z A'^*[\kappa(\xi)]\boldsymbol{\varphi^z} \\ ||\Delta\kappa^{z+1} - \Delta\kappa^z|| \le \varepsilon \end{cases}, \quad (8)$$

где $\boldsymbol{\varphi^z}$ – разница между наблюдаемыми интервальными временами и временами, рассчитанными на итерации z.

Нулевое приближение принимаем равным $\Delta\kappa^0(i,j) = 0$. Числовой параметр α^z – параметр релаксации, подбираемый на каждом шаге так, чтобы итерационный процесс (8) сходился. После того как итерационный процесс завершился согласно условию в (8) и найдено решение $\kappa(i,j)$ по (7), служащее новым приближением для распределения пьезопроводности в узлах, определяемых траекториями вдоль сети, на области S рассчитываются новые траектории L_q^1, на основе которых весь процесс повторяется.

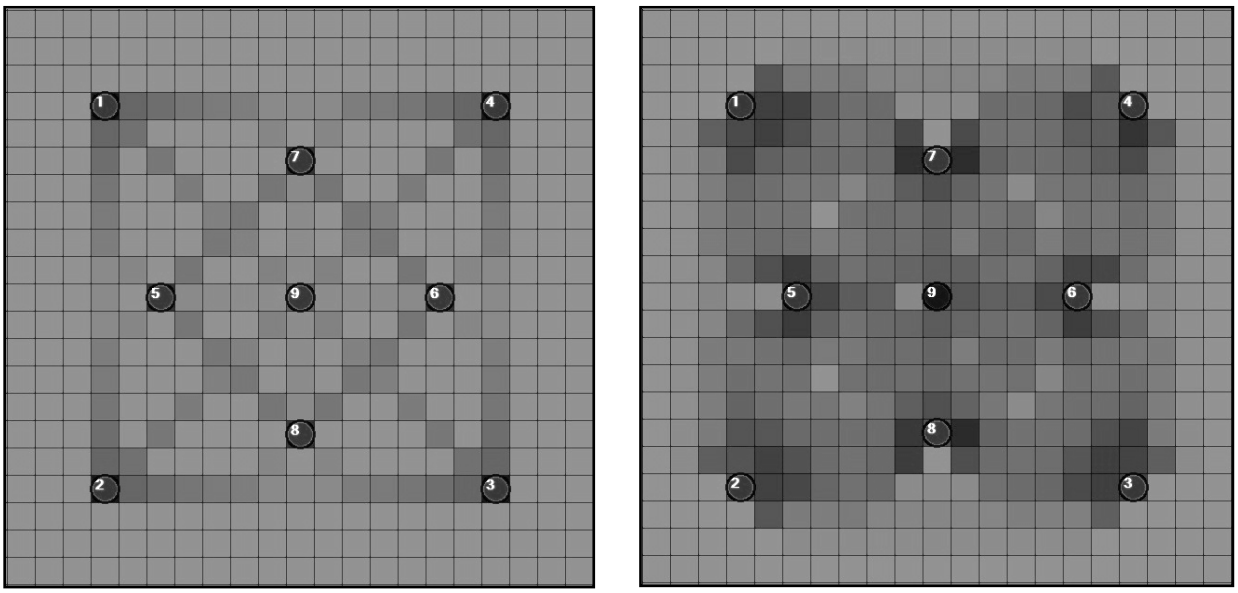
Приведем результаты апробации вычислительной схемы гидродинамической томографии на примере тестового месторождения. В качестве примера рассмотрим модель месторождения, в которой имеется 9 скважин. Для нулевого приближения пространственного распределения фильтрационного сопротивления в области S сгенерирована однородная среда $\kappa^0(\xi)$ (Рисунок 1 - А). На первой итерации по нему находим траектории движения реперной точки кривой восстановления давления $\boldsymbol{L_q}$ (Рисунок 1 - Б)

между парами скважин и рассчитываем соответствующие этим траекториям интервальные времена $\boldsymbol{\tau_q}$.



А Б

Рис. 1. А - Сетка скважин и однородная среда тестового месторождения (нулевое приближение); Б – траектории движения реперной точки кривой восстановления давления между скважинами для нулевого приближения



А Б

Рис. 2. Изменение пространственного распределения коэффициента пьезопроводности в процессе расчета: А – распределение коэффициента после 1 итерации; Б – распределение коэффициента пьезопроводности после 10 итераций

После нахождения $\Delta\kappa(i,j)$, используя формулу (7) находим новое пространственное распределение коэффициента пьезопроводности и повторяем

процесс. На рис. 2 приведены результаты оптимизации среды тестового месторождения после одной (рис. 2 – А) и десяти (рис. 2 – Б) итераций соответственно.

Результаты расчета пространственного распределения фильтрационного распределения вдоль траекторий движения сигнала между парами скважин для тестовой модели месторождения показали, что выбранный алгоритм оптимизации может быть применен для поиска коэффициента пьезопроводности на основе выбранного начального приближения κ^0.

Однако необходимо учитывать, что технология гидродинамической томографии неизбежно носит приближенный характер, и в связи с этим правильнее было бы ее характеризовать в терминах нечетких величин. Благодаря введению нечетких величин появляется возможность делать нечеткие прогнозные заключения по пространственному распределению коэффициента пьезопроводности, которые будут сопровождаться оценкой достоверности.

Литература

1. Кобрунов А.И. Математическая модель томографии на давлениях при контроле за разработкой нефтяных месторождений // Известия Коми научного центра Уро РАН. 2012. Вып. 4-12. С. 82–86.
2. Кобрунов А.И. Теоретические основы гидродинамической томографии // Геофизический журнал. 2015. Вып. 2. С. 27–34.
3. Краснов В.А., Иванов В.А., Хасанов М.М. Помехоустойчивый метод оценки связности пласта по данным эксплуатации месторождений // Российская техническая нефтегазовая конференция и выставка SPE по разведке и добыче (Москва, 16–18 октября 2012 года). SPE. 162053.
4. Кобрунов А.И., Кунцев В.Е., Мотрюк Е.Н. Технология оценки связности скважин на основе модели эксплуатации месторождения // Фундаментальные исследования. 2015. № 6–3. С. 452–456.
5. Кобрунов А.И., Кунцев В.Е., Мотрюк Е.Н. Вычислительная схема гидродинамической томографии // Фундаментальные исследования. 2016. № 7-2. С. 230–235.
6. Кобрунов А.И., Кунцев В. Е., Мотрюк Е. Н. Алгоритм поиска кратчайшего пути и интервального времени между скважинами на основе принципа Беллмана // Современные наукоемкие технологии. 2016. № 8–1. С. 51–55.
7. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных. Ухта: УГТУ. 2007. 286 с.

Применение комплекса программ автоматизированной интерпретации магнитометрических данных

Лапина Е.П., Михеева Т.Л., Панченко Н.В.

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина,
lapina_lena@ukr.net

Ключевые слова: качественная и количественная интерпретация, обратная задача, аналитическая аппроксимация, магнитное поле, производные высших степеней, геологический объект.

Введение.

В последние годы интенсивно развиваются новые методы интерпретации потенциальных геофизических полей, имеющие цель построение трехмерной модели геологической среды, адекватной наблюденному полю и имеющейся априорной информации.

Основным этапом применения любого геофизического метода при прогнозировании, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых является геологическая интерпретация аномальных физических полей. Как известно из работ В.И. Старостенко, В.Н. Страхова, А.И. Кобрунова, Е.Г. Булаха, А.С. Долгаля, Ю.И. Блоха, П.И. Балка и многих других исследователей современное состояние теории интерпретации геофизических данных при достаточно высоком уровне ее развития характеризуется не полной адекватностью реальной геологической практике. Для обеспечения содержательной количественной интерпретации одним из основных условий является выбор соответствующей параметризации изучаемого объема среды, формирование модельных физико-геологических представлений. Уточнение имеющихся модельных представлений выполняется с применением современных компьютерных технологий, позволяющих проводить построение и визуализацию интерпретационных моделей.

При интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в некоторых случаях целесообразно использовать не значения наблюденного поля, а их некоторые трансформированные аналоги, полученные вычислительным путем. На основе визуального анализа набора трансформант трассируются предполагаемые контуры аномалиеобразующих объектов в плане, прослеживаются разделяющие их тектонические нарушения, выделяются источники поля приповерхностного и глубинного происхождения.

В работе представлены результаты применения разработанной в отделе математической геофизики компьютерной технологии для реализации качественной и количественной интерпретации практических данных аэромагнитной съемки Алуштинско-Батумской аномальной зоны в акватории Черного моря масштаба 1:1000 000.

Теоретические основы использованных алгоритмов интерпретации.

Пусть в некоторых односвязных областях D_j, $j = 1, 2, ..., k$, сосредоточены однородно намагниченные массы, которые обуславливают аномальное магнитное поле.

В рассматриваемой задаче первоначально задается аномальное магнитное поле, являющееся результатом полевых измерений современной магниторазведочной аппаратурой:

$$\Delta \mathbf{T}_n(x_i, y_i, z_i) = \Delta \mathbf{T}_n(i) = T_x(i)\mathbf{i} + T_y(i)\mathbf{j} + T_z(i)\mathbf{k}, \quad i = 1,2,..., n. \tag{1}$$

При дальнейшем решении задачи используются скалярные функции - вертикальная составляющая Z и модуль горизонтальной составляющей напряженности H внешнего по отношению к источникам магнитного поля:

$$Z(i) = T_z(i); H(i) = \left(T_x(i)^2 + T_y(i)^2\right)^{1/2}, \quad i = 1,2,..., n. \tag{2}$$

В процессе решения трехмерной обратной задачи магнитометрии в классе стержневых тел [1, 3] осуществляется истокообразная аппроксимация аномального магнитного поля и последующее вычисление его трансформант. Исходное поле приближается магнитным полем некоторой совокупности элементарных тел. Каждое элементарное тело состоит из трех взаимно перпендикулярных материальных стержней. Точка пересечения стержней является центром тяжести тела. Каждый стержень вытянут по направлению соответствующей координатной оси. Общая геологическая модель, состоящая из совокупности стержней, определена последовательностью параметров:

$$P = \left\{m, \left(c_x, c_y, h\right)_j; \left(2t_x, 2t_y, 2t_z\right)_j; \left(I_x, I_y, I_z\right)_j \right\}, j = 1, 2, ..., m, \tag{3}$$

где m – количество элементарных тел, (c_x, c_y, h)- центры тяжести тел, $(2t_x, 2t_y, 2t_z)$- длины стержней, (I_x, I_y, I_z)- составляющие вектора интенсивности намагничения стержневых масс.

Для проведения качественного анализа аномального магнитного поля используются производные высших степеней [8, 9]. На основании построенной аппроксимационной конструкции, путем применения соответствующих операторов решения прямой задачи магниторазведки определяем производные высших степеней для вертикальной и горизонтальных составляющих магнитного поля: $\frac{\partial T_z}{\partial z}$, $\frac{\partial^2 T_z}{\partial^2 z}$, $\frac{\partial^3 T_z}{\partial^3 z}$, $\frac{\partial^3 T_z}{\partial x \partial y \partial z}$, $\frac{\partial^2 T_z}{\partial z \partial x}$, $\frac{\partial^3 T_z}{\partial z \partial^2 x}$, $\frac{\partial^2 T_z}{\partial z \partial y}$, $\frac{\partial^3 T_z}{\partial z \partial^2 y}$ и т.д., которые позволяют локализовать положения центров тяжести аномалиеобразующих объектов, разделить близко расположенные друг к другу объекты, а также выделить небольшие и неглубоко расположенные тела по отношению к более крупным и более погруженным намагниченным объектам. Для уточнения конфигурации магнитоактивных источников целесообразно перейти к решению обратной задачи для другой параметризации источников, представленной 2,5D-многогранниками [2]. Каждый источник магнитного поля теперь будет описан последовательностью параметров:

$$P1 = \left\{I_x, I_y, I_z; y_1, y_2; x_1, z_1, x_2, z_2, ..., x_N, z_N \right\}, \tag{4}$$

где I_x, I_y, I_z — составляющие вектора интенсивности намагничения по осям *Ox, Oy, Oz*; y_1, y_2 — координаты тела по простиранию; x_i, z_i — координаты угловых точек аппроксимирующих контуров в разрезе; *N* — количество угловых точек (сторон) многогранника.

Для решения задачи успешно применяется итерационный метод автоматизированного подбора.

Практический пример решения обратной задачи магнитометрии

Рассматриваемая Алуштинско-Батумская магнитная аномалия представляет собой полосу положительных и сопряженных с ними отрицательных магнитных аномалий. Общая протяжность зоны составляет более 600 км при ширине до 100 км [4, 10]. Интенсивность отдельных экстремумов внутри этой зоны достигает ± (600-900) нТл. Источники аномалии имеют сложную природу [11]. По мнению авторов работы [7] предполагается, что аномальная зона отражает наличие крупного глубинного разлома, вдоль которого произошло внедрение магматических пород основного и ультраосновного состава, сформировавших магнитоактивные тела на глубинах от 11 до 20 км. Расчеты интенсивности намагничения источников Алуштинско-Батумской аномальной зоны показали, что средняя ее величина составляет около $1{,}3\ A/м$, и изменяются от 0,5 до $3\ A/м$. Вектор намагничения направлен по современному полю Земли. Количественная интерпретация магнитных аномалий Черного моря выполнялась различными авторами в предположении, что основные аномалии вызваны намагниченными изолированными телами пластообразной формы, залегающими в толщах практически немагнитных осадочных образований чехла.

При решении данной задачи вычисления проводились в несколько этапов.

I этап. Вычисление поля, обусловленного аппроксимационной моделью – совокупностью стержней. Исходное аномальное поле участка исследований, размерностью 11 × 14 км задано вертикальной составляющей вектора напряженности магнитного поля (рис. 1 а). В аномальном поле зафиксировано *n=228* точек на уровне *Z=0*. Выберем модель, состоящую из *m=18* элементарных тел, на глубине $h = 2\ км$. В результате решения задачи, получена модель, которая наиболее точно позволяет описать исходное аномальное поле аналитическим выражением, значения максимального и среднего расхождений составляет $\Delta_{\max.} = 64{,}66\ нТл$, $\Delta_{ср.} = 16{,}67\ нТл$. Точность подбора составляет 3,6 % от максимальной амплитуды поля. Глубины центров тяжести возмущающих источников варьируют от 1,6 км до 8 км. Глубина расположения объектов достигает 10 км.

II этап. Вычисление и анализ трансформант магнитного поля.

Используя ранее подобранную модель эквивалентных источников магнитного поля, вычислены функции производных высших степеней: $\frac{\partial T_z}{\partial z}$, $\frac{\partial^2 T_z}{\partial^2 z}$, $\frac{\partial^3 T_z}{\partial^3 z}$, $\frac{\partial^3 T_z}{\partial z \partial^2 x}$.

Анализируя построенные карты изогипс магнитного поля и карты его трансформант выделено несколько блоков: первый блок — нижняя кромка расположена в интервале глубин от 5 км до 10 км; второй блок — нижняя кромка расположена на глубине до 10 км; третий блок — нижняя кромка возмущающих источников расположена на глубине до 9 км.

III этап. Выделение и оконтуривание магнитоактивных источников.

Построение 2.5D-моделей магнитоактивных источников осуществлялось аппроксимацией многоугольными контурами. Такой поход рассматривался ранее для района прогиба Сорокина в работе [5, 6]. Для решения задачи выбрана модель начального приближения, состоящая из четырех элементарных тел. При решении обратной задачи точность подбора характеризуется максимальным отклонением $\Delta_{\max.} = 76.77\ нТл$, и средним отклонением $\Delta_{ср.} = 2.66\ нТл$, что составляет 0,7 % от максимальной амплитуды поля. На рис. 1 б представлено поле Zn' полученное в результате решения обратной задачи и аномалиеобразующие источники в плоскости *xOy*.

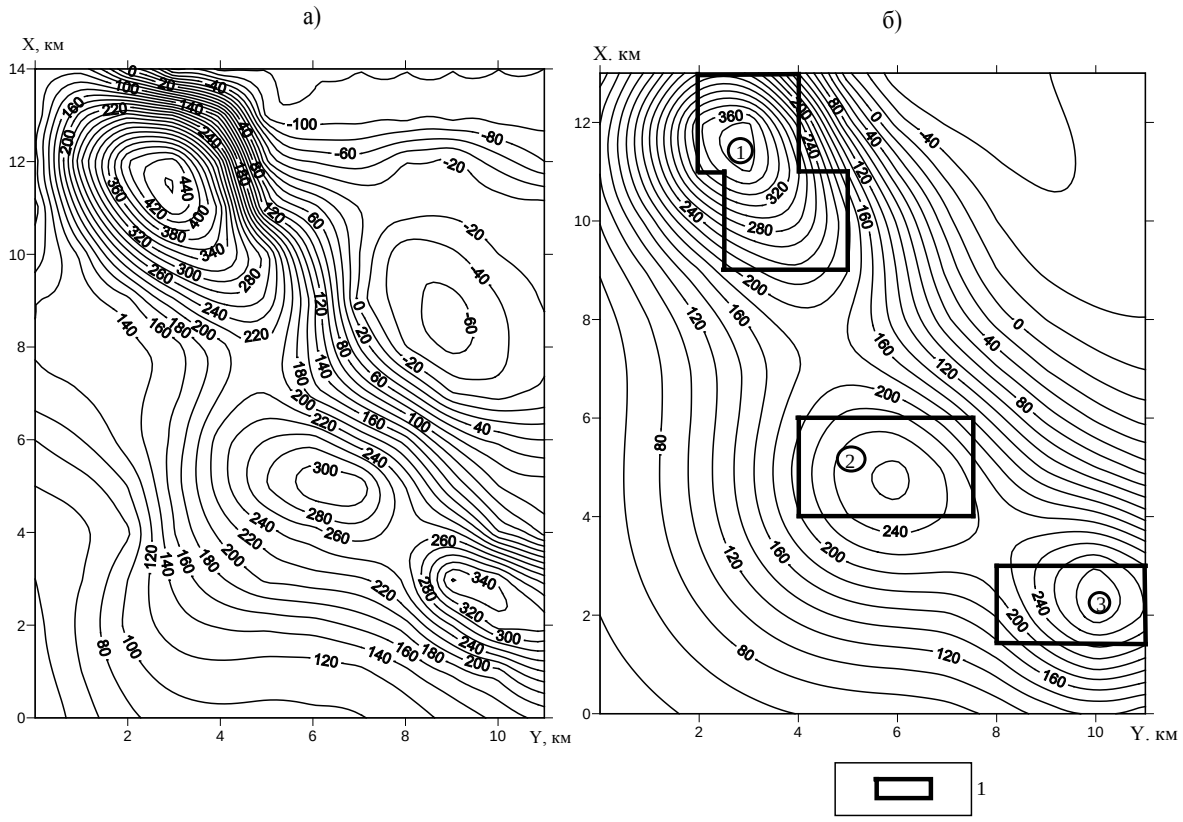


Рис.1. Результаты решения обратной задачи магниторазведки: а) карта изодинам вертикальной составляющей напряженности магнитного поля Zn, нТл; б) карта изодинам модельного поля Zn', нТл; 1 – контуры возмущающих объектов

Заключение

В работе представлены результаты интерпретации магнитометрических данных на основе разработанного программно-алгоритмического комплекса с

использованием априорной геологической информации. В процессе исследований решены следующие важные задачи:

- исходное магнитное поле представлено аналитическим выражением;
- вычислены различные трансформанты аномального поля;
- осуществлена оценка глубинной приуроченности аномалиеобразующих объектов;
- выделены и оконтурены интенсивно намагниченные тела, отождествляемые с интрузиями основного и ультраосновного состава, внедренными по глубинному разлому. Выделенные и оконтуренные по результатам интерпретации данных магниторазведки крупные скопления интрузивных пород предположительно могли обеспечить локальный прогрев вышележащих осадочных отложений. Таким образом, надинтрузивные участки могут оказаться благоприятными для формирования месторождений нефти и газа.

Литература

1. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. Киев: Наукова думка. 2010. 462 с.
2. Булах Е.Г., Зейгельман М.С., Корчагин И.Н. Автоматизированный подбор гравитационных и магнитных аномалий: программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. Киев. 1986. 235 с.
3. Булах Е.Г., Лапина Е.П. К вопросу о построении аналитической модели внешнего магнитного поля // Геофизический журнал. 2008. Т. 30. № 2. С. 42-50.
4. Геология шельфа УССР. Тектоника. Киев: Наукова думка. 1987. 150 с.
5. Зейгельман М.С., Михеева Т.Л., Панченко Н.В. К истолкованию магнитных аномалий над телами рудных габброидов Коростенского Плутона (Украинский щит) // Геофизический журнал. 2011. Т. 33. № 1. С. 114-127.
6. Зейгельман М.С., Панченко Н.В. Обратная задача магниторазведки: особенности технологии поиска многовариантных решений // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Зб. наук. праць. Київ. 2011. С. 158-169.
7. Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки // Морская геология и геофизика. 1972. № 3. С. 12-21.
8. Маркова М.Н., Лапина Е.П. Высшие производные магнитного поля, их исследование и возможности практического использования для решения задач магнитометрии // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Зб. наук. праць. Випуск 10. Київ, 2013. С. 81 – 98.
9. Маркова М.Н., Лапина Е.П. Исследования и возможности практического применения высших производных магнитного потенциала для решения задач магнитометрии // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Зб. наук. праць. Вип. 11. Київ. 2014. С. 102-120.
10. Осипов Г.В., Свистунов Ю.И., Терехов А.А. О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море // Геотектоника. 1977. № 1. С. 74-79.

11. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В. и др. Тектоника мезокайнозойских обложений Черноморской впадины. М: Недра. 1985. 210 с.

Опыт обнаружения и локализации вертикальных каналов миграции глубинных флюидов при проведении поисковых работ на нефть и газ

Левашов С.П.[1], Батырова Б.Х.[2], Якимчук Н.А.[1], Корчагин И.Н.[3], Божежа Д.Н.[1]

[1]Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина
[2]ТОО "Sky Quest Exploration", Алматы, Республика Казахстан
[3]Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина, korchagin@karbon.com.ua

Ключевые слова: мобильная технология, аномалия типа залежь, нефть, газ, детализация, полевые работы, геоэлектрические методы, шельф, разломная зона, спутниковые данные, прямые поиски, обработка данных ДЗЗ, интерпретация.

Введение. Уже более 15 лет авторы активно и целенаправленно проводят исследования и эксперименты с целью внедрения в практику поисково-разведочных работ мобильных технологий «прямых» поисков и разведки различных полезных ископаемых [1-5] – нефти, газа, золота, урана, воды (питьевой, минеральной, геотермальной), и т.д. В начале 2016 г. при апробации усовершенствованной модификации метода частотно-резонансной обработки спутниковых снимков [2-4] в районе Шебелинского ГКМ был обнаружен вертикальный канал миграции глубинных флюидов – локальный участок с очень высокими значениями пластового давления. В процессе проведения значительного объема дополнительных исследований такие же каналы были также обнаружены и в других регионах земного шара [5].

В нефтегазовом секторе мировой экономики в настоящее время достаточно актуальной является проблема ускорения и оптимизации процесса поисков и разведки скоплений углеводородов (УВ) в коллекторах традиционного и нетрадиционного типа в связи существенным падением цен нефть. Ситуация усугубляется еще и тем, что в последнее время громадные финансовые средства вкладываются в разработку технологий использования солнечной и ветровой энергии, а также электричества. В связи с этим мобильные прямопоисковые технологии могут быть востребованы и использоваться более активно на различных этапах нефтегазопоискового процесса. Ниже на примере решения конкретных поисковых задач демонстрируются потенциальные возможности разработанных мобильных прямопоисковых методов.

Рекогносцировочные исследования. В начале 2016 г. проведена

независимая оценка перспектив нефтегазоносности крупной поисковой площади (около 8000 км^2) в одной из стран Средней Азии по результатам частотно-резонансной обработки и дешифрирования данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [2-4]. Основная цель проведенных исследований – обнаружение и картирование аномалий типа «залежь углеводородов», которые могут быть связаны со скоплениями нефти, газа и газоконденсата на площади работ; выбор наиболее перспективных участков для детального обследования.

По результатам первого (рекогносцировочного) этапа работ на обследованной площади обнаружено 27 аномальных зон: 16 аномалий типа «нефть и газ», 10 – типа «газ» и одна типа «газ и конденсат». С учетом площади обнаруженных аномальных зон, максимальных значений пластового давления и количества поисковых интервалов по глубине по результатам проведенных рекогносцировочных исследований выделено шесть перспективных участков для детального обследования. Общая площадь всех локальных участков детализации равна 842 км^2, что по отношению к обследованной площади составляет 11.23%.

В результате проведенных работ оперативно получена новая (дополнительная и независимая) информация о нефтеносности обследованной площади, которая свидетельствует о целесообразности использования «спутниковой технологии» для предварительной оценки перспектив нефтегазоносности изучаемых территорий на начальном этапе поисков.

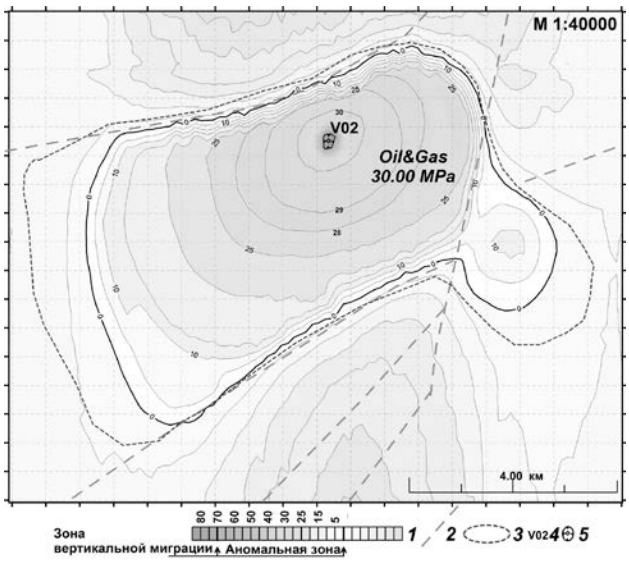


Рис. 1. Карта аномальной геоэлектрической зоны "Центральная" на крупной поисковой площади (Средняя Азия) (По данным частотно-резонансной обработки спутникового снимка). *1* – шкала максимальных значений пластового давления, МРа; *2* – тектонически ослабленные зоны; *3* – зона ВНК; *4* – центральная точка аномальной зоны V02; *5* – локальная зона вертикальной миграции флюидов (углеводородов), Р = 77.0 МРа

Детальные исследования в пределах аномальной зоны «Центральная». В марте-апреле 2016 г. с использованием частотно-резонансного метода дешифрирования данных ДЗЗ проведены детализационные исследования первого этапа в пределах трех из шести аномальных зон. Немного позже, на втором этапе детализации проведены исследования на локальных участках еще 12 обнаруженных аномальных зон. Результаты детализационных работ в пределах одной аномальной зоны («Центральная») анализируются ниже.

С целью увеличения масштаба частотно-резонансной обработки снимков

площадь обследования в пределах рекомендованной аномальной зоны была уменьшена. Обработка спутникового снимка участка расположения аномальной зоны «Центральная» проведена в масштабе 1:40000 (рис. 1).

В процессе проведения обработки спутникового снимка на площади обследования была обнаружена локальная зона с очень высокими значениями пластового давления – 77.0 МПа (рис. 1). С учетом результатов в [5] эту зону можно считать, в принципе, каналом вертикальной миграции глубинных флюидов. Нужно отметить, что попытки обнаружить такие зоны предпринимались также при обработке спутниковых снимков участков всех 15 аномальных зон. Однако вертикальные каналы миграции флюидов обнаружены в пределах только трех аномальных зон.

В обнаруженную локальную зону с высокими пластовыми давлениями попадает центральная точка аномальной зоны V-2. В этой точке проведено вертикальное сканирование геологического разреза в интервале глубин 500-3100 м с целью определения глубин залегания и мощностей аномально поляризованных пластов (АПП) типа «нефть», «газ», «вода+газ», «вода». В процессе проведения сканирования в каждом обнаруженном АПП типа «нефть» и «газ» дополнительно оценены значения пластового давления (рис. 2).

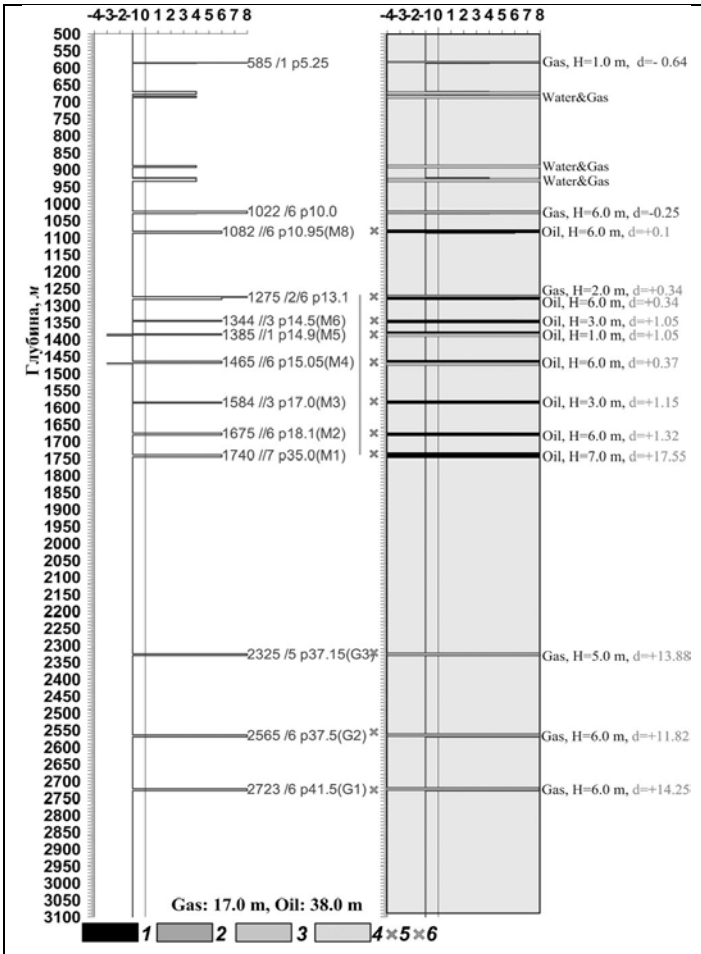


Рис. 2. Результаты вертикального сканирования в центральной точке аномальной зоны "Центральная" на крупной поисковой площади (Средняя Азия). *1* – АПП типа "нефть"; *2* – АПП типа "газ"; *3* – "газ+вода"; *4* – АПП типа "вода"; *5* – перспективные АПП типа "нефть";*6* – перспективные АПП типа "газ". P – пластовое давление, МПа ; d – разница между давлением пластовым (оценки) и условным гидростатическим

Из рис. 2 следует, что вертикальным сканированием в точке V-2 выделено значительное количество АПП типа «нефть» и «газ», которые заслуживают

внимания на данном этапе изучения объекта: оценки значений пластового давления в этих АПП оказались выше гидростатического. Суммарная мощность АПП типа «нефть» (восемь АПП M1-M8) в этой точке равна 38.0 м, а АПП типа «газ» (три АПП G1-G3) – 17.0 м.

Для дальнейшего прослеживания по площади аномалии взят фрагмент разреза в интервале глубин 1200-1800 м, в который попало шесть АПП типа «нефть» (M1-M6).

Через центральную точку аномальной зоны V-2 проложен профиль, вдоль которого зафиксировано дополнительно еще три точки – V2.1-V2.3. В этих трех точках также проведено сканирование разреза с целью прослеживания АПП типа «нефть» M1-M6. Сканирование в этих точках проводилось в небольших интервалах, примерно 1200-1800 м. По данным сканирования построен вертикальный разрез зоны АПП типа "нефть" вдоль профиля.

Результаты сканирования в пределах уточненной аномальной зоны «Центральная» позволили построить карту глубин до кровли горизонта M1 и карту суммарной мощности АПП типа "нефть" горизонтов M1-M8.

На заключительном этапе работ с использованием данных обработки снимка в относительно крупном масштабе и вертикального сканирования разреза в дополнительных точках выполнена приблизительная оценка ресурсов нефти в горизонтах M1-M8. При расчетах значение пористости коллекторов принималось равным 10%. В расчетной формуле использовался также коэффициент 0.8 для учета ошибки в определении контура аномальной зоны.

В результате расчетов получены следующие значения: площадь аномальной зоны: S=35.28 км^2; объём пластов АПП: V=0.52919 км^3; оценка ресурсов нефти: Q=529.19×0.1×0.8= 42.33 миллионов тон. Перспективные интервалы глубин поиска залежей нефти – 1200-1800 м, газа – 2300-2800 м.

В целом, результаты исследований в пределах аномальной зоны «Центральная» можно резюмировать следующим образом:

1. Детализационные исследования в пределах аномальной зоны «Центральная» подтвердили ее перспективность на обнаружение промышленных скоплений нефти и газа. В разрезе на площади аномалии в ее «центральной» точке обнаружено восемь АПП типа «нефть» (M1-M8) общей мощностью 38 м и три АПП типа «газ» суммарной мощностью 17 м. Оценки значений давления в обнаруженных АПП типа «нефть» и «газ» выше гидростатического. В одном АПП типа «нефть» M1 и в трех АПП типа «газ» G1-G3 зафиксированы аномально высокие значения пластового давления.

2. По результатам работ здесь можно предположить наличие ловушки тектонически экранированного типа. Практически в «центральной» точке аномальной зоны обнаружен локальный участок с очень высокими значениями пластового давления – канал вертикальной миграции глубинных флюидов (УВ).

Прогнозируемые залежи нефти и газа на этом участке могли сформироваться за счет поступления (миграции) флюидов под давлением по этому каналу. Не исключено, что этот канал активен. Это подтверждают также свидетельства активной водородной дегазации в районе аномалии «Центральная», которые четко видны на спутниковом снимке участка.

3. На данном этапе изученности этого объекта целесообразность бурения поисковой скважины в его пределах не вызывает сомнений.

4. В связи с обнаружением участка с очень высокими значениями пластового давления, для получения более достоверных оценок ресурсов нефти и газа в пределах аномальной зоны «Центральная» на ее площади целесообразно провести наземные геоэлектрические исследования мобильными прямопоисковыми методами СКИП и ВЭРЗ [1, 4], точность которых выше точности методов частотно-резонансной обработки данных дистанционного зондирования Земли. Более достоверная информация о пластовых давлениях нужна также для безопасного бурения скважин.

Дополнительные исследования. В [5] описана методика обнаружения и локализации локальных участков с высокими значениями пластового давления. Основу этой методики составляет процедура обнаружения и оконтуривания небольших участков с аномальными откликами на резонансных частотах гелия и водорода. На следующем шаге в контурах обнаруженных аномалий типа «гелий» и «водород» оцениваются максимальные значения пластового давления по резонансным частотам газа.

Эта методика поисков (обнаружения) вертикальных каналов использовалась при проведении детализационных работ в пределах всех обследованных аномальных зон. Вертикальный канал обнаружен и оконтурен только в контурах трех аномальных зон, в том числе и в пределах аномалии «Центральная». Информация об этом канале приведена выше.

Вполне естественно, что обнаружение аномальных зон типа «гелий» и «водород» указывает на глубинный источник выделенных в разрезе аномальной зоны «Центральная» аномально поляризованных пластов типа (АПП) «нефть» и «газ». В этой ситуации возникает дополнительный вопрос: а не может ли гелий и водород накопиться также в АПП типа «нефть» и «газ», выделенных сканированием в точке V-2 (рис. 1)?

Для ответа на этот вопрос было проведено дополнительное сканирования в точке V-2 отдельных интервалов разреза (АПП типа «нефть» и «газ») с целью регистрации аномальных откликов на резонансных частотах гелия и водорода. В результате сканирования аномальные отклики на резонансных частотах водорода зафиксированы в газовых пластах G1 и G3, а на резонансных частотах гелия – в пласте G1 (рис. 2). Это позволяет предположить, что в пласте G1 в составе газа есть водород и гелий, а в пласте G3 – водород.

Заключение. Результаты оперативно проведенных исследований (рекогносцировочных в пределах крупного поискового блока и детализационных в контурах обнаруженных и закартированных наиболее перспективных аномальных зон) свидетельствуют о целесообразности практического применения мобильной и прямопоисковой технологии частотно-резонансной обработки спутниковых снимков при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ. Целенаправленное использование этой технологии на различных этапах геологоразведочного процесса позволит существенным образом сократить время и материальные ресурсы на проведение необходимого комплекса геолого-геофизических исследований. В

период резкого падения цен на нефть в мире проблема ускорения и оптимизации поискового процесса является исключительно актуальной.

Литература

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений углеводородов геоэлекрическими методами: результаты практического применения в 2001-2005 гг. // Геоінформатика. 2006. № 1. С. 31-43.

2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоінформатика. 2010. № 3. С. 22-43.

3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоінформатика. 2011. № 2. С. 19-35.

4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167-176.

5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н., Прилуков В.В. Мобильные прямопоисковые технологии: факты обнаружения и локализации каналов вертикальной миграции флюидов – дополнительные свидетельства в пользу глубинного синтеза углеводородов // Геоінформатика. 2016. № 2. С. 5-23.

Характер электромагнитного излучения в эпицентре землетрясения в районе г. Мариуполь по результатам частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ

Левашов С.П.[1,2], Якимчук Н.А.[1,2], Корчагин И.Н.[3], Божежа Д.Н.[2]

[1]Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина

[2]Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев, Украина

[3]Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина, korchagin@karbon.com.ua

Ключевые слова: частотно-резонансный метод, эпицентр землетрясения, предвестник, спутниковые данные, мобильная технология, обработка данных ДЗЗ, интерпретация, зона высокочастотного излучения.

Введение. Начиная с 2010 г. авторы начали апробацию мобильной прямопоисковой технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ [4-6] при поисках и разведке рудных и горючих полезных ископаемых в различных регионах мира. В процессе дешифрирования спутниковых снимков участков расположения эпицентров землетрясений в Турции, Индонезии и Японии были обнаружены аномальные зоны в естественном импульсном электромагнитном поле Земли (ЕИЭМПЗ) на очень высоких частотах – десятки-сотни мегагерц. В связи с этим, в 2016 г. технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ целенаправленно использовалась для обнаружения и локализации участков высокоинтенсивного электромагнитного излучения в районах четырех эпицентров землетрясений в Республике Казахстан, Японии, Украине и Италии [8]. Цель исследований – изучение возможности применения мобильной технологии в задачах мониторинга сейсмоопасных территорий с целью прогноза землетрясений. Экспериментальные работы на участке расположения эпицентра в районе г. Мариуполь выполнены в августе 2016 г.

Метод исследований. Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ является методом «прямых» поисков различных полезных ископаемых [4-6], разработанным на принципах «вещественной» парадигмы геофизических исследований. В этом методе выделение полезного сигнала из спутниковых снимков осуществляется частотно-резонансным способом. Для различных полезных ископаемых (нефть, газ, уран, золото, вода, цинк и т.д.) на их образцах определены характерные для них резонансные частоты, которые используются при дешифрировании данных ДЗЗ. Отличительные особенности метода, а также его потенциальные возможности описаны во многих публикациях и отчетах по выполненным исследованиям, в том числе и в [4-6]. Дополнительные сведения об этом методе, а также примеры его практического применения для оперативного решения разнообразных поисковых задач можно найти на сайте [http://www.geoprom.com.ua/index.php/ru/].

Землетрясение в районе г. Мариуполь. 7 августа 2016 г., вблизи г. Мариуполь произошло землетрясение с магнитудой, которую по данным различных сейсмических станций оценили как 4.6-4.9 [1]. Координаты очага землетрясения оценены как: широта 47.35°N, долгота 37.52°E, глубина очага 10 км. Благодаря большой глубине очага, землетрясение ощущалось на значительной по площади территории. В эпицентре землетрясение проявилось с интенсивностью 6 баллов по шкале MSK-64. Оно ощущалось людьми в Мариуполе, Бердянске, Запорожье, Днепре и в других населенных пунктах.

На начальном этапе исследований выполнена обработка спутникового снимка участка расположения эпицентра в масштабе 1:50000. Полученные при этом результаты можно резюмировать следующим образом [8]:

1. В районе расчетного эпицентра аномальная зона не зафиксирована.
2. Аномалия с максимальными значениями свыше 1200 МГц закартирована примерно в 4.5 км на юго-восток от расчетного эпицентра.
3. В центральной части аномальной зоны зафиксированы аномальные отклики на резонансных частотах водорода и гелия. Здесь можно предположить наличие вертикального канала миграции глубинных флюидов.

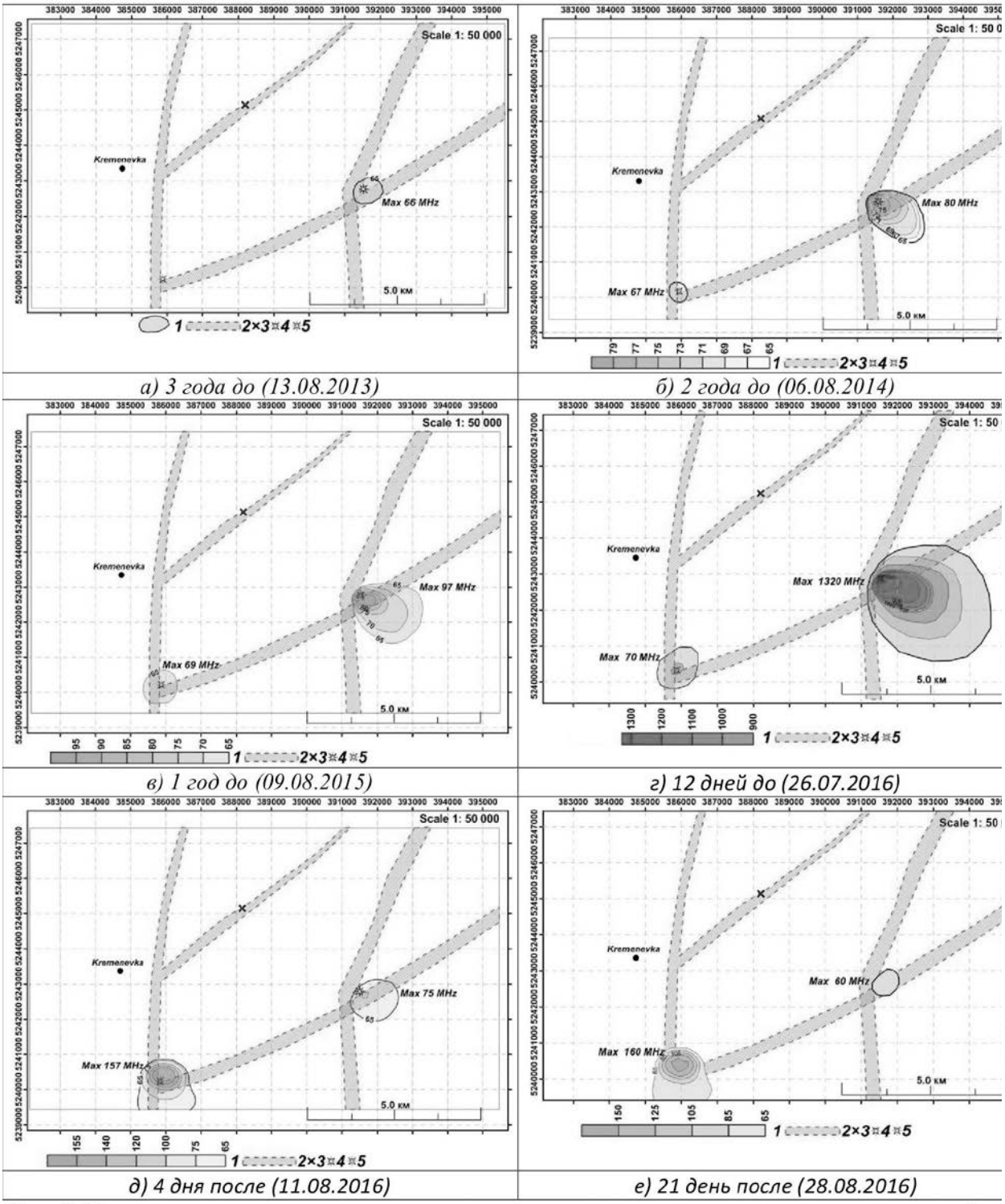


Рис. 1. Карта геоэлектрических аномальных зон в естественном импульсном электромагнитном поле Земли (ЕИЭМПЗ) зоны землетрясения 07.08.2016 в районе г. Мариуполь. *1* – шкала частот ЕИЭМПЗ (контур аномалии), МГц; *2* – зоны тектонических нарушений по данным дешифрирования; *3* – эпицентр землетрясения по расчетным сейсмическим данным: N 47.35º, E 37.52º; *4* – эпицентр землетрясения по данным частотно-резонансного анализа снимков: N47.3290558º, E37.5643334º; *5* – эпицентр зоны формирования нового землетрясения: N 47.3060454º, E 37.489186º

4. В юго-западной части обследованной площади обнаружена еще одна относительно небольшая аномальная зона с максимальным значением частоты 70 МГц. Эту аномальную зону можно считать участком формирования «будущего» («прогнозируемого») землетрясения.

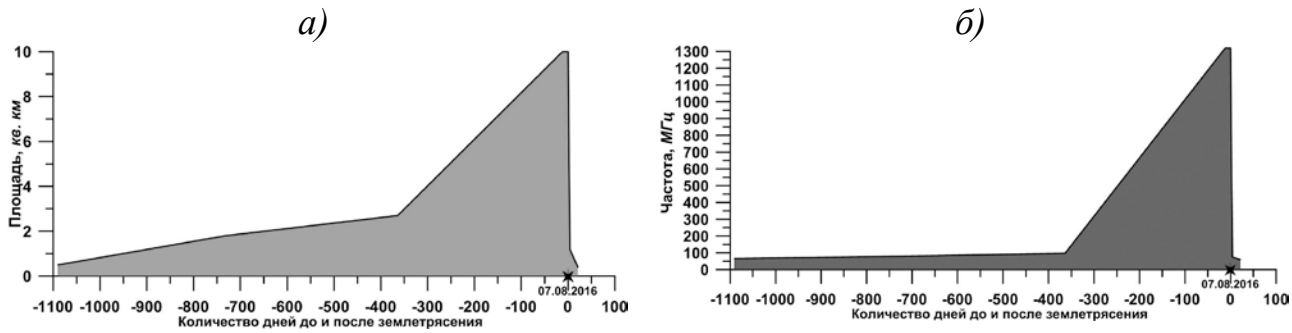


Рис. 2. Графики изменения площади аномальной зоны *(а)* и частоты *(б)* естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) во временном диапазоне над эпицентром землетрясения 07.08.2016 в районе г. Мариуполь

На втором этапе работ исследовался характер зарождения и развития аномальных зон высокочастотного излучения во времени. Для этого было обработано шесть снимков участка расположения эпицентра (рис. 1): за 3, 2, 1 год и 12 дней до землетрясения, а также через 4 и 21 день после землетрясения. По результатам дешифрирования снимков построены графики изменения площади аномальной зоны (рис. 2а) и частоты (рис. 2б) ЕИЭМПЗ во времени над эпицентром. Анализ рис. 1 и 2 позволяет констатировать следующее.

1. Характер изменения параметров аномальной зоны высокочастотного излучения (площадь аномалии и значение максимальной частоты) здесь примерно такой же, как и на участке землетрясения в Японии [8]. Отметим, однако, что площадь закартированной аномалии здесь существенно меньше.

2. Зона высокочастотного излучения начала формироваться в этом районе несколько раньше, чем в Японии – за три года до землетрясения.

3. Обратим также внимание на следующее обстоятельство. За два года до землетрясения в юго-западной части участка обследования начала формироваться вторая зона высокочастотного излучения (рис. 1).

4. После землетрясения вторая аномальная зона не исчезла – частота электромагнитного излучения в ее пределах продолжает расти. Это можно считать дополнительным свидетельством в пользу формирования (подготовки) на этом участке нового землетрясения.

5. Целесообразно организовать мониторинг за второй аномальной зоной путем обработки спутниковых снимков через определенные интервалы времени по мере их появления в открытом доступе. Такой мониторинг авторы планируют в дальнейшем проводить. Мониторинг за этой зоной может также осуществляться и наземными измерениями.

Выводы и комментарии. Отметим, что основная цель проведенных исследований – обратить внимание представителей научного сообщества и

технических специалистов на уже накопленные (в огромных объемах) массивы данных ДЗЗ, которые при использовании эффективных методов и технологий их дешифрирования могут быть использованы для оперативного мониторинга за сейсмически опасными регионами земного шара. К тому же, массивы этой информации ежедневно пополняются. Эта информация, часть которой находится в свободном доступе, может также использоваться более активно и целенаправленно для решения и других задач – поисков и разведки рудных полезных ископаемых, скоплений УВ и воды (питьевой, минеральной, геотермальной), в том числе. Акцентируем внимание на следующие моменты.

1. Принципиальным следует считать то, что затраты на использование данных ДЗЗ для мониторинга будут незначительными. Локальные центры оперативной обработки данных ДЗЗ могут быть созданы в рамках уже существующих систем глобального аэрокосмического мониторинга.

2. Можно достаточно обосновано утверждать, что результаты проведенных экспериментальных исследований не противоречат разработкам многих исследователей, в том числе и представленных в [2-3, 7]. Так, в монографии [2] рассматривается «физико-химическая модель сейсмичности, в основе которой лежат представления о реакции блочной геологической среды на взаимодействия с восходящими потоками легких газов и экзотермических реакций водорода с другими газами».

Автор статьи [3, ч.1, с. 9] констатирует, что «сейсмичность может рассматриваться с позиции нафторудогенеза как сопутствующий процесс при образовании месторождений флюидного генезиса». Во второй части статьи [5, ч.2, с. 17] утверждается что: «Чем интенсивнее газонасыщение среды при тектонической активизации, тем реальнее сейсмическое событие. Насыщение геологических структур газом ведет к потенциальной сейсмоопасности территорий. В качестве таких примеров можно назвать Кольский п-ов, Кандалакшский грабен, северное и северо-восточное Приазовье».

В монографии [7] представлена «феноменологическая модель условий формирования геохимических, гидрогеологических, геотермальных, биологических и других геофизических аномалий, а также каскадно-взрывного механизма субвертикальной миграции флюидов в земной коре на стадиях подготовки и свершения землетрясений».

3. Полученные результаты свидетельствуют о целесообразности проведения дальнейших исследований в обозначенном направлении – изучении характера (особенностей) электромагнитного излучения (эмиссии) на участках расположения эпицентров средних и крупных землетрясений в различных сейсмоопасных регионах. На локальных участках расположения эпицентров прошедших землетрясений есть возможность детально изучить характер (характеристические особенности) изменения электромагнитных параметров излучения (частоты и площади) во времени. Результаты таких детальных исследований могут быть использованы в дальнейшем для мониторинга за зонами (эпицентрами) «будущих» («прогнозируемых) землетрясений.

4. Технология частотно-резонансной обработки спутниковых снимков сейсмоопасных территорий предоставляет возможность оперативно

обнаружить и закартировать аномальные зоны высокочастотного излучения. За обнаруженными аномальными зонами может быть организован мониторинг, в том числе и путем проведения наземных измерений.

5. Материалы проведенных исследований могут быть дополнительным аргументом в пользу концепции глубинного синтеза углеводородов в рамках процесса водородной дегазации Земли.

Заключение. Результаты проведенных исследований указывают на целесообразность более активного и целенаправленного использования данных ДЗЗ, а также частотно-резонансной технологии их обработки для оперативного решения поисково-разведочных, экологических и мониторинговых задач. На настоящий момент спутниковые снимки накоплены в громадных объемах. Значительное их количество находится в свободном доступе. А мобильная технология обработки снимков также может найти применение в задачах мониторинга сейсмоопасных территорий с целью прогноза землетрясений.

Литература

1. В Мариуполе произошло землетрясение [Электронный ресурс] // http://fakty.ua/220667-v-mariupole-proizoshlo-zemletryasenie (дата обращения: 10.09.16).

2. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: ЦНИИМаш. 2007. 160 с.

3. Кузин А.М. О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). [Электронный ресурс] //

Часть 1. http://oilgasjournal.ru/vol_12/kuzin1.pdf.

Часть 2. http://oilgasjournal.ru/vol_12/kuzin2.pdf (дата обращения: 10.09.16).

4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22-43.

5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19-35.

6. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167-176.

7. Осика Д.Г., Черкашин В.И. Энергетика и флюидодинамика сейсмичности. М: Наука. 2008. 244 с.

8. Якимчук Н.А., Левашов С.П., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Некоторые результаты частотно-резонансной обработки спутниковых снимков участков расположения эпицентров землетрясений в различных регионах мира // 5-я Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти «Кудрявцевские чтения». Россия-Москва-ЦГЭ, 17-19 октября - 2016 г. Тезисы докладов. 7 с.

http://conference.deepoil.ru/images/stories/docs/5KR/Theses/Yakymchuk-Levashov-Korchagin-Boghegha_Theses-3.pdf

Этапы проведения поисковых работ на нефть и газ с использованием мобильных дистанционных и геоэлектрических методов

Левашов С.П.[1,2], Якимчук Н.А. [1,2], Корчагин И.Н.[3], Божежа Д.Н.[2]

[1]Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина
[2]Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев, Украина
[3]Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина, korchagin@karbon.com.ua

Ключевые слова: Мобильная технология, аномалия типа залежь, нефть, газ, детализация, полевые работы, геоэлектрические методы, шельф, разломная зона, спутниковые данные, прямые поиски, обработка данных ДЗЗ, интерпретация.

Введение. В связи существенным падением цен нефть в настоящее время достаточно актуальной является проблема ускорения и оптимизации поискового процесса на нефть и газ. В этой ситуации могут быть востребованы и использоваться более активно на различных этапах нефтегазопоискового процесса мобильные прямопоисковые технологии. Особенности практического применения и потенциальные поисковые возможности дистанционного и геоэлектрических методов обсуждаются ниже.

О прямопоисковых методах. Мобильная технология (метод частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ [2-4] и геоэлектрические методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1, 4]) активно используется при проведении экспериментальных исследований различного характера. Отдельные компоненты этой технология разработаны на принципах «вещественной» парадигмы геофизических исследований [4], сущность которой – поиск конкретного (искомого в каждом отдельном случае) вещества – нефти, газа, газоконденсата, золота, железа, воды, и т.д. Отличительные особенности используемых методов описаны во многих публикациях, в том числе и перечисленных в списке литературы [1-6]. Ниже мы охарактеризуем этапы проведения поисковых работ, а также акцентируем внимание на результаты, которые могут быть получены при этом.

Поисковые работы мобильными методами могут выполняться в три основных этапа: 1) частотно-резонансный анализ спутниковых снимков крупных поисковых площадей в относительно мелком масштабе (*исследования регионального характера*); 2) детальный частотно-резонансный анализ

спутниковых снимков отдельных площадок (участков) аномальных зон, выделенных на первом этапе (*детализационные работы*); 3) полевые геоэлектрические работы на наиболее перспективных локальных участках, выделенных в процессе второго этапа работ (*наземные исследования*).

Региональные исследования. На данном этапе работ оцениваются перспективы обнаружения в пределах поисковых площадей залежей УВ. Исследования проводятся в следующей последовательности: 1) выделение и прослеживание по площади линейных зон тектонических нарушений; 2) обнаружение аномальных зон типа «залежь газа», «залежь нефти», «залежь газоконденсата»; 3) предварительная фиксация контуров поисковых объектов и определение их площадей; 4) оценка интервалов пластовых давлений в залежах нефти и газа для каждой выделенной аномальной зоны; 5) построение карт аномальных участков в изолиниях максимальных значений пластового давления для каждой аномальной зоны.

На региональном этапе исследований частотно-резонансный анализ спутниковых снимков проводится в масштабах 1:200 000 - 1:150 000. Время обработки одного планшета (спутникового снимка на листе в формате А3) составляет примерно 2-3 дня.

Детализационные работы в пределах наиболее перспективных аномальных зон, выделенных на первом этапе исследований, проводятся с использованием частотно-резонансного дешифрирования спутниковых снимков. Критерием отбора участков для детализации являются размеры аномальных зон и наличие нескольких интервалов пластовых давлений в каждой аномалии. Детализация может проводиться в масштабах 1: 60000 - 1: 15000. На данном этапе проведения работ осуществляется:

1) Выделение и прослеживание тектонически ослабленных зон и тектонических нарушений, которые не обнаружены на мелкомасштабных планшетах.

2) Детализация и уточнение контуров аномальных зон, расчет их площадей.

3) Построение детальной карты аномальной зоны в изолиниях максимальных значений пластового давления.

4) Вертикальное сканирование разреза в точке максимума давления; определение глубин залегания аномально поляризованных пластов (АПП) типа «нефть», «газ», «вода», «вода+газ», «плотные породы»; построение вертикальной колонки АПП.

5) Выбор дополнительных точек сканирования вдоль профилей. Построение по результатам сканирования колонок и вертикальных разрезов АПП для аномалии.

6) Оценка пластовых давлений для наиболее мощных АПП.

7) Построение карт суммарных мощностей АПП типа «нефть» и «газ».

8) Оценка объёмов коллекторов, содержащих нефть и газ.

9) Построение структурных карт по глубинам залегания АПП, которые прослеживаются на всех точках сканирования. Формулирование

предположений о типе ловушки УВ (антиклинальная, тектонически экранированная, литологическая).

10) Определение оптимальных объемов полевых геоэлектрических исследований. Рекомендации по проведению сейсморазведочных работ (по профилям или площади).

Детализационные работы в контурах одной аномалии занимают 4-5 дней.

Полевые работы. Обследование выделенных перспективных участков проводится наземными геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ. На этапе проведения полевых работ осуществляются следующие действия:

1) В пределах обследуемых аномальных зон выделяются и прослеживаются мелкие нарушения, которые могут разделить аномалию на несколько фрагментов.

2) Уточняются размеры каждого блока и границы водонефтяных контактов.

3) Площадь аномалии покрывается сетью точек ВЭРЗ. В каждой точке определяются и уточняются интервалы АПП типа «нефть», «газ», «газ+вода», «вода».

4) Оценка пластовых давлений для каждого пласта прогнозируемой залежи.

5) Построение вертикальных колонок и вертикальных геолого-геофизических разрезов прогнозируемого месторождения.

6) Построение карты суммарной мощности АПП типа «нефть» и «газ», а также карт мощности отдельных, наиболее перспективных нефтяных и газовых пластов.

7) Построение структурных карт по нескольким маркирующим горизонтам.

8) Приблизительная оценка прогнозируемых ресурсов нефти и газа.

9) Определение оптимальных точек заложения поисковых скважин.

10) Проводится привязка выделенных зон АПП к литологическим разностям разреза в рекомендованных точках заложения скважин.

Время проведения полевых работ составляет 15-20 дней, обработка результатов измерений и подготовка отчетных материалов – 20-30 дней.

Обработка и дешифрирование спутниковых снимков поисковых участков, заимствованных из источников свободного доступа, оперативно проводится в лаборатории. В связи с этим эту технологию можно считать супер-оперативной.

Некоторые наработки по теоретическому обоснованию применяемых методов сформулированы в статье [7]. На сайте [http://www.geoprom.com.ua/index.php/ru/] размещен видеофильм, в котором демонстрируются особенности проведения работ, а также презентация с результатами практического применения описанных методов.

Наземные исследования на поисковом блоке в Западной Африке. В 2015 г. на площади достаточно крупного поискового блока в Западной Африке проведены практически все этапы поисковых работ. Для демонстрации результатов полевых работ приведем несколько графических иллюстраций из материалов геоэлектрических исследований методами СКИП и ВЭРЗ.

В этом регионе на начальном этапе выполнена частотно-резонансная обработка спутникового снимка крупного (существенно) блока в очень мелком масштабе – 1:700000. В его пределах обнаружены три очень крупные аномальные зоны типа «Oil&Gas». Следует отметить, что аномальные зоны такой большой площади обнаружены впервые.

Снимок южной части блока обработан в масштабе 1:300000. В его пределах закартировано значительное количество относительно небольших по площади аномальных зон типа «Oil&Gas». Семь таких аномалий были выбраны для обследования наземными методами СКИП и ВЭРЗ. Результаты наземной съемки в пределах шести аномалий показаны на рис. 1.

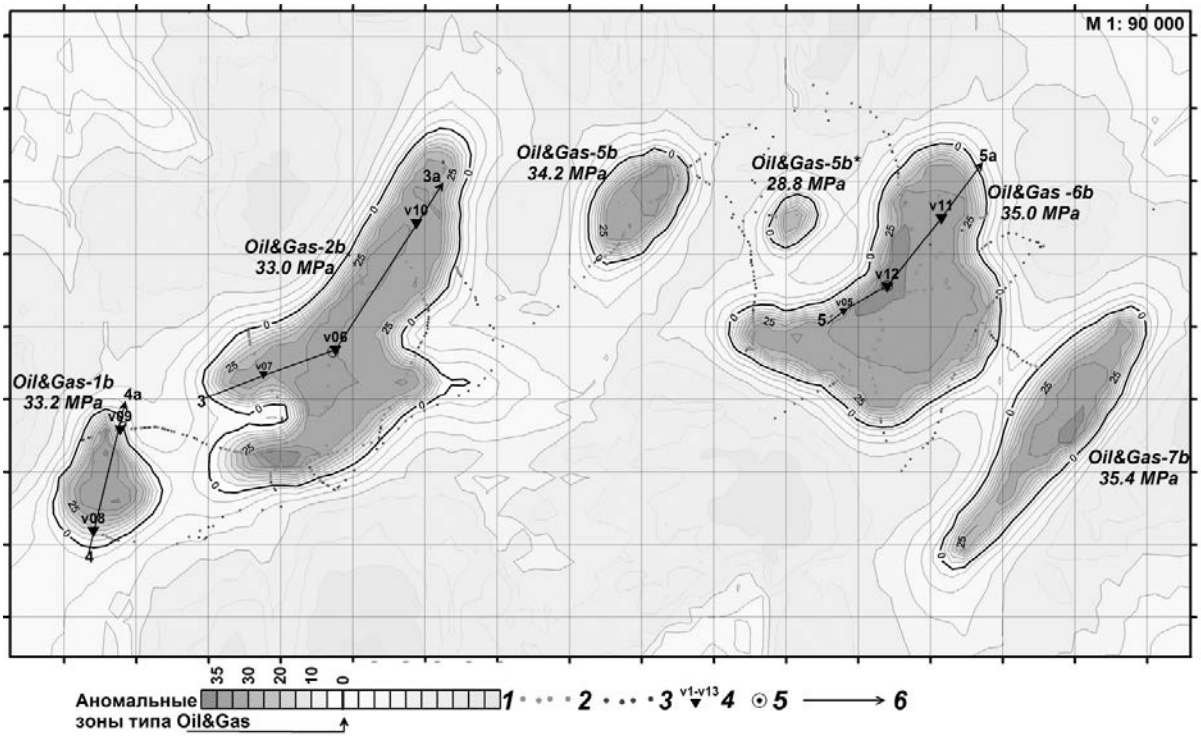


Рис. 1. Карта аномальных геоэлектрических зон типа «залежь нефти и газа» на поисковой площади ОМЕГА в Западной Африке. Аномалии №№ 1b, 2b, 5b, 5b*, 6b и 7b (по данным полевых работ и частотно-резонансного дешифрирования спутниковых снимков). *1* – шкала максимальных значений пластового давления, МПа; *2* – положительные значения поля СКИП; *3* – отрицательные значения поля СКИП; *4* – точки вертикального сканирования; *5* – центральные точки аномальных зон; *6* – линии вертикальных разрезов

В контурах трех аномальных зон (Oil&Gas-1b, Oil&Gas-2b, Oil&Gas-5b) в восьми точках вдоль трех профилей проведено зондирование методом ВЭРЗ в интервале глубин 3100-3600 м с целью определения глубин залегания и мощностей АПП типа «нефть», «газ», «вода», «плотные породы», и т.д. Результаты зондирования в каждой точке представлены графически диаграммами и колонками. По результатам зондирования построены также три схематических геолого-геофизических разреза обнаруженных АПП в интервале обследования (рис. 1). Один такой разрез показан на рис. 2.

Такого же рода полевые работы проведены также и на площади седьмой аномальной зоны. По последним сведениям бурение первой поисковой скважины на блоке планируется в пределах седьмой аномалии, обследованной наземными методами СКИП и ВЭРЗ.

Заключение. Отдельные методы прямопоисковой технологии могут использоваться на различных этапах поисковых работ – рекогносцировочном (оценка перспектив нефтегазоносности крупных поисковых блоков), детализационном (оценка прогнозируемых ресурсов нефти и газа в пределах отдельных, обнаруженных на рекогносцировочном этапе аномальных зон), полевом (наземные полевые исследования геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ с целью уточнения прогнозируемых ресурсов нефти и газа и выбора оптимальных мест заложения поисковых и разведочных скважин).

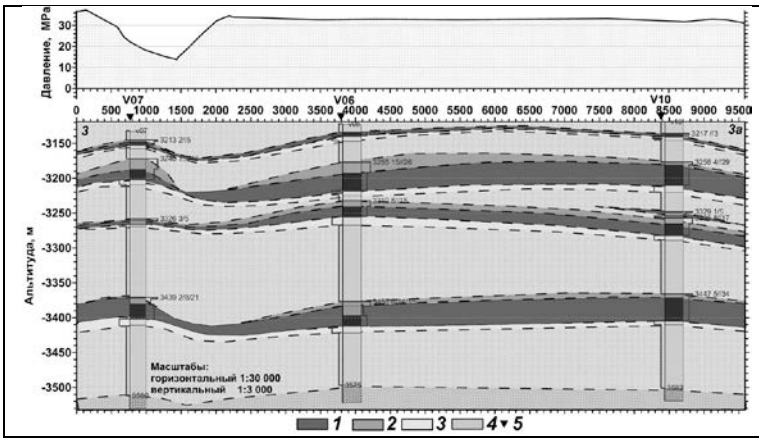


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез вдоль линии 3-3а. Профиль 3-3а. (По данным вертикального сканирования). *1* – аномально-поляризованный пласт (АПП) типа «нефть»; *2* – АПП типа "газ"; *3* – АПП типа "вода"; *4* – АПП типа "фундамент"; *5* – точки зондирования ВЭРЗ.

Прямопоисковую технологию рекомендуется использовать в комплексе с традиционными геофизическими методами (сейсмическими, в первую очередь). Ее применение может принести значительный эффект при поисках промышленных скоплений УВ в нетрадиционных коллекторах (в том числе и в районах распространения сланцев, пород баженовской свиты, угленосных формаций, кристаллических пород). Мобильная технология может также успешно применяться при исследованиях слабоизученных участков и блоков в пределах известных нефте- и газоносных бассейнов.

Литература

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений углеводородов геоэлекрическими методами: результаты практического применения в 2001-2005 гг. // Геоінформатика. 2006. № 1. С. 31-43.

2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоінформатика. 2010. № 3. С. 22-43.

3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты

проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоінформатика. 2011. № 2. С. 19-35.

4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167-176.

5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Мобильные технологии прямых поисков нефти и газа: о целесообразности их дополнительного применения при выборе мест заложения скважин // Геоінформатика. 2015. № 3. С. 5-30.

6. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н., Прилуков В.В. Мобильные прямопоисковые технологии: факты обнаружения и локализации каналов вертикальной миграции флюидов дополнительные свидетельства в пользу глубинного синтеза углеводородов // Геоінформатика. 2016. № 2. С. 5-23.

7. Якимчук М.А. Електричне поле і його роль у житті Землі // Геоінформатика. 2014. № 3. С. 10–20.

Мониторинг ГРП: почему бы не гравиметрия?

Лобанов А.М.[1], Романов В.В.[1], Никитин А.А.[1], Шнеерсон М.Б.[1] , Смирнова И.А.[2]

[1]Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия, lobannet@mail.ru
[2] ООО НПО «НАФТАКОМ», Москва, Россия

Одной из проблем разработки сланцевых залежей углеводородов с помощью ГРП является оценка и оконтуривание площади пород подвергшихся разрушению с образованием трещин различного размера, а также мониторинг состояния и развития этой зоны во времени с целью прогнозирования ее продуктивности и определения расстояния до последующих предполагаемых скважин и участков для применения ГРП. В настоящее время мониторинг ГРП осуществляется преимущественно микросейсмическими методами, реже наклонометрическими измерениями [4,5]. Измерения сейсмического поля производят во время закачки проппанта на поверхности над зоной ГРП, определяя таким образом контур образования трещиноватости пород. При этом предполагают, что сейсмические волны от зоны разрушения распространяются вертикально. Используются также сейсмические измерения в скважинах, если имеются таковые недалеко от участка ГРП.

При воздействии на пласт закаченного под большим давлением проппанта происходит нарушение динамического состояния пласта. При этом происходят

все стадии деформационных изменений пород: от упругой деформации до полного их разрушения. В ближней зоне наблюдается полное и быстрое разрушение, далее – накопление напряжений, ползучесть и упрочение, и еще далее – упругая деформация. Все эти процессы приводят к образованию в породе трещин различной толщины и длины за счет уплотнения породы и частичного поднятия вышележащего слоя пород, которое может проявляться даже в поднятии земной поверхности над зоной ГРП. Процесс ГРП можно рассматривать как закачку кинетической энергии в геологический пласт, часть которой расходуется на разрушение пород, а другая часть аккумулируется в пласте в виде упругих напряжений с последующей разрядкой.

После динамического воздействия на пласт породы не остаются в покое и на различном расстоянии от очага ГРП происходят такие явления, как релаксация первоначального состояния, сопровождающаяся упругим гистерезисом, ползучесть, приводящая к постепенному сжиманию трещин и пор, что является причиной афтершоков, заполнение порового пространства флюидами, что также сопровождается генерацией сейсмических колебаний широко спектра частот. Учитывая горное давление и температуру пород на глубинах 2 – 3 км, стабилизация участков воздействия ГРП происходит не мгновенно, а занимает продолжительное время в течение которого породы также генерируют сейсмический фон. Сам процесс фильтрации углеводородов из трещиноватых участков также сопровождается генерацией сейсмического фона. Лунно-солнечные вариации силы тяжести вызывают квазипериодические изменения давления в зонах ГРП и также генерацию упругих колебаний [2, 3]. Таким образом, участки пород подвергнутых ГРП характеризуются длительным и широкополосным сейсмическим излучением. Однако энергия этого излучения резко падает после прекращения закачки. Высокочастотная часть спектра быстро затухает с расстоянием, низкочастотная же часть (0,05 – 5 Гц) затухает менее, продолжается в течение длительного времени и содержит информацию о радиусе распространения эффекта ГРП и о нефтегазоотдачи этой зоны.

В настоящее время чувствительность современных геофонов сейсморазведки на инерциальные возмущения ограничивается ускорением в 1мкм/с^2 (0.1 мГал). Ожидаемые ускорения создаваемые «работой» фильтрации УВ гораздо меньше этого предела. Недостатками микросейсмических методов является невозможность проследить состояние зоны ГРП в течении длительного времени, оконтурить периферийные границы, затронутые технологией ГРП, а также невозможность удовлетворительно разделить помехи естественного и техногенного происхождения. Измерения микросейсмического поля в наблюдательных скважинах возможно только при их наличии и в нужных местах. Как не вспомнить здесь о гравиметрах, предназначенных для измерения силы тяжести, но по сути представляющие собой даулистические приборы, чувствительные элементы которых являются также сейсмографами с чувствительностью намного превышающие современные геофоны сейсморазведки – до 1 нм/с^2 (0,1 мкГал, например gPHONE Gravity Meter) и имеющие максимальные частотные характеристики в диапазоне 0,05 – 0.2 Гц

(Scintrex CG-5aut. – 6 Гц). Такие приборы, с чувствительными системами в виде горизонтальных маятников малочувствительны к высокочастотным помехам и могут быть прекрасным инструментом мониторинга ГРП. Технология мониторинга ГРП с применением гравиметров предполагает оценку интенсивности сейсмического поля в низкочастотном диапазоне (0.05 – 0.25 Гц) предполагаемого участка работ до проведения ГРП и после его завершения с последующим анализом изменения этих полей.

При проведении ГРП в вертикальных скважинах эффективным инструментом определения радиуса разрушения пород будет гравитационный каротаж [1]. Разрешающая возможность этого метода определения плотности пород вокруг скважины – порядка 0.02 г/см.куб при шаге измерений 2,5 м в радиусе 12 – 15 м от ствола скважины. Именно этот слой пород дает более 90% информации об изменении гравитационного поля. Проводя гравитационный каротаж в интервале 50 м с шагом 2.5 м получим томографию изменения плотности в радиусе более 250 м вокруг скважины, по которой несложно получить оценку изменения пористости этого пласта.

Литература

1. Аксельрод С.М. Современное состояние и перспективы гравиметрического каротажа // НТВ «Каротажник». 2009. Вып. 6. С. 103-131.

2. Ведерников Г.В., , Новые возможности изучения геодинамических шумов от нефтегазовых залежей: Геофизика. 2006. № 5. С. 9-12.

3. Лобанов А.М., Романов В.В. Перспективы гравиметрии при изучении динамически нестабильных природных объектов // Разведка и охрана недр. 2015. № 7.

4. Метод низкочастотного сейсмического зондирования // ЗАО «Градиент». www.gradient-geo.com

5. Mirco van der Baan, David Eaton and Maurice «Dusseault. Microseismic Monitoring Developpements in Hydraulic Fracture Stimulation» // Effective and Sustainable Hydraulic Fracturing, book edited by Andrew P.Bunger, John McLennon and Rob Jeffrey, ISBN 978-953-511-1137-5, Published: May 17, 2013 under CC BY 3.0 license.

Изучение возможностей структурных трансформаций гравитационного и магнитного полей при геологическом картировании

Логвин В.Н.[1], Пигулевский П.И.[2]

[1] Национальный горный университет, Днепр, Украина, logvinvn@mail.ru
[2] Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Ключевые слова: Геологическое картирование, гравитационные и магнитные поля, трансформация, градиент, кривизна, линеамент, локализация источника.

При геологическом картировании территорий большое значение отводится всевозможным трансформациям геофизических полей. Основная цель которых, повысить роль геологической информативности исходных полей. В этой связи определенное место отводится и подходу, основанному на выделении линеаментов полей.

Под линеаментом поля обычно принято понимать линии наиболее значительного проявления какой-нибудь линейной особенности в структуре изучаемого поля. Наиболее «ценными» среди линеаментов поля являются те, которые соответствуют положению границ геологических пород и линий тектонических нарушений. Задача проведения геологически содержательных линеаментов в гравимагнитных полях является достаточно сложной и неоднозначной даже в ручном варианте интерпретации по картам изолиний поля необходим определенный опыт.

Поэтапная схема интерпретации полей при геологическом картировании. Выделение линеаментов геофизических полей с целью изучения геологического строения территорий выполняется в несколько последовательных этапов:

1) Подготовительный этап: формирования файла дискретных значений каждого исходного геофизического поля по квадратной сети с шагом равным 1-2 мм в масштабе результативной карты.

2) Предварительный этап: вычисление горизонтальных градиентов и кривизны исходных геофизических полей.

3) Этап выявления линеаментов: формирование точек наиболее вероятного местоположения одиночных линеаментов полей.

4) Этап синтеза (объединение одиночных линеаментов): формирование параметров сводных линий линеаментов полей.

5) Этап визуализации: построение результатов выполненной структурной трансформации полей.

6) Этап классификации: группирование результирующих линий линеаментов по «геологической специализации» на разломные (контролирующие положения разрывных нарушений) и породные (контролирующие границы горных пород).

7) Этап построения результирующей пластовой карты.

Выполнение линеаментного анализа гравимагнитных полей. Фактически линеаменты должны соответствовать линиям «перегиба» поля (границам областей выпуклой формы двухмерной функции поля). Математически геометрическое место точек положения линий «перегиба» двухмерных функций соответствует нулевым значениям кривизны двухмерной функции (сумме вторых частных горизонтальных производных):

$$R^{-1}(x,y) = \frac{\partial^2 f(x,y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f(x,y)}{\partial y^2} \qquad (1)$$

Ориентировку одиночного линеамента на плоскости можно задать линией перпендикулярной вектору градиента поля в точке, где он зафиксирован. Четкость фиксации линеамента можно характеризовать его длиной (чем длиннее, тем более надежна фиксация линеамента). Длина линеамента в этом случае должна быть прямо пропорциональна величине градиента поля в точке фиксации линеамента.

Выполнение структурной трансформации поля (линеаментного анализа поля с целью выяснение основных особенностей геологического строения территории) проводится в несколько этапов:

– формирование матрицы файла анализируемого поля U(x,y) по квадратной сети с шагом 1-2 мм в масштабе карты;

– вычисление составляющих $\frac{\partial U}{\partial x}$ и $\frac{\partial U}{\partial y}$ градиента поля и в точках его задания;

- вычисление кривизны поля U $\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = -\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}$ в точках его задания;

– формирование номеров рабочих точек матриц составляющих градиента поля, соответствующих нулевым значениям кривизны. Эти точки напрямую связаны с положением линеаментов поля (структурными линиями поля);

– формирование для рабочих точек линеаментов как пар отрезков перпендикулярных вектору градиента поля: $\bar{l}^{+}_{i,j} \perp (gradU)_{i,j}$ и $\bar{l}^{-}_{i,j} \perp (gradU)_{i,j}$, направленных в противоположные стороны друг от друга. Длина линеаментов определяется расстоянием между точками задания поля согласно формуле: $\left|\bar{l}_{i,j}\right| = \Delta \cdot \frac{|gradU|_{i,j}}{|gradU|_{cp}}$, где Δ - расстояние между точками задания поля.

При линеаментом анализе площадного поля кроме местоположения линеаментов важными характеристиками являются: их ориентировка на плоскости, четкость (яркость) фиксации и трассируемость (объединяемость).

Изучение возможностей структурных трансформаций при геологическом картировании.

В качестве модели был взят фрагмент пластовой карты вертикальной слоистой среды осложненной разломной тектоники (рис. 1).

Общая схема эксперимента. Для выяснения особенности применения структурной трансформации с целью построения геологических карт были выполнены расчеты для модельных гравитационных и магнитных полей V_Z и Z.

Вычислительный эксперимент выполнялся в несколько этапов. На первом этапе исследовались проявления геологических особенностей строения в трансформантах полей в простых условиях. Затем в модель были добавлены плотностные объекты, создавшие сложный региональный фон, связанный с разломной тектоникой. На заключительном этапе было изучено влияние случайных помех на результаты трансформации полей.

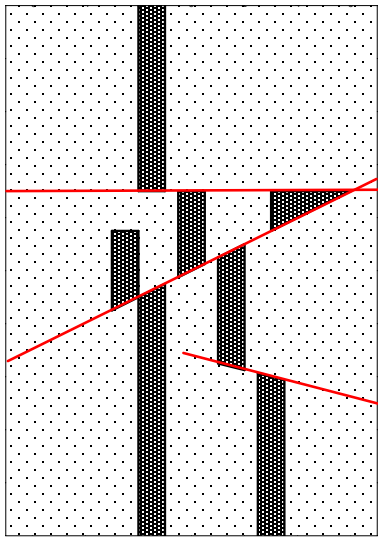


Рис.1.Простая модель вертикально-слоистой среды с разломной тектоникой. Условные обозначения: 1 – тела с положительной избыточной плотностью и намагниченностью; 2 – вмещающие породы; 3 – разрывные нарушения

Для двух значений глубины залегания верхней кромки тел (0,2 км и 2 км) с помощью программы «ПИРАМИДА» (алгоритм Г.Я. Голиздры) были рассчитаны гравитационное Vz и магнитное Z поля по сети 0,2 х 0,2 км.

Для рассчитанных полей с помощью программы «TransStr» были вычислены первые горизонтальные производные ($\frac{\partial U}{\partial x}$ и $\frac{\partial U}{\partial y}$) и сумма вторых горизонтальных производных ($\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 U}{\partial y^2}$).

На основе этих трансформаций были рассчитаны местоположение и простирание элементарных линеаментов полей. Местоположение линеаментов определялось положением нулевой изолинии кривизны поля (суммой вторых производных). Простирание линеаментов $\bar{l}$ выбиралось как перпендикуляр к вектору градиента ($\bar{G}=\frac{\partial U}{\partial x}\vec{i}+\frac{\partial U}{\partial y}\vec{j}$) поля в заданной точке. Длина линеамента задавалась как величина равная градиенту поля ($|\bar{l}|=|\bar{G}|$) (рис. 2).

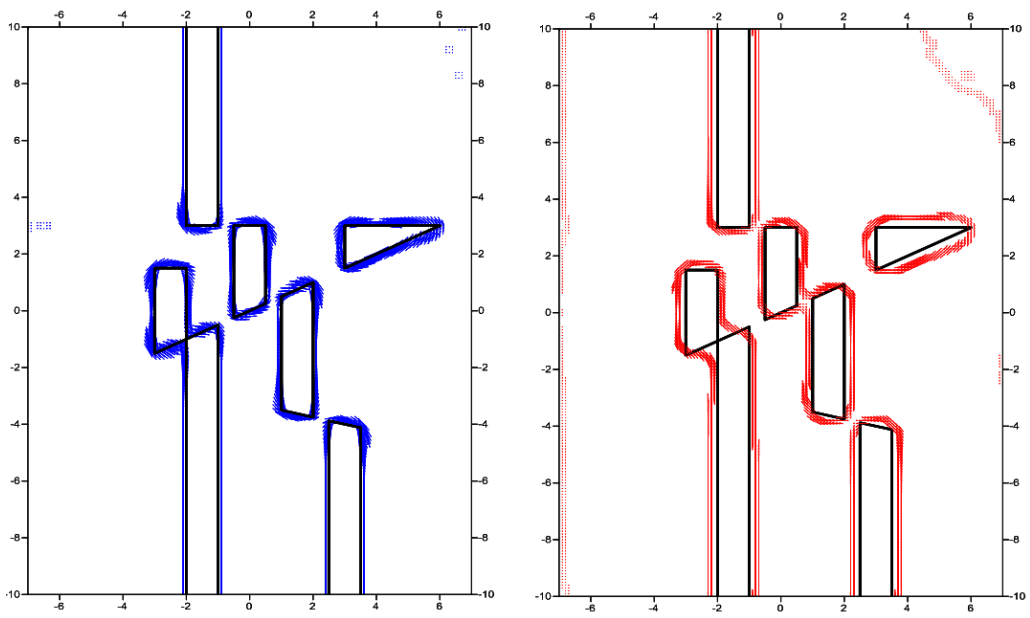


Рис.2. Карты линеаментов гравитационного Vz от модели с приповерхностным залеганием пород (слева) и с глубоким залеганием пород (справа)

На следующем этапе модель была усложнена телами моделирующими скачок плотности вдоль линии разломов. Для этой модели были рассчитаны гравитационное и магнитное поля при глубоком (2км) залегании верхней кромки тел. Для рассчитанных полей был выполнен такой же набор трансформаций, как и для полей от простой модели среды.

На третьем этапе, для выяснения влияния на результаты трансформаций случайных ошибок, в исходные поля от сложной модели было добавлено незначительную случайную помеху на уровне 0,1 от величины сечения изолиний поля. Для полученных полей был выполнен аналогичный предыдущим исследованиям комплекс трансформаций.

Результаты выполненных расчетов были построены в виде соответствующих карт изолинии и карт векторов на фоне контуров модельных тел. Анализ полученных данных позволил сделать следующие выводы.

Выводы. Трансформации гравимагнитных полей позволяют более точно оконтурить источники полей. Фактически нулевые изолинии кривизны исходных полей совпадают с контурами тел. При глубоком залегании источников наблюдается существенное сглаживание полей, которые значительно усложняют локализацию этих источников по исходным полям. В тоже время трансформации исходных полей позволяют достаточно точно оконтурить их источники. Положительные значения кривизны гравитационного и магнитного полей фактически соответствуют местоположению их источников (рис. 2).

Об устойчивых методах построения трехмерных плотностных моделей

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pmart3@mail.ru

Ключевые слова: методика повысотной трансформации, линейная обратная задача.

Интерпретация геофизических полей является важным этапом при исследовании внутреннего строения Земли и решении задач разведочной геофизики. В настоящей работе на основе новых сеточных алгоритмов предложен метод интерпретации гравитационных аномалий (выделение локальных плотностных неоднородностей): по выделенным аномалиям от источников, разделённым по горизонтальным слоям, строится трехмерное распределение плотности (в изучаемом объёме среды) в формате сеточных функций. Процесс построения плотностных моделей сводится к решению прямых и обратных задач гравиметрии. Высокоэффективные алгоритмы «быстрого» решения прямой задачи гравиметрии на сетках больших размерностей применяются для успешной реализации функциональных и итерационных схем решения обратных задач. Обратная задача гравиметрии – вычисление плотности по известным значениям гравитационного поля - является классическим примером некорректной задачи: в общей постановке ее решение не единственно и неустойчиво зависит от исходных данных. Поэтому необходимо искать решения на практически содержательных множествах корректности, выбирая разумные плотностные модели начального приближения.

Предлагаемый метод построения плотностных моделей состоит из следующих этапов.

Формирование слоистой модели: выбор границ слоев

Для перехода непосредственно к задаче трехмерного гравитационного моделирования необходимо выбрать закон распределения плотности начальной модели [1]. В качестве таковой принимается кусочно-постоянная плотность, зависящая только от глубины (рис.2б). Интервалы постоянства плотности определяют границы слоев, на которые разбивается выбранный объем. Такие интервалы можно определить на основе истокообразной аппроксимации локальной составляющей наблюденного гравитационного поля и (или) по результатам интерпретации сейсмических данных.

Однако, более перспективны прямые измерения плотности (данные плотностного каротажа) по разрезу скважин разведочного бурения. Объемные плотностные модели, опирающиеся на первичные данные измерений по скважинам, обладают большей практической значимостью и могут применяться

для обоснования места проведения поисково-разведочных работ в окрестности перспективных участков.

Выделение гравитационного поля от слоев плотностной модели

Для разделения аномалий наблюденного поля по глубине использована оригинальная методика повысотной трансформации [2]. На начальном этапе решается задача о выделении эффекта источников в слое от земной поверхности до некоторой глубины *H*. Поле продолжается вверх на уровень -*H*, при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины *H)* если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Для того, чтобы окончательно избавиться от влияния локальных источников, находящихся в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины *H*, пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину *H*. При этом, поскольку задача относится к классу некорректно поставленных, используются методы с применением регуляризации. На последнем шаге поле пересчитывается вновь вверх на уровень дневной поверхности. Полученное поле можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы *H.* Далее, вычитаем это поле из наблюденного и получаем поле от слоя. Повторяя эту процедуру для различных значений высот и глубин, выделяем поля слоёв с соответствующими границами. На рисунке 1 представлены локальные гравитационные аномалии, разделенные по 50 горизонтальным слоям с шагом 200м.

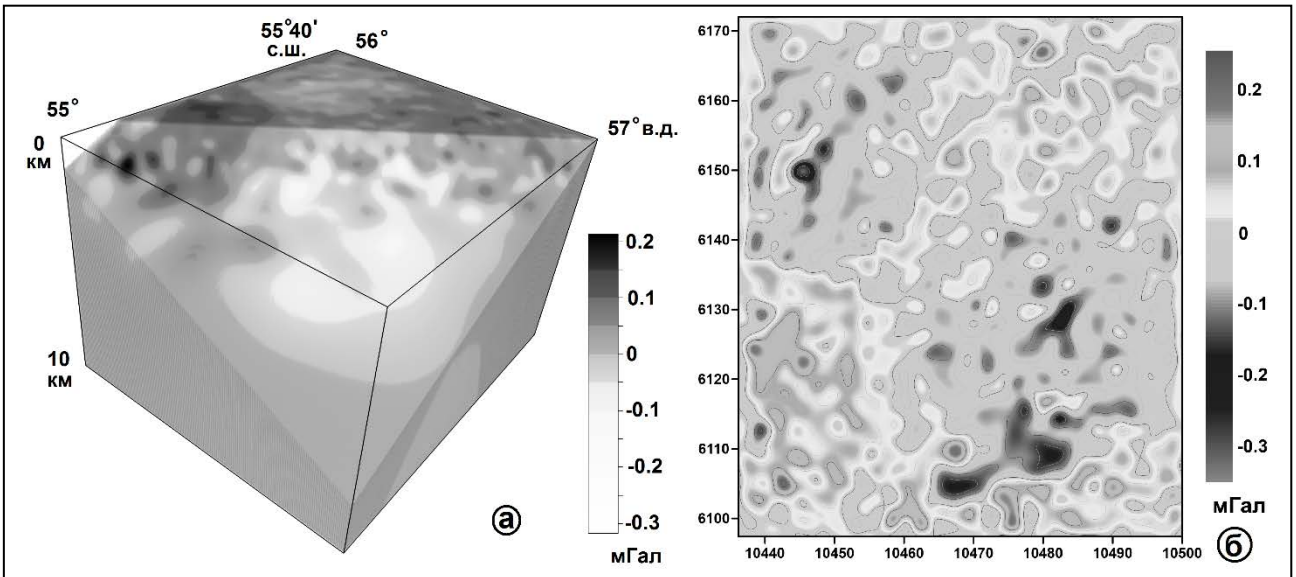


Рис. 1. а) Куб разделенных полей до глубины 10 км. Выполнено его сечение наклонной плоскостью. б) Горизонтальный срез куба для глубины 900 м

Линейная обратная задача гравиметрии (определение латеральной плотности в каждом слое)

Авторы использовали синтезированный алгоритм восстановления латерально изменчивой плотности в плоском слое [3]. Плотность $\rho(x, y, z)$ физической модели восстанавливается мультипликативной функцией: плотностью $\rho_0(z)$ начальной модели и латеральной корректирующей добавки $\Phi(x, y)$, определяемой из интегрального уравнения Фредгольма 1-го рода:

$$g(\xi,\eta,\zeta) = f \int_{x_{min}}^{x_{max}} \int_{y_{min}}^{y_{max}} \Phi(x,y)\mathrm{K}(x,y,\xi,\eta,\zeta)dxdy \qquad (1)$$

$$\mathrm{K}(x,y,\xi,\eta,\zeta) = \int_{z_{min}}^{z_{max}} \frac{(z-\zeta)\rho_0(z)}{((x-\xi)^2+(y-\eta)^2+(z-\zeta)^2)^{3/2}}\,dz,$$

где f – гравитационная постоянная, $g(\xi,\eta,\zeta)$ – наблюденное гравитационное поле, $[x_{min},x_{max}]\times[y_{min},y_{max}]\times[z_{min},z_{max}]$ – область интегрирования (границы плотностного параллелепипеда).

Таким образом, задача вычисления корректирующей добавки в одном слое сводится к двумерному случаю и может решаться независимо от других слоев. Это обеспечивает единственность решения уравнения для латеральной плотности [4] и, как следствие, всей задачи на основе устойчивого алгоритма.

Численное решение обратной задачи гравиметрии в формате сеточных функций находится на основе идеи локализации [3, 5, 6]. Этот подход позволяет решать обратную задачу без нелинейной минимизации (т.е., существенно сократить время вычислений). Авторами построен для уравнения (1) соответствующий итерационный алгоритм для нахождения значений $\Phi(x,y)$, минимизирующей невязку $\|\delta g\|$ наблюденного $g(\xi,\eta,\zeta)$ и модельного $U(\xi,\eta,\zeta)$ полей. Сначала считаем поле $U^{(0)}(\xi,\eta,\zeta)$ от модели начального приближения и «остаточное» поле $\delta g^{(0)} = g - U^{(0)}$, принимаем $\Phi^{(0)} \equiv 0$, $\zeta = const, \quad \zeta \notin (z_{min},z_{max}), \quad (\xi,\eta) \in [x_{min},x_{max}]\times[y_{min},y_{max}]$. Далее циклически повторяем следующие шаги (записано для итерации $\theta \geq 1$):

1) Вычисляем

$$\delta U^{(\theta)}(\xi,\eta) = f \int_{x_{min}}^{x_{max}} \int_{y_{min}}^{y_{max}} \delta g^{(\theta-1)}(x,y,\zeta)\mathrm{K}(x,y,\xi,\eta,\zeta)dxdy,$$

2) Считаем $\alpha^{(\theta)}$ и $\beta^{(\theta)}$:

$$\alpha^{(\theta)} = \frac{1}{Q^{(\theta)}}\left(\langle S,S\rangle\langle \delta g^{(\theta-1)}, \delta U^{(\theta)}\rangle - \langle S,\delta U^{(\theta)}\rangle\langle \delta g^{(\theta-1)}, S\rangle\right)$$

$$\beta^{(\theta)} = \frac{1}{Q^{(\theta)}}\left(\langle \delta U^{(\theta)}, \delta U^{(\theta)}\rangle\langle \delta g^{(\theta-1)}, S\rangle - \langle S,\delta U^{(\theta)}\rangle\langle \delta g^{(\theta-1)}, \delta U^{(\theta)}\rangle\right)$$

$$Q^{(\theta)} = \langle \delta U^{(\theta)}, \delta U^{(\theta)}\rangle\langle S,S\rangle - \langle S,\delta U^{(\theta)}\rangle^2,$$

где $\langle h_1,h_2\rangle = \int_{x_{min}}^{x_{max}}\int_{y_{min}}^{y_{max}} h_1(x,y)h_2(x,y)dxdy$ – скалярное произведение в пространстве измеримых интегрируемых с квадратами на области $[x_{min},x_{max}]\times[y_{min},y_{max}]$ вещественных функций; $S(\xi,\eta) = f\int_{x_{min}}^{x_{max}}\int_{y_{min}}^{y_{max}} \mathrm{K}(x,y,\xi,\eta,\zeta)dxdy$ – поле от модели начального приближения.

3) $\delta g^{(\theta)} = \delta g^{(\theta-1)} - \alpha^{(\theta)}\delta U^{(\theta)} - \beta^{(\theta)} S$

4) $\Phi^{(\theta)} = \Phi^{(\theta-1)} + \alpha^{(\theta)}\delta g^{(\theta-1)} + \beta^{(\theta)}$

5) Проверяем условия остановки итерационного процесса: $\left\|\delta g^{(\theta)}\right\| = \sqrt{\langle \delta g^{(\theta)}, \delta g^{(\theta)} \rangle} < \varepsilon$ (достижение требуемой точности ε подбора поля) либо $\delta g^{(\theta)}$ постоянно (так как подбор производится с точностью до константы); если ни одно условие не выполнено – переходим к следующей итерации $\theta + 1$.

В итоге, после завершения цикла распределение плотности $\rho(x, y, z) = \rho_0(z)\Phi^{(\theta)}(x, y)$ аппроксимирует (с точностью до константы) разницу $\delta g^{(0)}$ между наблюденным и полем модели нулевого приближения. Таким образом, прибавляя к модели нулевого приближения указанное распределение, получаем плотностную модель с полем, близким к наблюденному, с погрешностью $\left\|\delta g^{(\theta)}\right\|$.

Как показывают результаты численного эксперимента, устойчивость сеточного решения линейной обратной задачи гравиметрии для неоднородного слоя вполне обеспечивается начальным приближением в рамках одномерной модели горизонтально-слоистой среды [1, 3].

Практический пример построения трехмерной плотностной модели

В соответствии с принятым алгоритмом решения модель разбивалась на несколько горизонтальных слоев (рис. 2). По разделенным аномалиям гравитационного поля находится послойное сеточное распределение трехмерной плотности. Сеточные матрицы искомых решений скомпонованы в пространственный макет плотностного (цифрового) параллелепипеда.

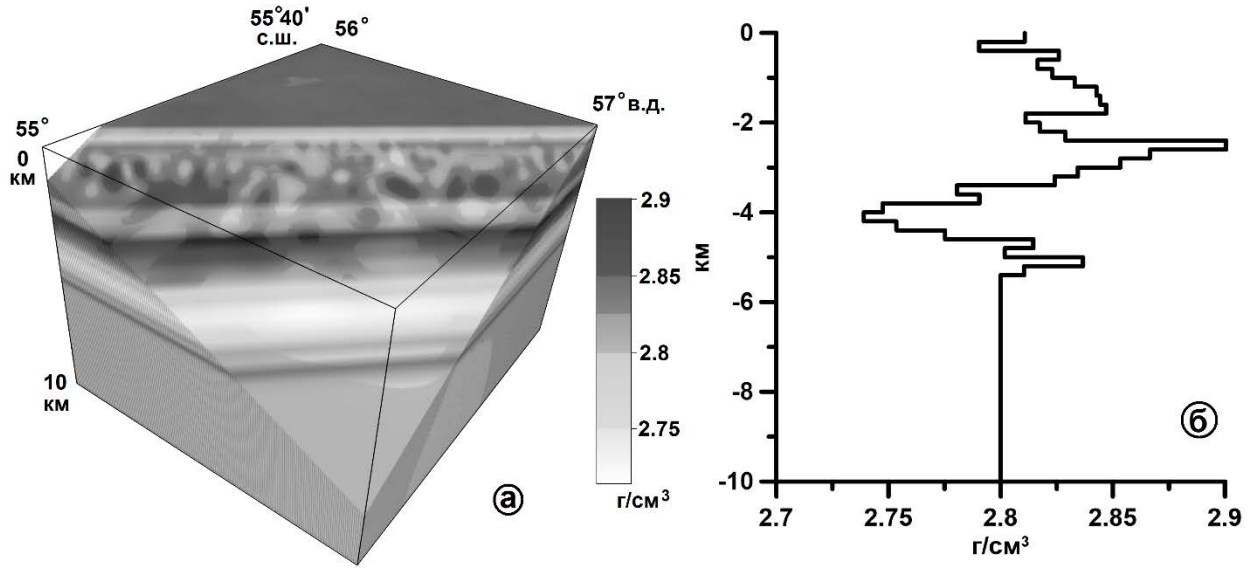


Рис. 2. а) Подобранная по кубу разделенных полей модель с абсолютной плотностью. Выполнено ее сечение наклонной плоскостью. б) Зависимость плотности от глубины по скважине СГ-4 (до 6 км). После глубины 6 км продолжена средним значением

По результатам численного моделирования строится объёмная модель послойного распределения избыточной плотности в неоднородном слое, и восстанавливаются зоны локальных неоднородностей. На рисунке 2 приведена

графическая иллюстрация решения линейной трёхмерной обратной задачи гравиметрии.

Заключение

Разработан новый метод интерпретации потенциальных геофизических полей, основанный на устойчивом алгоритме решения обратной задачи. Метод опробован на практическом примере: построена трехмерная плотностная модель. Использование плотностной модели начального приближения, оригинальных быстрых алгоритмов решения задач гравиметрии на сетках большой размерности (с применением параллельных вычислений) позволяет рассчитывать крупномасштабные геофизические модели в режиме реального времени. По результатам численного моделирования строится объёмная (градиентная) модель послойного распределения избыточной плотности в неоднородном слое. В рамках полученного решения восстанавливаются зоны локальных неоднородностей.

Объемные плотностные модели, опирающиеся на первичные измерения по скважинам, могут применяться, в том числе, для обоснования места проведения поисково-разведочных работ в окрестности перспективных залежей.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ (№ 14-27-00059).

Литература

1. Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В. // Уральский геофизический вестник. 2013. № 2 (22). С. 31-45.

2. Мартышко П.С., Федорова Н.В, Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. // Физика Земли. 2014. № 4. С. 50-55.

3. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 450. № 6. С. 702-707.

4. Новоселицкий В.М. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 5. С. 25-32.

5. Пруткин И.Л. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 67-77.

6. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23-35.

Методика построения блочных моделей трехмерного распределения плотности

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pmart3@mail.ru

Ключевые слова: изостатические аномалии, трехмерная модель, тектоническое районирование.

Объемные модели верхней части литосферы (ВЧЛ), построенные по результатам интерпретации комплекса геофизических полей (с количественными характеристиками распределения физических свойств в слоях) позволяют делать обоснованные выводы о вещественном составе, условиях образования и тектонического развития геологических структур. Изучение связи между приповерхностными структурами осадочной толщи и глубинными структурами консолидированного фундамента и верхов мантии позволит обеспечить математическое сопровождение глубинных геокартировочных работ сложно построенной геологической среды на разных иерархических уровнях ее организации. Разработка новых методов и компьютерных технологий построения моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии по комплексу геофизических полей является одним из самых перспективных направлений современных исследований в науках о Земле.

В данной работе описывается опыт построения трехмерных блочных моделей по имеющемуся градиентному распределению плотности. Методика была применена для решения практической задачи: созданию плотностной модели земной коры и верхней мантии для полярной и приполярной части Уральского региона (в пределах географических координат 60°-68°с.ш., 48°-72°в.д.). Восстановление трехмерного распределения плотности в неоднородной среде по заданным на дневной поверхности аномалиям гравитационного поля начинается с построения плотностной модели начального приближения. Такая «нулевая» модель строится по сейсмическим профилям и должна отражать лишь характерные (интегральные) закономерности распределения плотности. Плотностные разрезы сводятся воедино на цифровой планшет карты аномалий гравитационного поля и выполняется интерполяция двумерных плотностей в межпрофильное пространство.

Для перехода непосредственно к задаче трехмерного гравитационного моделирования необходимо обеспечить продолжение масс за боковые грани плотностного куба и выбрать закон распределения фоновой плотности (плотности относимости) «нормальной» модели. В качестве фоновой плотности «нормальной» модели принимается плотность, зависящая только от глубины. Ее можно получить, усредняя интерполированную плотность по каждому слою начальной модели. Полученная закономерность изменения средней плотности с глубиной распространяется и на законтурное пространство. В этом случае вычисленное гравитационное поле «нормальной» модели (фоновое поле) будет постоянной величиной, а аномальная часть гравитационного поля всегда отнесена к нулевому уровню. Невыбранные остатки гравитационных аномалий (разность между наблюденным и рассчитанным полем «нулевой» модели) служат исходной информацией для решения обратной задачи гравиметрии.

Вычисление трехмерной плотности $\rho(x,y,z)$ неоднородной области D по заданным на множестве внешних точек значениям поля $g(\xi,\eta,\zeta)$ реализуется на основе решения операторного уравнения первого рода:

$$g(M) = S\rho = f\frac{\partial}{\partial\zeta}\int_D \frac{\rho(P)}{R}dxdydz \quad , \tag{1}$$

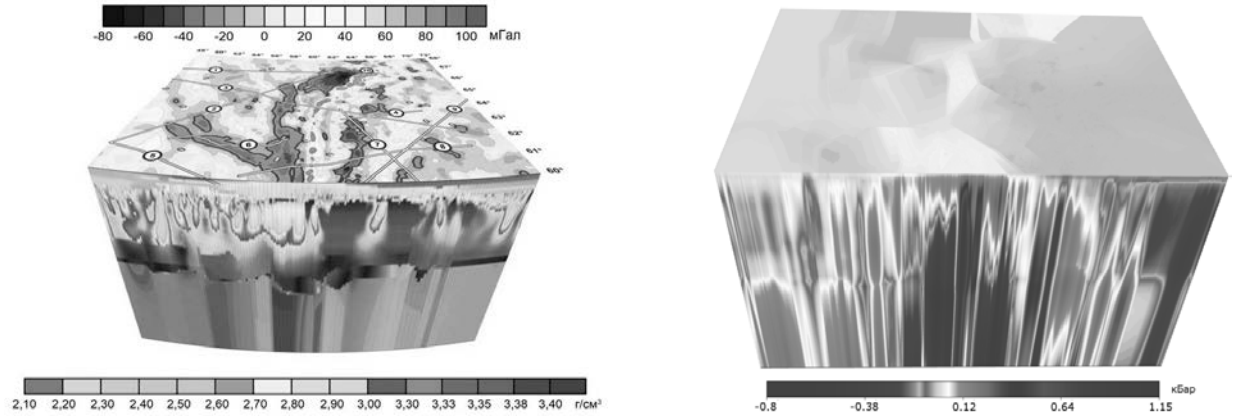
S – интегральный оператор в правой части формулы (1); g – известная функция.

С математической точки зрения такая задача является некорректно поставленной, а ее решение будет сильно зависимым от малых вариаций в исходных данных поля. Но если на множестве корректности решений обратной задачи выделить класс плотностей, которые меняются только по латерали, то задача о нахождении плотности в горизонтальном слое будет вполне устойчивой. В предлагаемом нами методе решения трехмерной линейной обратной задачи плотность ищется в виде произведения зависящей только от глубины функции $\rho_0(z)$ и функции $\Phi(x, y)$:

$$\rho(x, y, z) = \rho_0(z) * \Phi(x, y). \tag{2}$$

$\rho_0(z)$ нужно выбирать до подбора по известным априорным данным или, например, по соответствующей зависимости для модели начального приближения. Выбор такого вида зависимости плотности от координат позволяет не только сохранить указанную устойчивость решения задачи, но и учесть неоднородности объектов исследования по глубине.

Итерационный метод минимизации разработан на основе модифицированного метода локальных поправок с адаптивной регуляризацией. Устойчивое решение обратной трехмерной задачи гравиметрии реализовано в классе латерально-изменчивых плотностей (корректирующих добавок) для каждого слоя сеточного «куба». Плотность физической модели восстанавливается мультипликативной функцией плотности нормальной модели и латеральной корректирующей добавки. Таким образом удалось сократить число возможных вариантов подбора в целом и унаследовать геологическую содержательность плотностной модели начального приближения, построенную по сейсмогеологическим данным.



а б

Рис. 1. Трехмерная плотностная модель литосферы (а) и соответствующая ей трехмерная модель литостатических нагрузок (б)

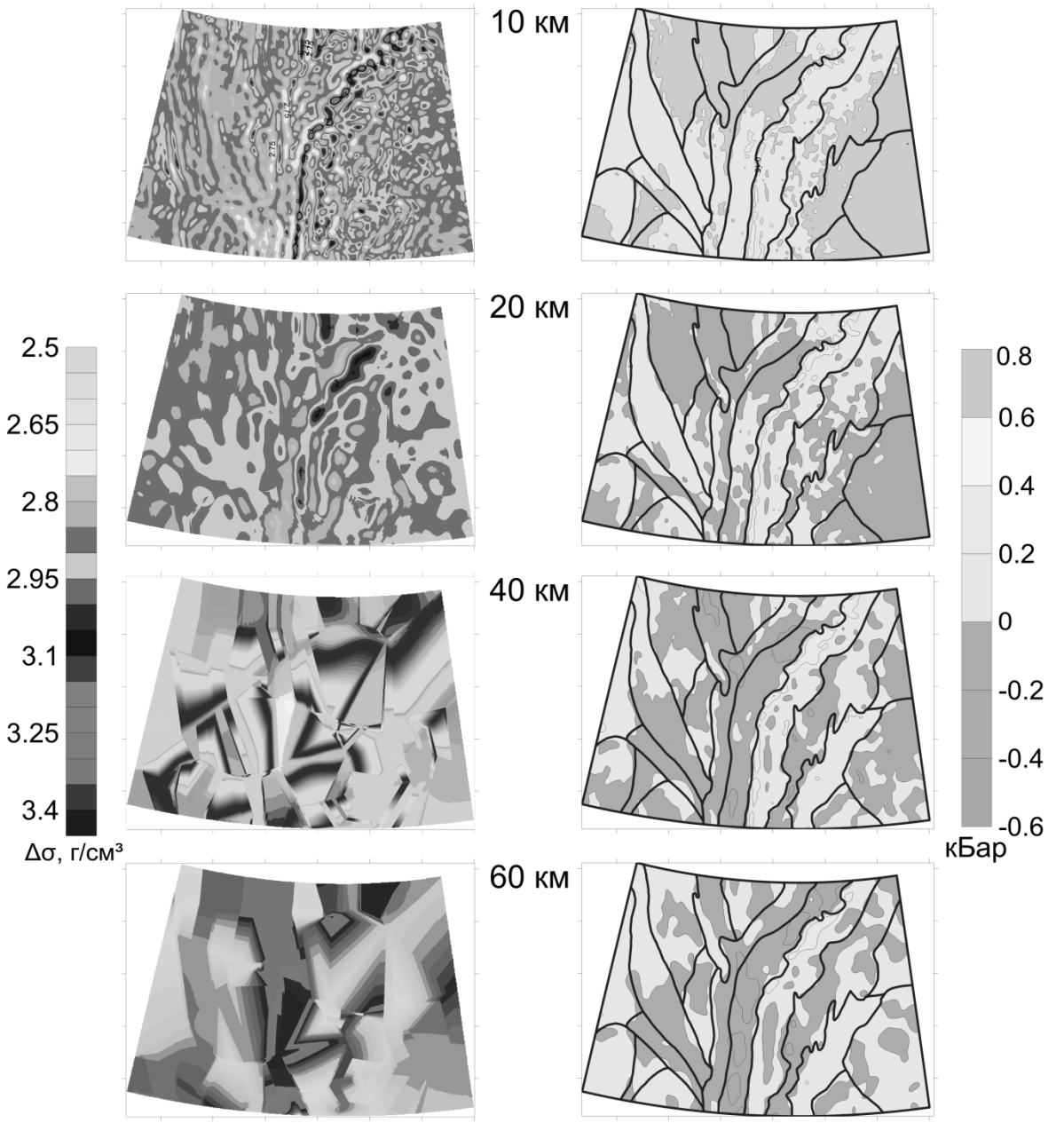


Рис.2. Плотностные (слева) и соответствующие им литостатические (справа) срезы трехмерных моделей на разных глубинных горизонтах, совмещенные с картой тектонического районирования

Для задач тектонического районирования необходимо представление результата в виде структурных карт-схем изменения плотности в заданном интервале глубин. Представление выходного формата трехмерной плотностной модели в виде послойных сеточных функций позволяет легко переходить к сканированию структурного рельефа вещественных комплексов земной коры по значению изопараметра подобранной плотности.

Однако, схемы тектонического районирования не просматриваются в послойной модели распределения плотности. Для получения блоковой структуры на разных глубинных срезах трехмерная плотностная модель подобранной плотности перестраивается в аналогичную трехмерную модель распределений литостатических нагрузок. Параметром оценки блочной

структуры послужили аномалии литостатического давления (литостатические аномалии), под которыми понимается разность между литостатическим и гидростатическим давлением на данной глубине. Первое вычисляется по трехмерному распределению плотности подобранной модели $\rho(x,y,z)$, второе – по одномерной плотности «нормальной модели» $\rho_0(z)$. Аномалии литостатического давления пропорциональны избыточной плотности, так что плотностная 3D-модель легко перестраивается в литостатическую. На каждой глубине z рассчитывается отклонение $\Delta P(x,y,z)$ литостатического давления $P(x,y,z)$ от его среднего (гидростатического) значения $P_0(z)$ на том же уровне по формуле

$$\Delta P(x,y,z) = P(x,y,z) - P_0(z) = g_a \int_z^0 \big(\rho(x,y,\zeta) - \rho_0(\zeta)\big) d\zeta \quad (3)$$

где $g_a = 9{,}80665$ м/с^2 – среднее значение ускорения свободного падения.

На рис. 1а показана 3D модель подобранного распределения плотности, а на 1б – соответствующая модель аномалий литостатических нагрузок.

На рис. 2 показаны горизонтальные срезы, построенные по плотностной и литостатической моделям.

Как видно из рис. 2, распределение литостатических нагрузок на горизонтальных срезах неплохо соответствует схематической карте тектонического районирования, построенной по потенциальным полям. Предлагаемая методика и полученные нами «блочные схемы» распределения литостатических нагрузок по глубине в дальнейшем будут использоваться для разделения сеточной плотностной модели на разнопорядковые структурные элементы глубинного тектонического районирования.

Уравнения трехмерных обратных задач магниторазведки с учетом размагничивания.

Мартышко П.С., Мартышко М.П.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pmart3@mail.ru

Ключевые слова: обратные задачи магниторазведки для звездных тел, учет размагничивания, компактный параметрический класс.

Выведены новые векторные уравнения трёхмерной обратной задачи магниторазведки с учётом размагничивания (для внутреннего и внешнего полей) в классе звездных тел. Выбор компактного параметрического класса позволяет использовать устойчивые алгоритмы решения этих уравнений.

Появляется возможность использовать измерения в скважинах для автоматизированного решения обратной задачи.

Постановка задачи.

Пусть D - односвязная область из евклидова пространства R^3 заполнена веществом с постоянной магнитной проницаемостью μ_2 и находится в среде с магнитной проницаемостью μ_1. Пусть W - магнитный потенциал индуцирующего поля (источники которого находятся вне D), V_1 - внешний, V_2 - внутренний потенциалы области D, наведённые в поле W.

Потенциалы V_1, V_2, W - гармонические функции, т.е.

$$\Delta V_1 = 0 \quad в \quad D^-, \quad \Delta V_2 = 0 \quad и \quad \Delta W = 0 \quad в \quad D. \tag{1}$$

Кроме того, на границе D - поверхности S - выполняются следующие соотношения

$$V_1 = V_2 \tag{2}$$

$$\mu_2 \frac{\partial V_2}{\partial n} - \mu_1 \frac{\partial V_1}{\partial n} = (\mu_1 - \mu_2)\frac{\partial W}{\partial n}. \tag{3}$$

Решение прямой задачи магниторазведки (для магнитного поля) сводится к нахождению потенциалов V_1 и V_2 из условий (1)-(3). Обратная задача может быть сформулирована следующим образом: по заданной функции V_1, удовлетворяющей на границе искомой области условиям (1)-(3), найти эту область. В общем случае обратная задача сводится к операторному уравнению первого рода с неявно заданным оператором. Однако для теоретической обратной задачи, когда по заданному в явном виде аномальному полю требуется найти эквивалентное семейство тел с различной магнитной проницаемостью, создающих вне их общей части это поле, такие уравнения были получены нами ранее [7, 8]. Аналогичные задачи (с заменой магнитной проницаемости на электропроводность и магнитных потенциалов на электрические) возникают при интерпретации данных электроразведки.

Уравнения теоретической обратной задачи (ТОЗ) магниторазведки

Напомним, что обратную задачу будем называть теоретической, если функция, описывающая поле, задана в явном виде (ситуация, возникающая, например, после подбора наблюденных данных потенциалами сингулярных источников) [1, 2].

Для функций V_1, V_2, справедливы представления [3]:

$$\frac{1}{4\pi}\int_S \left[V_1(P)\frac{\partial \frac{1}{r}}{\partial n} - \frac{\partial V_1}{\partial n}\frac{1}{r} \right] dS = \begin{cases} V_1(P_0), P_0 \in R^3 \setminus \overline{D}, \\ 0, P_0 \in D; \end{cases} \tag{4}$$

$$\frac{1}{4\pi}\int_S \left[\frac{\partial V_2}{\partial n}\frac{1}{r} - V_2(P)\frac{\partial \frac{1}{r}}{\partial n} \right] dS = \begin{cases} V_2(P_0), P_0 \in D, \\ 0, P_0 \in CD; \end{cases} \tag{5}$$

где n - внешняя единичная нормаль к S;

$$P(x,y,z) \in S;\ P_0(x_0,y_0,z_0) = P_0;\ r = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}.$$

В работе [8] на основе представлений (4), (5) и граничных условий (2), (3) нами были получены уравнения для напряжённости магнитного поля $\vec{H}$:

$$\vec{H}_1(P_0) = grad\, V_1(P_0) = \frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\iint_S\left(\frac{\partial W}{\partial n}+\frac{\partial V_1}{\partial n}\right)grad\,\frac{1}{r}ds\text{, т.е.}$$

$$\vec{H}_1(P_0) = \frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1)(P)\cdot\vec{n}\right)grad\,\frac{1}{r}ds,\ P_0\in R^3\setminus\overline{D}, \qquad (6)$$

$$\vec{\bar{H}}_2(P_0) = grad\, V_2(P_0) = \frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\iint_S\left(\frac{\partial W}{\partial n}+\frac{\partial V_1}{\partial n}\right)grad\,\frac{1}{r}ds\text{, т.е.}$$

$$\vec{H}_2(P_0) = \frac{1}{4\pi}\frac{\mu_1-\mu_2}{\mu_2}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1)(P)\cdot\vec{n}\right)grad\,\frac{1}{r}ds \qquad P_0\in D, \qquad (7)$$

векторные интегральные уравнения обратной задачи магниторазведки (для внешнего и внутреннего полей соответственно). При заданных значениях $\mu_1 = 1$ (предположим, что вмещающая среда не магнитна) и $\mu_2 = 1+4\pi\kappa$ (каппа – магнитная восприимчивость) с использованием уравнений (6) или (7) можно построить эквивалентное семейство решений обратной задачи магниторазведки. Совместное решение этих уравнений позволяет определить единственное решение обратной задачи. Заметим также, что в скважинах выполняются измерения как внутреннего поля, так и магнитной восприимчивости. Это позволяет определить границу *S* из уравнения (7).

Перепишем уравнение (7) в виде

$$\vec{H}_2(P_0) = \frac{\kappa}{1+4\pi\kappa}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1)\cdot\vec{n}\right)grad_p\,\frac{1}{r}ds \qquad (8)$$

Связь между намагниченностью и напряжённостью определяется равенством $\vec{J} = \kappa\vec{H}$, с учётом этого получаем

$$\vec{J}_2(P_0) = \frac{\kappa^2}{1+4\pi\kappa}\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_1)(P)\cdot\vec{n}\right)grad_p\,\frac{1}{r}ds \qquad (9).$$

Соотношения (8) и (9) позволяют по граничным значениям внешнего поля вычислять намагниченность области *D*, либо использовать значения намагниченности и внешнего поля для определения границы *S* (решения обратной задачи).

Для внутреннего поля также было получено уравнение обратной задачи

$$\vec{H}_2(P_0) = \kappa\int_S\left(\vec{H}_0+\vec{H}_2)(P)\cdot\vec{n}\right)grad_p\,\frac{1}{r}ds, \qquad (10)$$

Из (10) следует формула вычисления внутреннего поля через намагниченность

$$\vec{H}_2(P_0) = \int_S\left(\vec{J}_2(P)\cdot\vec{n}\right)grad_p\,\frac{1}{r}ds$$

и формула вычисления намагниченности через её поверхностные значения

$$\vec{J}_2(P_0) = \kappa\int_S\left(\vec{J}_2(P)\cdot\vec{n}\right)grad_p\,\frac{1}{r}ds.$$

Алгоритм решения уравнений ТОЗ в классе звездных тел

Для реализации алгоритма решения уравнений (6-10) нужно выбрать параметрический класс областей, в котором будем решаться обратная задача, и параметризацию границы области. В работах [1, 2, 4, 6, 7] рассмотрен класс тел, звездных относительно некоторой внутренней точки O. Этот класс является компактом, следовательно, на нем можно построить устойчивые алгоритмы решения обратной задачи.

Построим сферическую систему координат с началом в точке «звездности». Пусть теперь $\vec{r} = \vec{r}(\theta,\phi)$ - уравнение границы S в сферических координатах, при этом θ - угол между вектором $\vec{r}$ и осью z, ϕ - угол между проекцией $\vec{r}$ на плоскость xOy и осью x. Вектор-функция $\vec{r}(\theta,\phi)$ определяется тремя скалярными функциями $x(\theta,\phi)$, $y(\theta,\phi)$, $z(\theta,\phi)$:

$$\vec{r} = \{x, y, z\}, \tag{11}$$

где

$$\begin{cases} x(\theta,\phi) = r\sin\theta\cos\phi, \\ y(\theta,\phi) = r\sin\theta\sin\phi, \\ z(\theta,\phi) = r\cos\theta, \end{cases} \tag{12}$$

производные $\vec{r}_\theta$, $\vec{r}_\phi$ - производными этой тройки функций x_θ, y_θ, z_θ и x_ϕ, y_ϕ, z_ϕ, соответственно, которые имеют вид:

$$\begin{cases} x_\theta(\theta,\phi) = r_\theta\sin\theta\cos\phi + r\cos\theta\cos\phi, \\ y_\theta(\theta,\phi) = r_\theta\sin\theta\sin\phi + r\cos\theta\sin\phi, \\ z_\theta(\theta,\phi) = r_\theta\cos\theta - r\sin\theta; \end{cases} \tag{13}$$

$$\begin{cases} x_\phi(\theta,\phi) = r_\phi\sin\theta\cos\phi - r\sin\theta\sin\phi, \\ y_\phi(\theta,\phi) = r_\phi\sin\theta\sin\phi + r\sin\theta\cos\phi, \\ z_\phi(\theta,\phi) = r_\phi\cos\theta. \end{cases} \tag{14}$$

По определению векторного произведения

$$[\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi] = \left\{ \begin{vmatrix} y_\theta & z_\theta \\ y_\phi & z_\phi \end{vmatrix}, \begin{vmatrix} z_\theta & x_\theta \\ z_\phi & x_\phi \end{vmatrix}, \begin{vmatrix} x_\theta & y_\theta \\ x_\phi & y_\phi \end{vmatrix} \right\}, \tag{15}$$

откуда с учетом формул (13), (14) получаем [4, 5]:

$$\begin{aligned} [\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi] = \{ & r\cdot r_\phi\sin\phi + r^2\sin^2\theta\cdot\cos\phi - r\cdot r_\phi\cos\phi\cdot\sin\theta\cdot\cos\theta, \\ & -r_\phi\cdot r\cos\phi + r^2\sin\phi\cdot\sin^2\theta + r\cdot r_\theta\sin\theta\cdot\sin\phi\cdot\cos\theta, \\ & r^2\sin\theta\cdot\cos\theta + r\cdot r_\theta\sin^2\theta \} \end{aligned} \tag{16}$$

$$\left\| [\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi] \right\| = \sqrt{\left[r^2(\theta,\phi) + r_\theta^2(\theta,\phi)\right]\sin^2\theta + r_\theta^2(\theta,\phi)}\, r(\theta,\phi) \tag{17}$$

Ортонормальный вектор

$$\vec{n} = \frac{[\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi]}{\left|[\vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi]\right|},$$

$$dS = r(\theta,\phi)\sqrt{\left[r^2(\theta,\phi) + r_\theta^2(\theta,\phi)\right]\sin^2\theta + r_\theta^2(\theta,\phi)}\, d\theta d\phi \tag{18}$$

Формулы (12)-(18) позволяют привести уравнения (6-10) к виду, удобному для реализации численного алгоритма решения обратной задачи. Так,

уравнение (10) после подстановки под интеграл сферической замены переменных принимает вид

$$\vec{H}_2(O) = -\kappa \int_0^{2\pi}\int_0^{\pi} \frac{(\vec{H}_0 + \vec{H}_2, \vec{N})\vec{r}}{|\vec{r}|^3} d\theta d\phi, \qquad (19)$$

где P=O, $\vec{r} - \vec{r}^{\,0} = \vec{r}$, $\vec{N} = \vec{r}_\theta \times \vec{r}_\phi$.

Соотношение (19) – уравнение 1-го рода относительно $r(\theta,\phi)$. Функцию $r(\theta,\phi)$ можно выбирать в виде отрезка двойного ряда Фурье или ряда по сферическим функциям. В первом случае имеем:

$$r_{n,m}(\theta,\phi) = \sum_{k=-n}^{n}\sum_{j=-m}^{m} a_{kj} \exp(i(k\theta + j\phi)). \qquad (20)$$

Коэффициенты ряда a_{kj} можно было бы определить, минимизируя следующий функционал:

$$f(\vec{a}) = \sum_i^M \left[V_1(x_i, y_i, z_i) - V_1^{nm}(x_i, y_i, z_i)\right]^2, \qquad (21)$$

где точки $\{x_i, y_i, z_i\}$ принадлежат носителю информации (множеству точек, на котором задано поле), $\vec{a}$ - вектор коэффициентов функции $r_{n,m}(\theta,\phi)$, по которым осуществляется минимизация, V_1^{nm} - правая часть уравнения (19) с заменой r на $r_{n,m}$. Однако необходимо учесть, что функция $r(\theta,\phi)$, задающая границу односвязной трехмерной области, должна обладать следующим свойством:

$$r(0,\phi) = const, \; r(\pi,\phi) = const. \qquad (22)$$

Из этих условий следуют соотношения для коэффициентов a_{kj}:

$$\sum_k a_{kj} = 0, \; \sum_{k_1} a_{k_1 j} = 0, \qquad (23)$$

$$j \in [-m, m], \; k, k_1 \in [-n, n], \; k = \pm 1, \pm 3, \ldots; \; k_1 = \pm 2, \pm 4, \ldots$$

Таким образом, необходимо искать минимум функционала f при ограничениях типа равенств. Поэтому к функционалу f добавлялся функционал

$$f_1 = \sum_k P_j \left(\left| \sum_k a_{kj} \right|^2 + \left| \sum_{k_1} a_{k_1 j} \right|^2 \right), \qquad (24)$$

где P_j - штрафные коэффициенты. Регуляризация при решении уравнения (10а) осуществляется с помощью аналога сглаживающего тихоновского регуляризатора 1-го порядка

$$\Theta(r) = \int_0^{2\pi}\int_0^{\pi} \left(|r_\theta|^2 + |r_\phi|^2 \right) d\theta d\phi = 2\pi^2 \sum_{k=-n}^{n}\sum_{j=-m}^{m} (k^2 + j^2) |a_{kj}|^2. \qquad (25)$$

Таким образом, при решении уравнения (19) минимизируется функционал $F = f + f_1 + \alpha\Theta$, где α - параметр регуляризации.

Аналогично, преобразуя поверхностный интеграл в повторный, можно переписать уравнения (6-9) и реализовать приведенный выше алгоритм решения обратной задачи в классе звездных тел для этих уравнений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект 14-27-00059.

Литература

1. Мартышко П.С. О двухэтапных методах интерпретации данных электроразведки на постоянном токе // Физика Земли. 1994. № 9. С. 91-93.
2. Мартышко П.С. Определение поверхности локального трехмерного проводника// Геофизический журнал. 1994. Т. 16. № 5. С. 27-30.
3. Сретенский Л.Н. Теория ньютоновского потенциала. М-Л: Гостехиздат 1946. 318 с.
4. Martyshko P.S. Inverse Problems of Electromagnetic Geophysical Fields. Netherlands: VSP. 1999. 117 p.
5. Мартышко П.С. Некоторые вопросы теории и алгоритмы решения задач метода искусственного подмагничивания. Свердловск: изд-во УНЦ АН СССР. 1982. 32с.
6. Мартышко П.С. О решении прямой и обратной трехмерных задач МИП в параметрических классах // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1983. № 3. С. 52-58.
7. Мартышко П.С. О решении обратной задачи электроразведки на постоянном токе для произвольных классов потенциалов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 87-92.
8. Мартышко П.С., Мартышко М.П. // Уравнения трехмерных обратных задач магниторазведки (электроразведки на постоянном токе). Уральский геофизический вестник. 2014. № 2. С. 60-62.

Парадоксы прогноза тектонических событий на примере вариаций радона

Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия, A.Roublev@list.ru

Ключевые слова: вариации радона, дилатирующие включения, факторный анализ, прогноз тектонического события.

Введение

Задачей настоящего исследования является предсказание времени и места землетрясения и определение динамических параметров аномальной зоны земной коры. Изменения физических параметров блоков земной коры, связанные с процессами структурирования горных пород на всех иерархических уровнях, могут вызывать локальное искажение нормального характера поля геофизических вариаций, происходящих на поверхности Земли. Вариации геофизических полей, которые сопровождают или предшествуют тектоническим событиям, характеризуются определенной пространственно-временной структурой, на основании анализа особенностей которой делается

попытка определить параметры ожидаемого землетрясения. Все процессы структурных изменений в твердых телах представляют собой способ сохранения целостности объекта путем диссипации энергии деформации. Магнитуда ожидаемых тектонических событий может быть в обратной зависимости от длительности и амплитуды предваряющих геофизических вариаций поля. Процессы диссипации энергии тектонических напряжений и закономерности взаимосвязи между магнитудой землетрясения и морфологией его предвестников можно объяснить особенностями динамики высокопроницаемого, влагонасыщенного дилатирующего включения [1], которое, по-видимому, и наблюдается в земной коре в зоне пересечения разломов разломов Сан-Андреас и Калаверас (рис. 1).

Для обеспечения краткосрочного прогноза землетрясений необходимо иметь адекватные как статические, так и динамические модели земной коры. В нашем случае, мы предлагаем многофазную модель контрастной пористой проницаемой водо- и газо-насыщенной земной коры с урановосными включениями минералов в твердую матрицу.

В каждой точке наблюдения в тектонически спокойные периоды происходят только процессы радиоактивного распада изотопа радия-226 и появления радона-222, что не противоречит предложенной модели среды. Таким образом, в каждой точке наблюдения количество эманации радона должно зависеть только от содержания изотопа радия-226 (рис. 2).

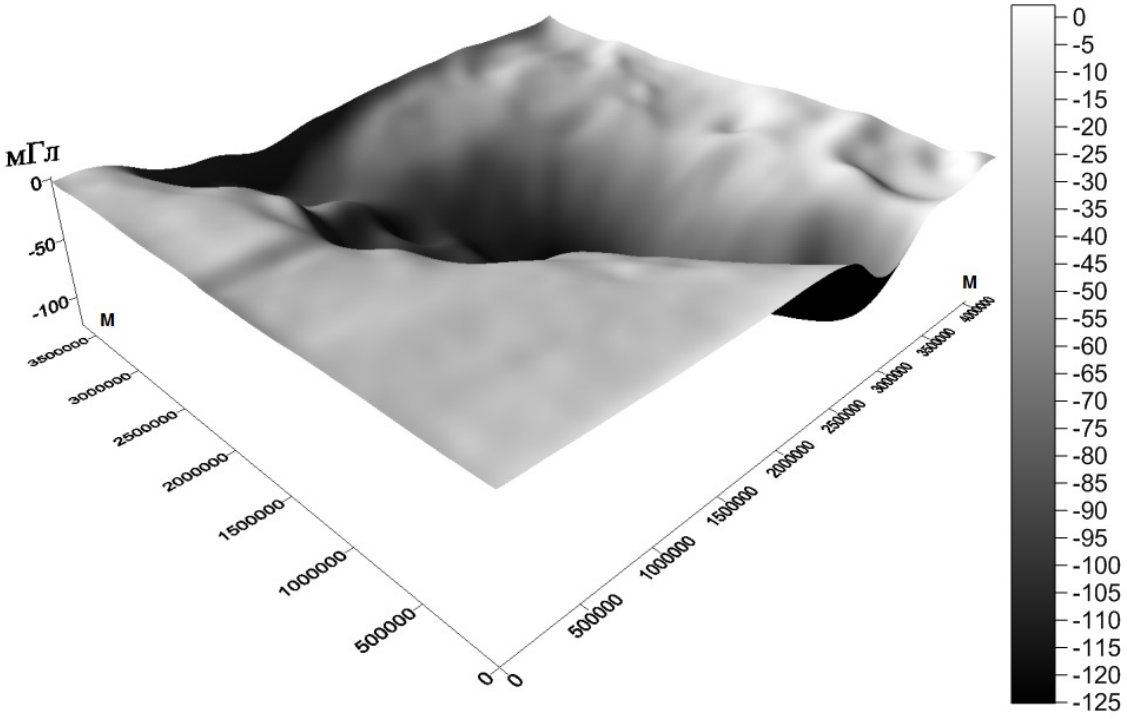


Рис. 1. Гравитационная аномалия в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас

Поскольку динамической моделью среды является высокопроницаемое влагонасыщенное дилатирующее включение в поле переменных тектонических

напряжений, то процесс разрушения может стабилизироваться при "недренажных" условиях деформирования этого включения. Такие условия предполагают значительную скорость деформации при относительно низкой скорости диффузии жидкости. Стабилизация разрушения происходит в связи с упрочением деформируемого объекта. Для объяснения особенностей радоновых вариаций поля, мы пользуемся моделью Райса-Рудницки.

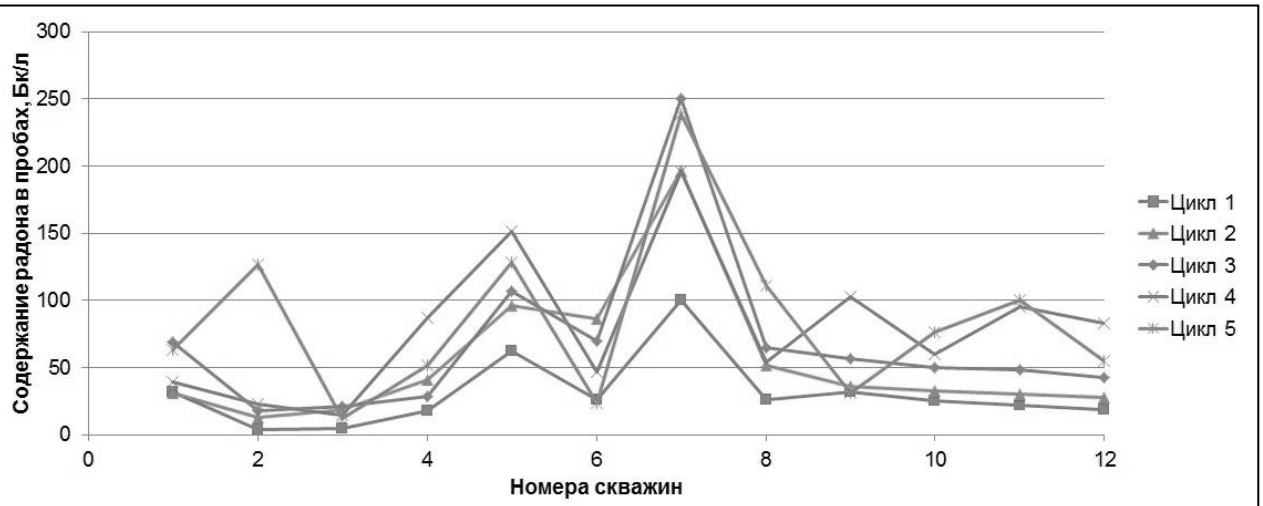


Рис. 2. Пространственно-временное распределение вариаций радона (Сан-Андреас - Калаверас).

Метод трансформации геофизических полей

На основе математического аппарата метода факторного анализа проведено разделение сигнала вариаций радона на нормальные и аномальные (прогнозные) компоненты, что позволило сформулировать принципы создания искусственного интеллекта для автоматического прогнозирования времени и места землетрясения. Обработка сигнала осуществляется в режиме «реального времени».

Ранее методы факторного анализа успешно применялись при статистической обработке геолого-геофизической информации. Чтобы показать особенности использования методики факторного анализа при интерпретации геофизических полей, попытаемся раскрыть сущность этой методики.

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].

$$z_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + ... + a_{jn}F_n, \qquad (1)$$

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 $\boldsymbol{Z}^T$ равно произведению корреляционной матрицы $\boldsymbol{R}$ на скаляр N:

$$\boldsymbol{Z}\,\boldsymbol{Z}^T = N\boldsymbol{R} \qquad (2)$$

Из этого следует: если m – ранг матрицы $\boldsymbol{Z}$, то ранг матрицы $\boldsymbol{R} = \boldsymbol{Z}\,\boldsymbol{Z}^T$ 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 $\boldsymbol{Z}$ *есть* n N *– матрица ранга* m *с действительными элементами, то* $\boldsymbol{Z}\,\boldsymbol{Z}^T = \boldsymbol{R}$ *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 Грама, а факторное решение

$$\boldsymbol{z} = \boldsymbol{A}\,\boldsymbol{f} \qquad (3)$$

дается в терминах n общих факторов. Поскольку здесь $\boldsymbol{A}$ есть квадратная невырожденная матрица, то она имеет обратную матрицу. Поэтому искомые факторы определяются просто:

$$\boldsymbol{f} = \boldsymbol{A}^{-1}\,\boldsymbol{z} \qquad (4)$$

Это решение является точным и однозначным и не связано ни с какими «оценками».

Таким образом, если мы проводим разделение поля вариаций радона методом главных компонент, то получаем для этого случая единственное решение. Хотя, естественно, для каждой составляющей поля (в рамках источниковых моделей) остаются свои эквивалентные решения.

Интерпретация

На примере анализа пространственно-временной картины вариаций концентрации радона мы рассмотрели возможность определения времени и места тектонического события. Интерпретация вариаций радона, как и любого другого физического поля, должна начинаться с его деления на нормальные и аномальные компоненты.

Мы провели исследование поля вариаций эксхаляции радона, полученного Чи-Ю Кингом [3] на 12 скважинах в районе разлома Сан-Андреас (штат Калифорния, США) в период с 1975 по 1980 г. В этот период произошло 17 тектонических событий с магнитудой M > 4. Для анализа выбраны данные эксхаляции радона, полученные при недельной экспозиции трековых детекторов.

Использование методики факторного анализа позволяет получить упорядоченную пространственно-временную картину поля и наблюдать ее локальные искажения во времени. В факторном анализе предполагается, что

наблюдаемые переменные (изменение эксхаляции радона на буровых скважинах) являются линейными комбинациями некоторых скрытых переменных, число которых, как правило, значительно меньше, чем число исследуемых переменных.

Проанализированы в режиме "реального времени" серии наблюдений на скважинах 1-12, расположенных вблизи пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас (предположительно зона-индикатор). При обработке сигнала в режиме "реального времени" в алгоритм вводится число неизвестных факторов, равное числу анализируемых переменных. При анализе используется скользящий интервал времени. Для каждого временного интервала определяется число латентных факторов.

В результате проведенного анализа нами предложен следующий сценарий развития исследуемой системы переменных. В тектонически спокойные периоды серии непрерывных наблюдений отражают лишь изменение нормального поля эксхаляции радона. Решение для этого интервала времени является однофакторным. Затем, во время подготовки тектонического события начинается перераспределение концентрации радона в объеме породы. С этого момента времени, решение становится двухфакторным. Кроме того, изначально преобладает фактор, ответственный за нормальное поле. Далее усиливает роль второго (аномального) фактора. После тектонического события система снова становится однофакторной.

В результате исследования пространственно-временной картины эксхаляции радона в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас мы получили в "реальном времени" достаточно уверенный прогноз времени и места ожидаемых землетрясений. В результате анализа исходных и аномальных значений концентрации радона сделаны первые выводы: амплитуда и длительность "предвестника" не позволяют прогнозировать магнитуду ожидаемого события. Отмечено, что время "предвестника" постепенно уменьшается от 8 недель для события 1976 года до 1 недели в 1980 году вне зависимости от магнитуды ожидаемого события. Причину вышеизложенных закономерностей следует искать в особенностях природы изучаемого явления. Развитие депрессионной воронки в зоне дилатирующего включения должно привести к увеличению концентрации радона за счет конвективных явлений, в том числе и в связи с высыханием поровых каналов породы, а также в следствие явления инжекции. Известно, что когда дренажные каналы осушены, то скорость конвекции увеличивается в сотни раз, даже для низкопроницаемых глин [4].

Заключение

Разработан оригинальный метод прогноза тектонических событий. На основе факторного анализа сформулированы основные принципы искусственного интеллекта, позволяющие автоматически прогнозировать время и место возможного землетрясения. Методика предсказания заключается в том, что один раз в неделю по методу факторного анализа определяются качественные характеристики сейсмической опасности. В нашем случае, первый ранг опасности - начало и конец существования двухфакторного

решения для исследуемого числа переменных; второй ранг опасности - определение времени независимого процесса эксхаляции радона в каждой точке наблюдений (однофакторная ситуация).

Литература

1. Rise G.R., Rudnicki J.W. Earthquake precursory effects due to pore fluid stabilization of weakening fault zone // J. Geoph. Res. 1979. V. 84, B5, 2177-2193.

2. Harman H.H., Modern factor analysis. Revised edition. University of Chicago Press. 1976. 508 p.

3. King Chi-Yu. Episodic radon Changes in subsurface soil gas along active fault and possible relation to earthquakes // J. Geoph. Res. 1980. 85, B6, 3065-3078.

4. Faulkner D.R. Comparison of water and argon permeability in natural clay-bearing fault gouge under high pressure // J. Geoph. Res. 2000. V. 105, B7, 16415-16426.

Определение глубинных источников аномалий гравитационного потенциала Земли на основе непрерывного «естественного» вейвлет-преобразования

Матвеева Н.А., Утемов Э.В., Нургалиев Д.К.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань, Россия, Natalia.Matveeva@kpfu.ru

Ключевые слова: непрерывное вейвлет-преобразование, обратная задача, гравитационный потенциал, сила тяжести

Рассматривается способ построения непрерывного «естественного» вейвлет-преобразования потенциальных полей представленных на S3. Предложен итерационный алгоритм поиска источников гравитационных аномалий в пространстве вейвлет-коэффициентов. В качестве примера рассматриваются результаты «естественного» вейвлет-преобразования аномалий земного гравитационного потенциала на глубинных срезах 150 и 3500 км.

Определение аномалиеобразующих источников потенциальных полей (магнитных, гравитационных), измеренных на земной поверхности с целью геологической интерпретации – задача, имеющая внушительную историю и не теряющая актуальность и по сей день.

Среди большого количества известных подходов к решению данной задачи можно выделить группу, использующую свойство однородности полей простейших причинных источников (точечные массы, диполи, уступы и пр.). Данную группу можно также разделить на две подгруппы: к первой относятся методы, осуществляющие поиск причинных источников во временной области

(деконволюция Винера, Эйлера, их модификации) [3, 8, 11, 13], ко второй – методы, использующие непрерывное вейвлет-преобразование [1, 2, 6, 10].

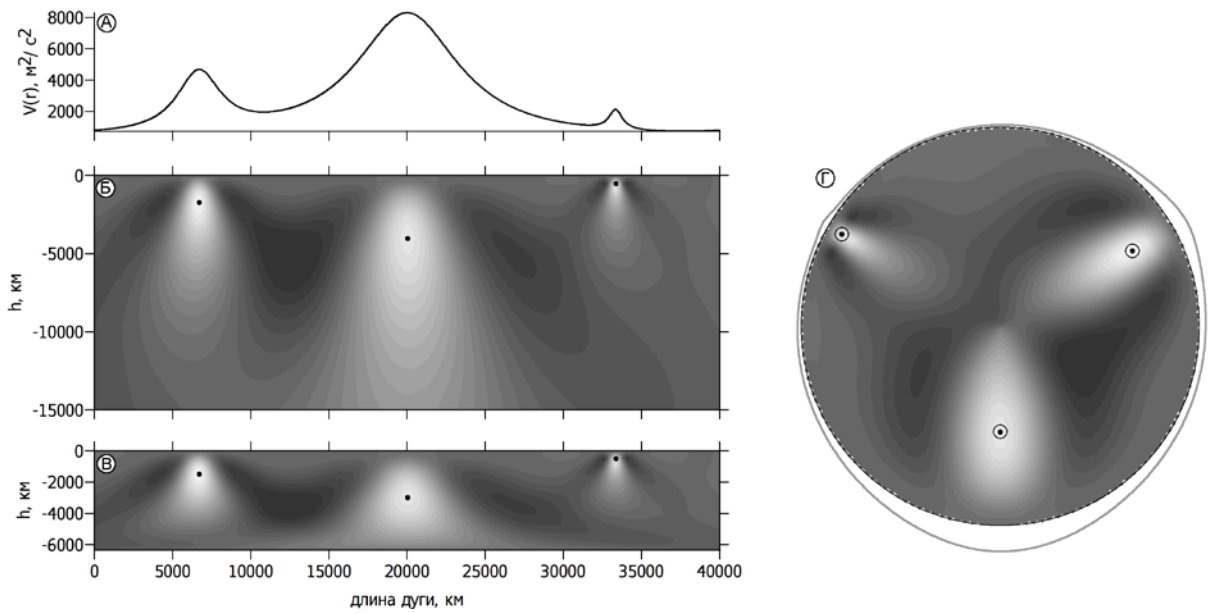


Рис. 1. Результаты построения «естественного» вейвлет-преобразования на 2D-сфере гравитационного потенциала трех аномалиеобразующих источников: А: Зависимость гравитационного потенциала от длины дуги. Б: Результат определения вейвлет-коэффициентов непрерывного «естественного» вейвлет-преобразования гравитационного потенциала. В: Поле вейвлет-коэффициентов «естественного» вейвлет-преобразования после коррекции глубин. Г: Результаты определения вейвлет-коэффициентов на сфере и восстановление положения аномалиеобразующих источников. Кружки – заданное положение источников, окружности – восстановленное положение источников

Несмотря на широкое применение, вышеупомянутые методы, имеют по меньшей мере два существенных недостатка, кроющиеся в принципиальной ограниченности использования свойства однородности потенциальных полей:

1. Однородными являются только потенциальные поля простейших изолированных источников; в случае интерференции полей даже небольшого числа источников уровень ошибок в оценке их параметров (количество, масса, положение) становится критически высоким.

2. Свойство однородности потенциальных полей простейших источников нарушается для измерений, полученных на сферической поверхности, что ограничивает применение упомянутых выше методик при изучении глубинного строения Земли.

В работе [12] для анализа потенциальных полей было предложено к применению семейство базисных функций, названное «естественным». Его преимуществами являются:

1) «естественное» прямое непрерывное вейвлет-преобразование, при использовании в качестве базисной любой нормированной линейной

комбинации функций из данного семейства, является формальным решением линейной обратной задачи гравиметрии (магнитометрии);

2) масштабный параметр вейвлет-преобразования имеет размерность длины и по смыслу соответствует глубине залегания возможных источников;

3) амплитуды вейвлет-коэффициентов имеют размерность физической плотности (в случае гравитационного поля) или намагниченности (магнитное поле);

4) использование «естественного» вейвлет-преобразования позволяет наиболее простым способом построить итерационный алгоритм восстановления параметров аномалиеобразующих источников даже в случае сильной интерференции вызванных ими потенциальных полей.

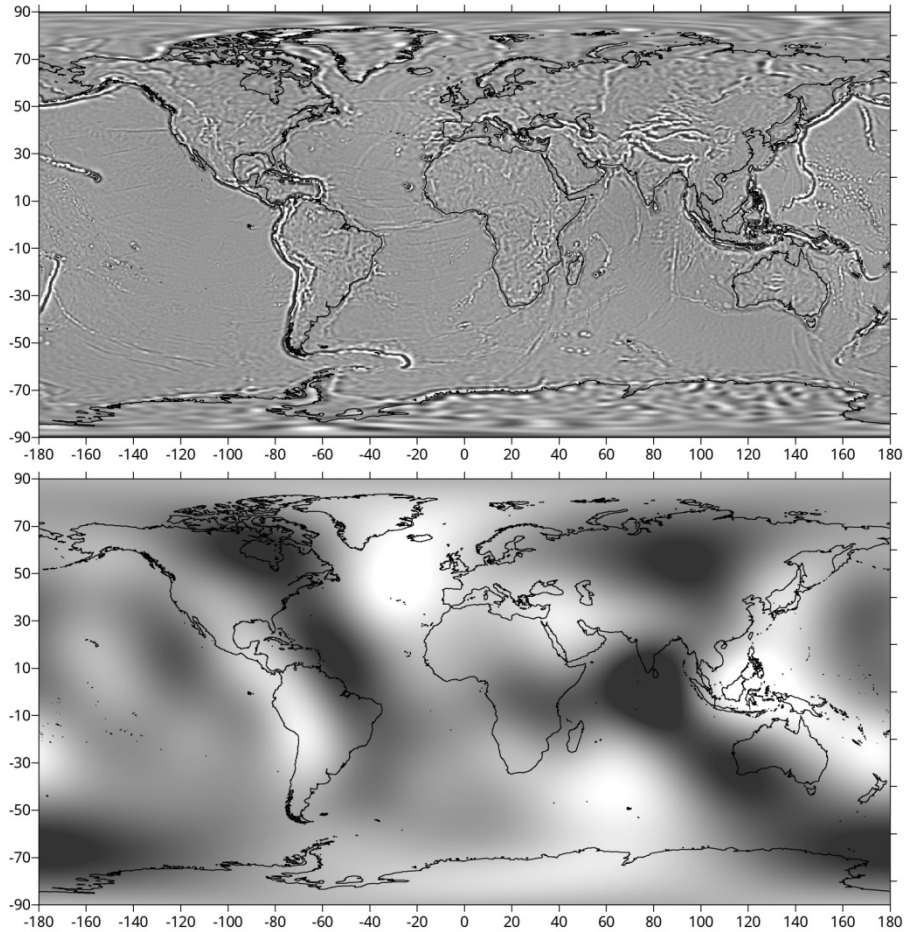


Рис. 2. Результаты построения непрерывного «естественного» вейвлет-преобразования аномалий земного гравитационного потенциала на глубинных срезах150 (верхний рисунок) и 3500 км (нижний)

В данной работе демонстрируется, что разработанные ранее для плоского случая иоснованные на непрерывном «естественном» вейвлет-преобразовании, методика построения формальных решений обратной задачи и алгоритм определения аномалиеобразующих источников, могут быть адаптированы для данных, представленных на двумерной и трехмерной сферических поверхностях.

На рис. 1 представлены этапы и окончательные результаты построения «естественного» вейвлет-преобразования аномалий гравитационного потенциала для трех модельных причинных источников, залегающих на глубинах 500, 1500 и 3000 км.

Как видно из рис. 1, найденное в пространстве вейвлет-коэффициентов положение источников поля с высокой точностью совпадает с априори заданным положением.

На рис. 2 представлены результаты «естественного» вейвлет-преобразования аномалий земного гравитационного потенциала на глубинных срезах 150 и 3500 км. Для расчётов были использованы данные International Centre for Global Earth Models (ICGEM) (http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM). Модель глобального гравитационного поля включает данные GOCEGFZ Potsdam и GRGS Toulouse. Данные взяты по всей поверхности Земли с частотой дискретизации 0.2 градуса по широте и долготе. Исходные данные представляют собой массив 901×1801.

Литература

1. Alexandrescu M., Gibert D., Hulot G., Le Mouel J.-L., Saracco G. Detection of geomagnetic jers using wavelet analisys // J.Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 12557-12572.
2. Gibert D., Pessel M. Identification of sources of potential fields with the continious wavelet transform: Application to self-potential profiles // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. No. 9. P. 1863-1866.
3. Hood P. Gradient measurements in aeromagnetic surveying // Geophysics. 1965. V. 30. P. 891–802.
4. Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G. Wavelet analysis of potential fields // Inverse probl. 1997. V. 13. P. 165-178.
5. Matveeva N., Utemov E., Nurgaliev D. The “native” wavelet transform for solving the inverse problem of gravimetry on a spherical manifold // Proceedings of IAMG 2015 Freiberg, September 5-13, 2015 The 17th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences. 2015. P. 528-539.
6. Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. B3. P. 5003-5013.
7. Paul T. Functions analytic on the half-plane as quantum mechanical states // J. Math. Phys. 1984. V. 25, No. 11. P. 3252.
8. Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J., Somerton I.W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution // Geophysics. 1990. V. 55. P. 80–91.
9. Sailhac, P., Gibert D., Boukerbout H. The theory of the continuous wavelet transform in the interpretation of potential fields: a review // Geophysical Prospecting. 2009. V. 57. P. 517–525.
10. Sailhac P., Galdeano A., Gibert D., Moreau F., Delor C. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Complex wavelets

and application to aeromagnetic profiles in French Guiana // J. Geophys. Res. 2000. V. 104. B8. P. 19455-19475.

11. Thompson D.T. EULDPH – A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data // Geophysics. 1982. V. 47. P. 31–37.

12. Utemov E.V., Nurgaliev D.K. Natural Wavelet Transformations of Gravity Data: Theory and Applications // Izvestia. Physics of the Solid Earth. 2005. V. 41. No. 4. P. 88-96.

13. Werner S. Interpetation of magnetic anomalies of sheet like bodies // Sveriges Geologist Under Ser.C.C. 1953. Arabok, 43(6).

14. Zhang C., Mushayandebvu M.F., Reid A.B., Fairhead J.D. Odegard M.E. Eulerdeconvolution of gravity tensor gradient data // Geophysics. 2000. V. 65. No. 2. P. 512-520.

Опыт интерпретации методов электроразведки при решении структурно-картировочных и нефтепоисковых задач на Сибирской платформе

Махнач Е.Н., Мамаева А.В.

ООО ГП «Сибгеотех», Новосибирск, Россия, machnach@sibgeotech.ru, mamaeva@sibgeotech.ru

Ключевые слова: Электроразведка МТЗ, ЗСБ, геологическая интерпретация, сопротивление, проводимость, прогноз коллекторов, рифей, венд, нижний кембрий, ловушка УВ, Сибирская платформа.

В последние десятилетия методы электроразведки все шире внедряются в практику геологоразведочных работ на всех стадиях изучения, начиная от региональных до поисково-оценочных работ. В зависимости от разных этапов исследования комплекс методов меняется и включает магнитовариационные зондирования МТЗ, электроразведку методом становления поля в многоразносном варианте (М-ЗСБ), методом вызванной поляризации (ВП), а также аэроэлектроразведку методом переходных процессов (АМПП). Как правило, интерпретация электроразведочных данных проводится в комплексе с потенциальными полями и данными аэрогамма-спектрометрии и геохимии (наземный и воздушный вариант).

Нашей организацией выполнен большой объем исследований с нефтепоисковыми целями в пределах Сибирской платформы, имеющей сложные геологические условия, связанные с широким развитием траппового магматизма. В этих условиях сейсморазведка не всегда оказывается информативной, в связи с чем методы электроразведки выступают на передний план. Ниже приведены примеры результативности электроразведки на ряде объектов, расположенных в различных геологических условиях.

Анабаро-Хатангская седловина. Для изучения глубинного строения и оценки перспектив нефтегазоносности в пределах Анабаро-Хатангской седловины выполнены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в комплексе с сейсморазведкой, грави- и магниторазведкой в объеме 2860 пог.км.

Геологическая структура района определяется последовательной сменой по вертикали пяти качественно различных и разновозрастных структурно – вещественных комплексов регионального распространения, имеющих отображение в данных электроразведки: фундамент архей-протерозойского возраста, рифейский, венд-кембрийский, ордовикско-нижнекарбоновый, средне-вернекарбоновый – пермский, раннетриасовый, средне-верхнетриасовый – юрско-меловой. По совместной интерпретации материалов (электроразведка, сейсморазведка, потенциальные поля, геологические данные) составлены сводные геолого-геофизические разрезы (рис.1).

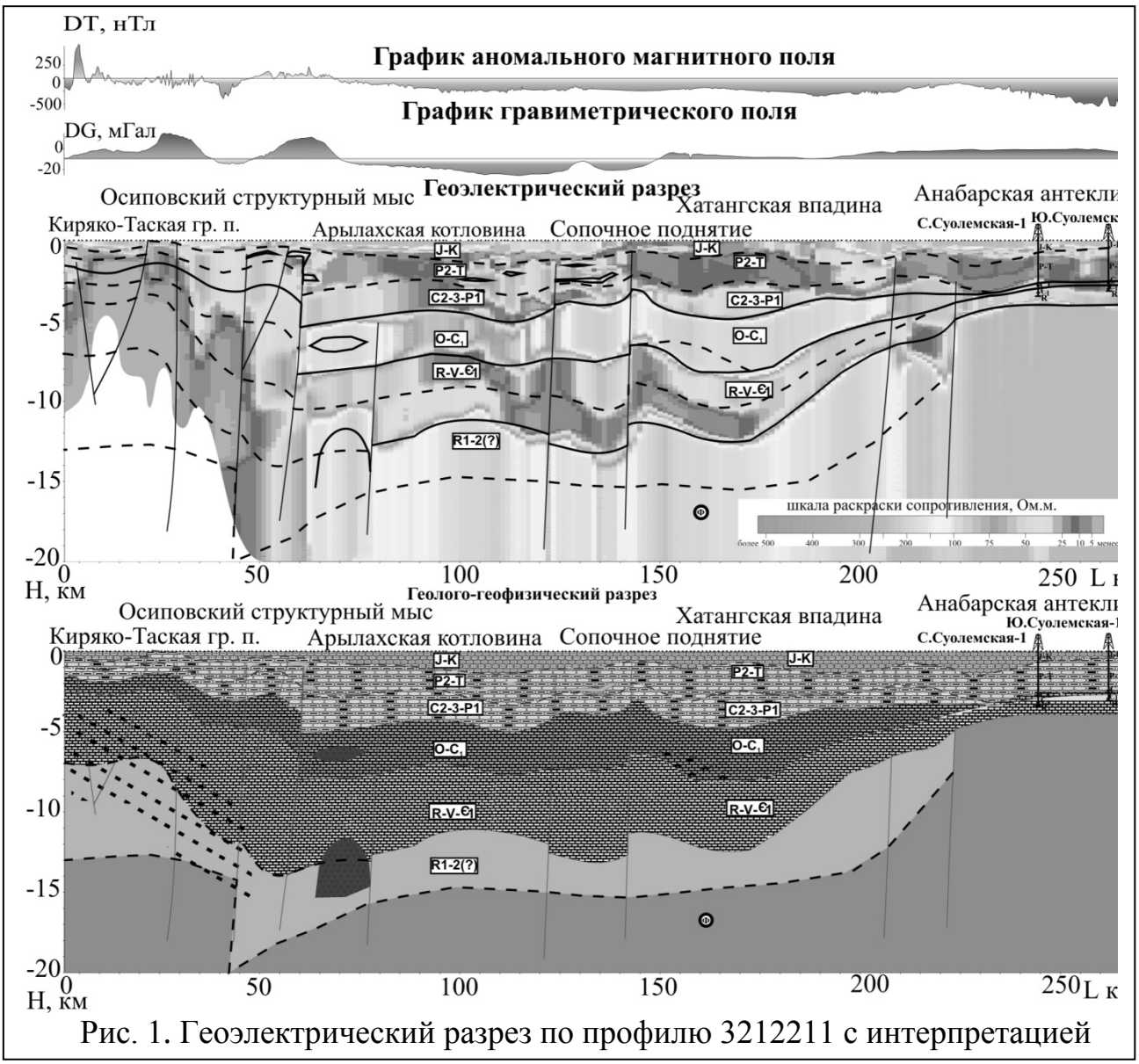


Рис. 1. Геоэлектрический разрез по профилю 3212211 с интерпретацией

По распределению сопротивления определены участки развития преимущественно песчано-глинистых и карбонатных отложений, определены

границы развития соленосных отложений, которые имеют развитие в пределах Хатангской впадины и, в основном, приурочены к акватории Хатангского залива. С развитием этих отложений связываются перспективы обнаружения скоплений УВ в палеозойских отложениях. Ниже соленосно-карбонатного комплекса по данным электроразведки картируется проводящий комплекс отложений, приуроченный к рифей-вендскому и, возможно, нижнекембрийскому интервалу разреза. Наибольшей проводимостью обладает кровля комплекса, где прогнозируется развитие коллекторов и вероятность обнаружения залежей УВ. До проведения работ общая мощность осадочного чехла оценивалась в пределах 6 км. Проведенные исследования позволили спрогнозировать глубину залегания докембрийского фундамента в 15–17 км, в первую очередь за счет резкого увеличения мощности палеозоя (особенно нижнего) и рифея, т. е. описываемый район в течение весьма длительного геологического времени являлся областью устойчивого прогибания.

Основные результаты работ. Основные перспективы связаны с районом Хатангского залива и его окрестности, где по данным электроразведки прогнозируются объекты, связанные с соляной тектоникой (штокообразные, диапировые локальные структуры). В зоне сочленения Анабаро-Хатангской седловины с Таймырской складчатой системой выделены протяженные зоны, в пределах которых имеют место области выклинивания коллекторов. Они приурочены в одном случае к зонам структурных несогласий, в другом имеют тектоническое ограничение. Эти зоны рассматриваются в верхнем терригенном комплексе отложений и приурочены к отложениям перми – триаса, возможно верхнего карбона. На склоне Анабарской антеклизы аналогичные протяженные зоны связаны с выклиниванием коллекторов в верхнем терригенном комплексе отложений, а также на уровне венда- рифея. Перспективы района оцениваются как высокие, есть вероятность открытия крупных месторождений УВ.

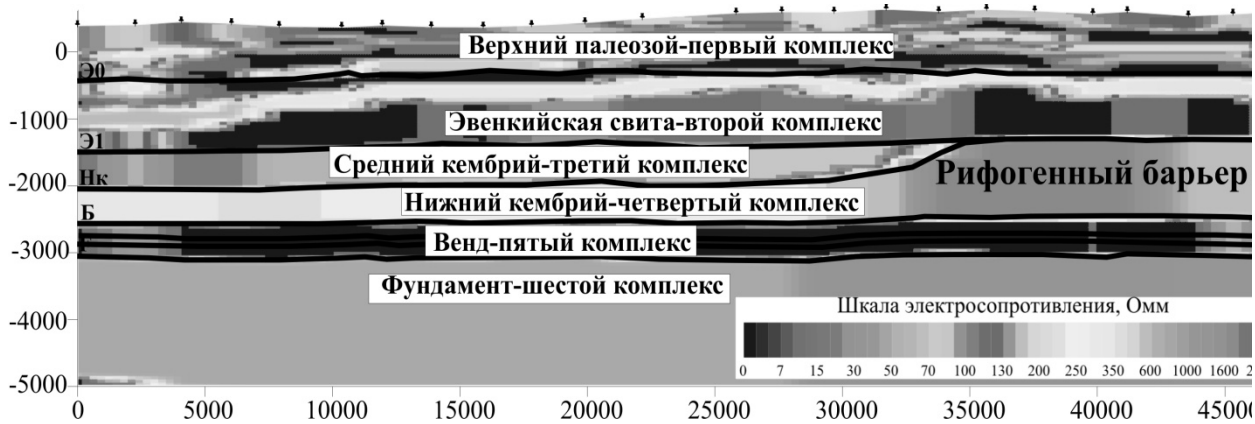


Рис. 2. Выделение и стратиграфическая привязка геоэлектрических комплексов пород по данным электроразведки МТЗ

Южный склон Анабарской антеклизы. Площадь работ расположена в пределах зоны сочленения Курейской синеклизы и южного склона Анабарской антеклизы. С целью детализации морфологии рифогенного барьера, намеченного по ранее проведенным сейсморазведочным работам, было

отработано 500 пог.км электроразведочных работ МТЗ, геохимических исследований по подпочвенным отложениям.

Изучение рифовых систем в связи с нефтепоисковыми работами стало уже вполне традиционным направлением и для некоторых стран они являются главнейшим и весьма богатым источником углеводородов. Четко выраженная фациальная зональность кембрийских рифовых комплексов позволила разработать геоэлектрическую модель, которая была взята за основу при интерпретации данных МТЗ (рис. 2).

Представленный на рисунке 2 профиль расположен в зоне относительно неглубокого залегания образований барьера, вскрытых скважинами Танхайская 708 и Сохсолохская 706. При приближении к рифовому барьеру (с юго-востока на северо-запад), где из разреза соли выпадают, сопротивление составляет 400-500 Омм, характеризуя нижнекембрийский разрез как преимущественно карбонатный. В зоне рифового барьера, в местах развития массивных карбонатных образований, сопротивление существенно увеличивается до тысяч Омм. В сторону площади распространения бассейновых отложений сопротивление резко понижается до значений первых сотен Омм, характерных для толщи заполнения. Рифовые постройки перекрыты верхоленской свитой верхнего кембрия, отложения которой обладают пониженным сопротивлением (первые десятки Омм). Следующий, располагающийся стратиграфически выше, рифогенный комплекс характеризуется иными условиями залегания и особенностями строения, что имеет отображение на геоэлектрическом разрезе. На фоне относительно низкого сопротивления выделяются локальные объекты повышенного сопротивления (до сотен Омм), объединяющиеся в зоны, которые интерпретируются как купола и крупные органогенно-обломочные массивы. Сверху нижнекембрийские отложения и косослоистый комплекс среднего-верхнего кембрия перекрывают терригеннные отложения эвенкийской свиты и ее аналогов, сопротивлением первые десятки Омм. Уменьшение сопротивления (особенно в нижней части эвенкийской свиты) связывается с увеличением доли глинистого материала в осадках, что может характеризовать качество покрышек для ниже залегающих перспективных объектов.

Основные результаты работ. В результате выполненных исследований уточнена линия выклинивания отложений терригенного венда. Установлен клиноформный, сигмоидный характер строения толщи компенсации (красноцветные отложениями среднего-верхнего кембрия), перекрывающие углеродистые отложения куонамской свиты. По данным электроразведки выполнена оценка качества покрышек в перекрывающей отложения нижнего и среднего кембрия эвенкийской свите. В контуре биогермной постройки рекомендовано место заложения параметрической скважины.

Троицко-Михайловский вал. С целью выявления локальных ловушек углеводородов в подсолевых горизонтах зоны линейных дислокаций Троицко-Михайловского вала проведены магнитотеллурические зондирования МТЗ и электроразведочные работы ЗСБ в объеме 1800 пог.км. По данным ЗСБ детально изучалась верхняя, наиболее неоднородная часть разреза, по МТЗ –

глубокие горизонты осадочного чехла и фундамента. Интерпретация выполнялась в одно- и трехмерном варианте.

По данным электроразведки контрастно выделяется протяженная высокоамплитудная структура – Троицко-Михайловский вал по раздуву мощности высокоомного комплекса, приуроченного к соленосно-карбонатным нижнекембрийским отложениям. Судя по конфигурации аномалий МТ-поля, это структура представляет собой соляной диапир с максимальным нагнетанием солей в купольной части. На подсолевом уровне залегает два проводящих комплекса отложений. На большей части площади они хорошо расчленяются – более проводящий верхний, приуроченный к карбонатным венд-нижнекембрийским и терригенным вендским отложениям (редколесная-мошаковская свиты) и нижний, соотносимый с осадками тасеевской серии верхнего рифея – венда. Его проводимость обусловлена наличием коллекторов в тэтэрской, ванаварской (редколесной) свите венда и в кровле рифейских отложений.

Для качественной оценки характера флюидонасыщения был определен граничный уровень вероятного типа флюидонасыщенного коллектора в отложениях нижнего кембрия-венда-рифея. Водонасыщенный коллектор принят на отметке до 5-7 Омм, углеводородонасыщенный на отметке 10–30 Омм., алевролиты обладают сопротивлением 50–100 Омм., аргиллиты обладают сопротивлением 10–20 Омм., плотносцементированные песчаники обладают сопротивлением до сотни Омм., карбонаты сотни Омм. При оценке типа флюидонасыщения использовались результаты бокового каротажа (БК) по скв. Чуньская-1, пробуренной вблизи площади работ.

Основные результаты работ. По данным электроразведки оконтурены зоны высокопроницаемых коллекторов, в пределах которых выделены ловушки УВ различного типа. Эти данные в совокупности с результаты бурения и волновой картиной на сейсмопрофилях позволили дать оценку ресурсов по двум газоносным горизонтам – в нижнебельских карбонатах в кембрийском НГК и в песчаниках редколесной свиты в вендском НГК. В пределах двух ловушек рекомендовано заложение параметрических скважин.

Выводы

Полученные результаты свидетельствуют о высокой эффективности методов электроразведки при изучении глубинного строения различных районов Сибирской платформы и ее использовании при прогнозе коллекторов и типе флюидонасыщения. Полученные материалы легли в основу структурных построений и выделении перспективных объектов с их заверкой бурением.

Несейсмические методы для поисков скоплений углеводородов

Мегеря В.М.[1], Старостенко В.И.[2], Корчагин И.Н.[2], Филатов В.Г.[3], Гласко Ю.В.[4]

[1] ЗАО "ГЕОТЕК Холдинг", Москва, Ханты-Мансийск, Россия
[2] Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
[3] РГГРУ им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия
[4] НИВЦ МГУ, Москва, Россия, glaskoyv@mail.ru

Ключевые слова: концепция эпигенетического минералообразования, концепция субвертикальных зон, геосолитонные трубки, краевая задача для уравнения Лапласа, интропродолжение поля, разделение источников аномалии на дневной поверхности, распадение поля, полный нормированный градиент В.М. Березкина, конечно-разностный полный нормированный градиент (КПНГ), система замкнутых изолиний КПНГ, аномалия Буге, локальная составляющая аномалии Буге, задача Стефана с обратным временем, концентрация масс, выметание масс.

В докладе мы будем опираться на несколько достаточно новых концепций касательно месторождений углеводородов: эпигенетическое минералообразование, субвертикальные зоны и геосолитонные трубки. Так, вторичное минералообразование над месторождением УВ наиболее интенсивно в терригенном слое (1-1.5 км), где под воздействием миграции УВ образуются магнитные и немагнитные минералы. Они же приурочены к покрышке залежи и фундаменту. В то же время, субвертикальная неоднородность либо разлом является характерной для месторождений УВ линейной формой. В этой связи объединение магнитного каротажа неглубоко залегающих скважин и гравиразведки подтверждающей наличие линейных геологических форм может повысить успешность открытия нефтегазовых месторождений до 85%, сейчас она находится на уровне 30-50%. Одновременно с этим геосолитонная концепция В.М. Мегери, описывает многоуровневые структуры нефтяных залежей малой площади но значительные по запасам, то есть те структуры, которые приобретают в настоящее время первостепенное значение. Указанная теория апеллирует к дегазационному полю Земли, проявляющемуся в частности, в небольших по площади, замкнутых, отрицательных гравитационных аномалиях именно над залежами УВ. При этом доказательная база последней теории опирается, главным образом на методы сейсморазведки. Очевидно, что незначительная по площади аномалия требует мелкой сетки для ее обнаружения.

В рамках этих концепций мы будем применять методику математического моделирования, численных методов, численных алгоритмов и вычислительного эксперимента. В основе моделей лежат эллиптические и параболические уравнения для магнитного и гравитационного полей.

Первый из рассматриваемых алгоритмов ориентирован на интерпретацию магнитного и гравитационного полей от объекта-залежи или же точечных источников аномалии от элементов вторичного минералообразования. Концепция эпигенетического минералообразования в качестве критерия нефтегазоносности предполагает многоуровневое расположение вторичных минералов (магнитных – магнетит (Fe_3O_4), магнитный пирротин (Fe_7S_8, грейгит (Fe_3S_4) и др. и немагнитных – пирит (FeS_2), сидерит($FeCO_3$)). Эти уровни приурочены к терригенному слою, покрышке залежи и запечатывающему слою. Что касается залежи, то она может быть антиклинальной, клиноформной, пластовой. Возможна и структура из нескольких подобных форм. Потенциальное поле во всей изучаемой области опишем уравнением Лапласа. В качестве краевых условий выберем измеренное на дневной поверхности аномальное поле и отсутствие потока через границы рассматриваемой 3D-области.

Опр. 1. Интропродолжением назовем процесс продолжения гравитационного либо магнитного поля в нижнее полупространство через гравимагнитоактивные тела.

Опр. 2. Особые точки – это точки появляющиеся в процессе интропродолжения гравитационных либо магнитных полей через гравимагнитоактивные тела. При этом при приближении к особой точке продолжаемое поле резко возрастает и распадается.

Первую составляющую алгоритма – интропродолжение будем реализовать на основе конечно-разностных аппроксимаций указанных уравнений на равномерной сетке в 2D и 3D случаях. Технология работает ожидаемо на глубинах 0.7-0.8 до верхней особой точки - позволяя разделить источники (особые точки). Далее поле распадается – тем самым, фиксируя глубины и расположение особых точек. В этой связи, интропродолжение объединяется с второй составляющей алгоритма, которая представляет конечно-разностную реализацию полного нормированного градиента В.М. Березкина ориентированного изначально на решение уравнения Лапласа в виде ряда Фурье и регуляризованного по числу членов. Главной особенностью ПНГ В.М. Березкина и реализуемого нами конечно-разностного ПНГ ($G_H(x,z)$ либо $G_H(x,y,z)$) является достижение максимума значений при переходе через особую точку. Предложено 2 варианта 2D-алгоритма. Один из рассмотренных вариантов рассмотренного алгоритма КГРИН (конечно-разностный градиент с интропродолжением) рассмотрен без граничных условий на вертикальных границах. В этом случае, КГРИН реализуется на треугольной сетке, поскольку с каждым шагом мы теряем по одному значению продолженного поля справа и слева

На основе профильного 2D-алгоритма предложен 3D-алгоритм ориентированный на площадную обработку поля по серии взаимопересекающихся перпендикулярных профилей. Для усиления эффекта аномалии и снижения погрешности интерпретации на основе использования данных аэроразведки, алгоритм дополняется на первом шаге перерасчетом поля вверх. С позиций численных схем, перерасчет на шаг над дневной

поверхностью задает необходимые начальные значения для запуска итерационного цикла интропродолжения и КПНГ в нижнее полупространство (либо в положительную четверть пространства - при оси аппликат направленной вниз).

Данная методика удобна своей экономичностью, поскольку она не требует большего объема априорной информации для геологического редуцирования. При этом она входит в класс методик наиболее распространенных в России - методик на основе концепции особых точек потенциальных полей.

2D- и 3D-алгоритмы апробированы на серии модельных (2 уступа фундамента, гравитационная аномалия от шара, серия 3-х источников) и использованы на практических примерах (Южный Сургут (нефть, Западная Сибирь), Котовский риф Волгоградского Поволжья, Азево-Солоушинский вал Татарии, месторождение газа Уртабулак (Узбекистан), Восточно-Луговское месторождение газа на Сахалине).

Второй из рассматриваемых алгоритмов ориентирован на интерпретацию аномальной составляющей гравитационного поля на дневной поверхности Земли с целью определения формы и плотности аномалиеобразующей области. Методика обладает весьма гибкими свойствами. Так, она может быть применена в случае, когда мы измерили аномальное гравитационное поле на дневной поверхности и в боковых скважинах. Возможно ее применение и в рамках интропродолжения вместо метода ПНГ В.М. Березкина и описанной выше его конечно-разностной вариации. Действительно, интропродолжение по боковым вертикальным границам расчетной области, является численным аналогом физических измерений гравиметром в боковых скважинах. Кроме того, эта информация дополняется аномальным полем, измеренным на дневной поверхности. Третий, двухшаговый подход предполагает определение по аномальному полю на дневной поверхности плотностей вызвавших это поле на границе области охватывающей область источник, а затем процесс концентрации этих плотностей внутрь области с целью определения формы и плотности источника внутри этой области. При этом аномальное поле на дневной поверхности можно трансформировать посредством интропродолжения до 0.7-0.8 глубины особой точки – с целью усиления влияния на поле и разделения источников аномалии.

Первый из указанных шагов выполняется посредством регуляризирующего алгоритма относительно интегрального уравнения позволяющего рассчитывать гравитационное поле от источников в форме шара расположенных на границе Г области охватывающей аномалиеобразующий источник $V \supset \Omega$. Задача имеет следующую операторную форму:

$$B\delta_{\Gamma}(s^*) = \Delta g(x, y),$$

где $\delta_{\Gamma}(s^*)$ - распределение плотностей на границе $\Gamma \equiv \partial V$, $\Delta g(x, y)$ - локальная составляющая аномалии Буге, выделенная посредством геологического редуцирования либо анализа гравитационного поля по «крыльям».

Процесс концентрации базируется на концепцию выметания плотностей по Д. Зидарову, моделях В.Н. Страхова с фиктивным временем и 2D разработках

В.Г. Филатова. Математическая модель процесса представляет параболическое уравнение с конечным распределением плотности по границе Г и краевым условием 2-го рода. Цель же определить распределение плотностей в начальный момент процесса. Процесс можно рассмотреть как задачу Стефана с обратным временем. В свою очередь модель выметания есть задача с подвижной границей. Алгоритмически концентрация реализуется многократным выметанием в рамках минимизации по расстоянию, невязке либо сглаживающему функционалу. При этом используется статистическая регуляризация на основе метода Монте-Карло.

Основные параметры алгоритма получены в результате серии модельных примеров. Далее алгоритм применен к практическим примерам.

Рассмотренные 2D и 3D алгоритмы включены в комплекс программ реализованных в среде Delphi и ориентированных на интерпретацию в рамках современного Windows-интерфейса с возможностью использования баз данных и запросов к ним на основе SQL.

Работа выполнена в рамках НИР “Создание и развитие информационных систем учебного и административного назначения МГУ” (договор 14, ЦИТИС 01201253080).

Литература

1. Березкин В.М. Метод полного градиента при геофизической разведке. М: Недра. 1988.
2. Гравиразведка. Справочник геофизика / Под редакцией Е.А. Мудрецовой. М: Недра. 1981.
3. Страхов В.Н. О выметании масс по Пуанкаре и его использовании при решении прямых и обратных задач гравиметрии // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 54-57.
4. Мегеря В.М., Никитин А.А., Петров А.В., Старостенко В.И., Филатов В.Г., Лобанов А.М. Концепция геосолитонов, оптимальная фильтрация и интропродолжение геополей с учетом вторичного магнитоминералообразования в нефтегазоразведке. М: НТ Пресс. 2011. 202 с.
5. Гласко Ю.В. Алгоритмы 2D- и 3D-интропродолжения // Вычислительные методы и программирование. Новые вычислительные технологии. 2016. Т. 17. С. 291-298.
6. Гласко Ю.В. Задача концентрации масс // Физика Земли. 2015. № 2. С. 37-43.

Методические особенности решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии

Миненко П.А. [1], Миненко Р.В. [2], Мечников Ю.П. [3], Плишко И.В. [4]

[1]Криворожский государственный педагогический университет, Кривой Рог, Украина, maestozo.1_pavel@mail.ru
[2]Криворожский национальный университет Кривой Рог, Украина
[3]Криворожская геофизическая партия, Кривой Рог, Украина
[4]Партия шахтно-рудничной геофизики, Кривой Рог, Украина

Ключевые слова: линейная обратная задача, сеточные модели, устойчивые итерационные методы.

Рассмотрим сначала в чисто математическом виде обратную линейную задачу (ОЛЗ)

$$AX = G, \qquad (1)$$

где X(i) – аномальные плотности (АП) блоков сеточной интерпретационной модели (СИМ) с номерами i=1,M, расположенных в области E нижнего полупространства; G(j) – измеренные значения поля силы тяжести (ПСТ) в точках с номерами j=1,N, расположенных на дневной поверхности Земли в области B, не совпадающей с областью E ни в одной точке; A(i,j) – коэффициенты влияния поля i-того блока на измерительный прибор, установленный в j-той точке.

Сначала решим ОЛЗ на теоретическом примере. Выберем СИМ в области E и вычислим от нее ПСТ в точках области B для заданного вектора АП $X_т(i)$. Это поле будем считать измеренным. Теперь для областей E и B рассчитаем коэффициенты влияния A(i,j), а затем решим систему уравнений (1) относительно неизвестных АП X(i) прямым или итерационным методом. При удержании достаточного количества знаков получим почти точные значения вектора АП $X_т(i)$. По крайней мере, это проверено на моделях при M≤4000 и N≤5000 и при расположении блоков в 1 - 6 горизонтальных слоях.

Теперь решим другую ОЛЗ. Поле оставим от того вектора АП $X_т(i)$, а коэффициенты влияния A(i,j) вычислим от модели тех же размеров, но смещенной на конечное расстояние, например, по глубине. В этом случае и коэффициенты влияния A(i,j), и вектор G(j) примут соответствующие приращения, которые в теоретическом примере мы можем вычислить и по ним оценить изменение вектора АП в новом решении ОЛЗ. В экспериментальных решениях ОЛЗ получены положительные приращения АП при смешении модели вниз и уменьшение АП при перемещении модели вверх. Аналогичные изменения решения получены и перемещения модели в стороны или при изменении размеров блоков. Кроме того, решения ОЛЗ будут устойчивыми только при наложении конкретного условия на размеры СИМ: *проекция модели на карту поля должна совпадать с картой поля*. Причем прямыми методами

ОЛЗ решается устойчиво только для однослойных СИМ, а для многослойных СИМ решение ОЛЗ получают устойчивым только итерационными методами. Оно является эквивалентным и тем больше отличающимся от реального распределения АП, чем больше слоев имеет СИМ и чем больше различаются размеры двух моделей: для поля и для решения ОЛЗ по полю. Таким образом, устойчивое решение ОЛЗ чисто математическими методами, даже для теоретических примеров, получить невозможно. *Нужно добавить технологические критерии*. Например, для однослойной модели из однородных по плотности вертикальных четырехгранных призм мы получим почти точное решение ОЛЗ, очень близкое к $X_т(i)$ при любых начальных условиях. Для той же модели, разделенной на два горизонтальных слоя, мы получим в решении ОЛЗ X(i) неодинаковые значения АП для верхнего и нижнего слоя при начальной почти нулевой плотности. В решении обратной задачи АП блоков нижнего слоя заметно ниже АП блоков верхнего слоя. Уменьшение АП блоков с глубиной еще более заметно в решении ОЛЗ для того же поля для моделей от трехслойных до шестислойных (рис.1).

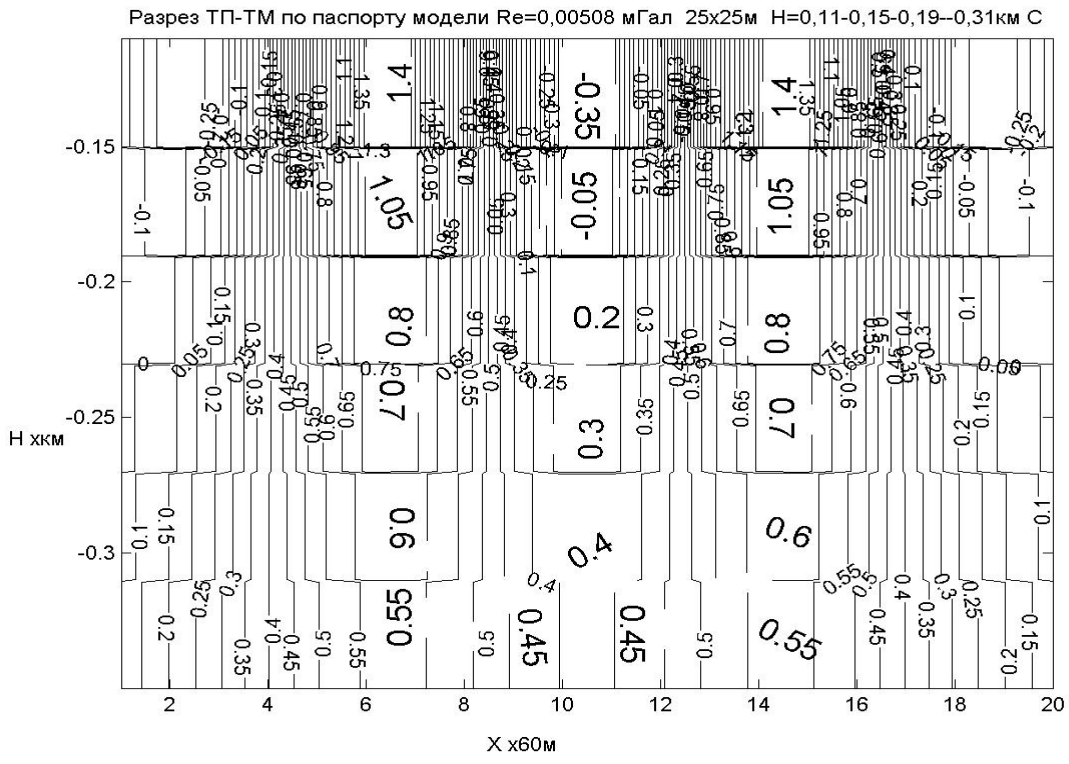


Рис.1. Решение ОЛЗ (вертикальный разрез АП, в г/см^3) для 6-слойной теоретической модели общей мощностью 240 м по полю для однослойной модели той же мощности с двумя аномальными телами постоянной АП 1 г/см^3 среди пород с нулевой АП, при нулевых начальных условиях для всех блоков 6-слойной модели и при соблюдении условия устойчивости решения ОЛЗ

В ОЛЗ для реального поля ситуация еще более сложная. Мы не знаем, какой моделью создано измеренное поле. Поэтому накрываем геологический

массив сеткой произвольных размеров из прямоугольных параллелепипедов. Одни блоки будут заполнены аномальными массами полностью, другие частично, с некоторыми крайними блоками будут контактировать не попавшие в сетку массы, а часть блоков сетки окажутся пустыми. Более того, во многих блоках АП будет переменной по объему. В таких условиях нужно использовать параметр неизвестной средней плотности по каждому блоку, а за влияние масс, не вошедших в СИМ, нужно вводить в поле поправки. Но, в отличие от теоретических примеров, коэффициенты влияния A(i,j) и компоненты вектора G(j) осложнены случайными помехами за счет выше указанного случайного распределения геологических неоднородностей в геологическом массиве, а также за счет различного рода погрешностей измерения поля.

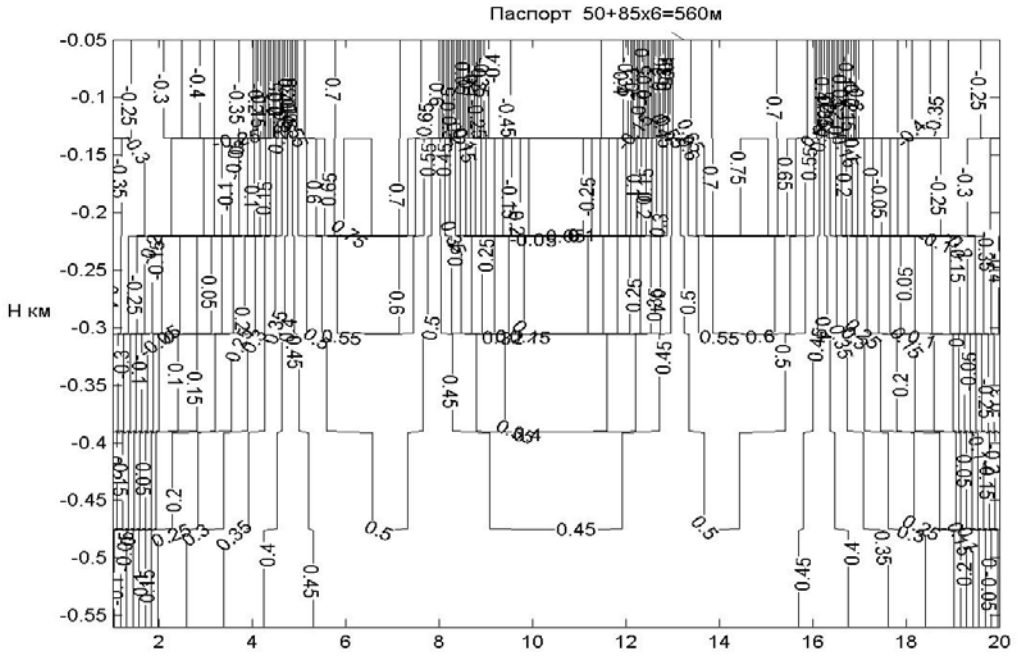


Рис.2. Паспорт 6-слойной теоретической модели ИН (вертикальный разрез ИН , в А/м): в пределах глубин от 50 до 560 м расположено 6 слоев мощностью по 85 м. В каждом слое по 20x20 блоков. ИН в блоках 2-го слоя немного выше, чем в 1-м слое, а затем убывает с глубиной почти в 2 раза.

Экспериментами установлено, что, при соблюдении условия устойчивости, использование трехмерных сеточных моделей со средними плотностями или интенсивностями намагничивания (ИН) блоков, их недозаполнением или перезаполнением аномальными массами, обеспечивает геологически содержательное (по В.Н. Страхову) решение ОЛЗ. Но без знания глубины до нижней границы аномальных тел (АТ), мы получаем по реальному полю эквивалентное решение ОЛЗ даже для однослойной модели, но оно является похожим на реальное строение геологического массива. Решая ОЛЗ при разных глубинах до нижней, а то и до верхней границы АТ, мы можем выбрать

наиболее подходящий (в геологическом смысле) уровень АП и ее распределение в АТ. Если есть много априорных данных, то обратная задача

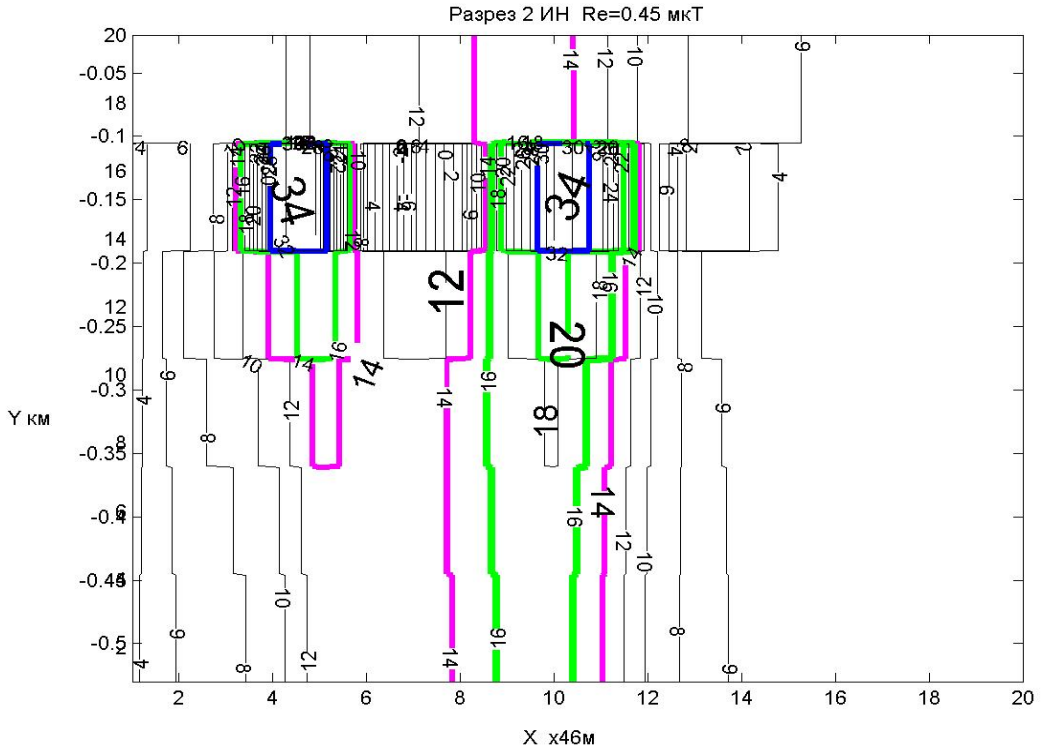


Рис.3. Решение ОЛЗ (вертикальный разрез ИН, в А/м) для реального магнитного поля по профилю 2

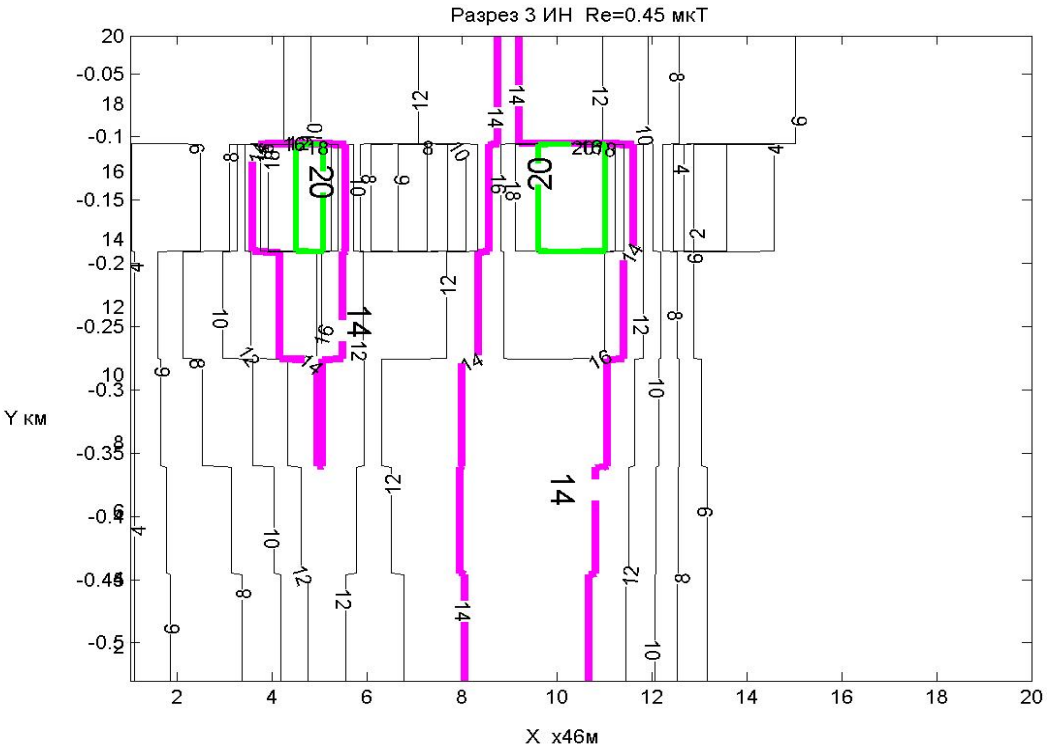


Рис.4. Решение ОЛЗ (вертикальный разрез ИН, в А/м) для реального магнитного поля по профилю 3

сводится к ручному управлению способом подбора с решение прямых задач на компьютере. Если их мало, то они используются для корректировки решений с осложнениями, которые подобны приведенным на рис.1. Из этого примера следует, что решение ОЛЗ с полем по теоретической модели можно использовать в качестве паспорта (рис.2) для геологического истолкования решения, полученного с той же СИМ для реального поля.

Для этого нужно значения ИН, полученные по реальному полю в решении ОЛЗ для первого слоя (рисунок не приведен) разделить на коэффициент 0.7 (рис.2), для второго слоя – на 0.75 и т.д., а для 6-го слоя разделить на 0.45. В результате получим в окончательном виде скорректированный по глубине разрез ИН (рис.3). Аналогичное решение ОЛЗ получено по профилю 3 (рис.4), расположенному на расстоянии 100 м на север от профиля 2.

К сожалению, моделировать решение ОЛЗ с переменными параметрами АП или ИН очень трудно. Однако они есть по замерам в скважинах. Но получать по ним средние значения по блокам накладываемой на массив модели практически невозможно, поскольку они отражают только свойства массива вдоль линии скважины, а не всего блока. Поэтому поинтервальная оценка плотности горных пород по содержанию в них общего железа и оценка ИН по содержанию магнитного железа может быть более надежной для окончательного решения об использовании данных из решения ОЛЗ, хотя они являются относительными за счет снятия или добавления в поле постоянного фона. Но, с практической стороны, приведенные на рис.3 и 4 результаты решения обратных линейных задач вполне приемлемы для их геологического истолкования, поскольку они представляют собой пропорционально уменьшенные значения ИН без заметного искажения вариативной составляющей. По ней осуществляется картирование типов горных пород и поиски рудных залежей в горном массиве при детальных гравимагнитных съемках.

Глубинное строение и мантийно-плюмовая модель эволюции континента Северо-Американского кратона в неоархее: комплексная интерпретация геофизических и геологических данных

М.В. Минц

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия, michael-mints@yandex.ru

Ключевые слова: Северная Америка, неоархей, геолого-геофизическое моделирование, литопроба, сейсморазведка отраженных волн, СКЛМ, мантийный плюм.

Региональная геология. Архейская кора Северо-Американского континента заключена в округло-овальной области около 3000 км в поперечнике и площадью ~7000000 км^2. Приблизительно в центре области расположена впадина Гудзонова залива, которая также имеет форму овала около 800 км в диаметре.

В пределах южного и юго-восточного секторов этой области размещен кратон (провинция) Сьюпириор. В строении его северо-восточной части преобладают породы, сформированные и метаморфизованные в гранулитовой фации в 2.74-2.67 млрд лет назад. Южная часть кратона, которая традиционно рассматривается как сочетание неоархейских гранит-зеленокаменных областей, образована осадочно-вулканогенными и вулкано-плутоническими комплексами, сформированными между 2.78 до 2.70 млрд лет. Строение и состав преобладающей части пород этих комплексов свидетельствуют об их формировании в связи с процессами спрединга и субдукции [1].

Две системы сформированных 2.71-2.67 млрд лет назад метаосадочных поясов (пояса типа Куэтико), с плавным изгибом протягиваются в восток-северо-восточном направлении через южную половину провинции. В краевых частях этих поясов преобладают сланцы (метаграувакки), подвергшиеся метаморфизму зеленосланцевой фации. В осевой части они сменяются породами высокой амфиболитовой и гранулитовой фации, возрастает роль мигматитов и лейкогранитов. Хронологически в то же самое время сформировалсь вулканогенные породы и кластические осадки в пределах поясов Тимискамингского типа, подвергшиеся лишь незначительному метаморфизму.

Породы среднего и нижнего уровней коры неоархейского орогена (мафитовые, тоналитовые и метаосадочные гнейсы, габбро и анортозиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации), слагающие последовательность полого залегающих тектонических пластин, выведены к верхнему уровню коры в палеопротерозое (~1.9 млрд лет) в пределах поперечной взбросо-надвиговой зоны Капускейсинг.

Предполагается, что архейские провинции в обрамлении кратона Сьюпириор (Херн, Рэй, Вайоминг и Слейв) формировались независимо друг от друга и объединились в результате коллизионных событий лишь в конце палеопротерозоя [2]. Тем не менее, неоархейские (2.74-2.67 млрд лет) события в истории этих провинций синхронны аналогичным событиям в истории кратона Сьюпириор.

Региональная геофизика. *Локальные магнитные аномалии* в пределах Северной Америки [3] следуют простиранию докембрийских тектонических структур Канадского щита и фундамента платформы. Характерны структурные рисунки трех типов, в том числе два характеризуют строение архейских провинций и третий – протерозойских орогенов. Структурный рисунок в акватории Гудзонова залива образован двумя концентрическими системами магнитных аномалий: в центральной-юго-восточной и центральной-северо-западной частях. Аномалии Гудзонова залива срезают палеопротерозойские структуры Транс-Гудзонского орогена.

Карта поля силы тяжести [4] демонстрирует геометрию глубинной структуры коры Северной Америки. Структурные линии, следующие границам локальных аномалий, рисуют образ овала, охватывающего центральную и северо-восточную части Северо-Американского континента. Аномалии приблизительно следуют простиранию неоархейских поясов провинций Сьюпириор, Херн и Рэй и пересекают концентрически-зональные структуры провинций Вайоминг и Слейв. Рисунок неоархейских структур, не прерываясь, прослеживается сквозь палеопротерозойские пояса Талтсон-Телон и Транс-Гудзон и мезо-неопротерозойский пояс Гренвилл. В центральной области овала расположен Гудзонов залив.

Объемная модель коры провинции Сьюпириор: структурно-геологическая интерпретация картин сейсмических отражений (сейсмических образов коры) программы ЛИТОПРОБА. Глубинное строение коры провинции Сьюпириор охарактеризовано двумя сечениями вдоль пунктирных профилей Запад-Сьюпириор (West Superior) и Абитиби-Гренвилл (Abitibi-Grenville) и пересечением зоны Капускейсинг (Kapuskasing). Объемная модель коры, разработанная автором доклада, была получена в результате совмещения информации о геологическом строении, представленной в геологических картах, с интерпретационными геологическими разрезами вдоль сейсмических профилей. Ограничения и размеры модели предопределены размещением сейсмических профилей. Анализ модели позволяет представить главные особенности строения и эволюции коры в южной части провинции Сьюпириор.

1. Верхняя и средняя области коры образованы чередующимися гранит-зеленокаменными, гранитоидными и метаосадочными породами, которые подстилаются нижнекоровым комплексом. Кора разделена на отдельные сегменты погружающимися к северу сквозь-коровыми зонами разломов, глубинные ветви которых проникают в мантийную область. Со сквозь-коровыми зонами разломов пространственно и структурно связаны метаосадочные пояса обоих типов, Куэтико и Тиммискаминг.

2. Горизонтально залегающие пластинообразные тела нижнекорого комплекса подчеркивают единство всего структурного ансамбля. Элементы внутренней расслоенности пород в средней коре, как правило, полого погружаются к северу, выполаживаются с глубиной, и встраиваются в верхнюю границу нижнекорового комплекса или под острым углом срезаются этой границей. Нижняя граница нижнекорового комплекса является коро-мантийным разделом. По простиранию коро-мантийной границы чередуются протяженные участки, где гладкая ровная граница сохраняет горизонтальное залегание, и относительно короткие участки, где граница характеризуется зубчатым начертанием, вызванным изгибанием и погружением в мантию нижнекоровых тектонических пластин. Эти участки непосредственно связаны с пересечением границы сквозь-коровыми тектоническими зонами.

Субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ) Северной Америки. Сейсмотомографические исследования методом S-P приемной функции и особенности распределения скоростей поперечных волн (S-волн)

показали, что мощность литосферы под центральной частью Гудзонова залива (литосферный киль Северо-Американского кратона) достигает ~350 км, тогда как под периферическими частями залива и в его обрамлении толщина литосферы составляет ~200-250 км [5, 6]. Модели СКЛМ и главные особенности геологического строения архейской коры Северной Америки дают внутренне согласованную картину. Контур литосферы по глубине 225 км приблизительно совпадает с границей округло-овальной области архейской коры Северо-Американского континента.

Были ли блоки пред-неоархейской литосферы Северной Америки частями единого континента или они были некоторым образом распределены в пространстве? Можно ли полагать, что основные параметры СКЛМ Северной Америки сформировались в мезоархее? Или в неоархее? Или в соответствии с моделью Соединенных Плит Америки [2] литосфера приблизительно современных очертаний возникла лишь к концу палеопротерозоя после формирования Транс-Гудзонского орогена? Анализируя данные, характеризующие морфологию и эволюцию СКЛМ, мы, равно как и геофизики – исследователи глубинного строения, не обнаружили свидетельств значительных постархейских преобразований СКЛМ.

Тектоно-метаморфическая зональность Северо-Американского композитного кратона (континента Нунавутия) в неоархее, роль и место провинции Сьюпириор. Геологические и геофизические данные убедительно свидетельствуют о том, что к началу неоархея архейские провинции Северо-Американского кратона принадлежали стабильной континентальной области, которую в согласии с Р.П.Хартлауб с соавторами [7] мы рассматриваем в качестве континента Нунавутия. Кора, некогда принадлежавшая этому континенту, сегодня предстает в виде несколько асимметричной округло-овальной области, где распределение структурно-тектонических и метаморфических характеристик подчинено концентрической зональности. Выделяются четыре зоны: Центральная (зона Гудзонова залива), Внутренняя (плутонические, вулканогенные и осадочные породы, сформированные и/или метаморфизованные в условиях гранулитовой фации), Внешняя (осадочно-вулканогенные и вулкано-плутонические комплексы гранит-зеленокаменных областей) и Периферическая (провинции: Вайоминг и Слейв, характеризующиеся собственным концентрически-зональным строением). Границы Внутренней и Внешней зон преимущественно погружаются в направлении Гудзонова залива.

Мантийно-плюмовая модель эволюции континента Нунавутия в неоархее. Суммируя весь комплекс приведенных выше данных, мы неизбежно приходим к выводу, что неоархейскую эволюцию Нунавутии невозможно представить в рамках «чистой» модели тектоно-плитного типа. Ряд главных особенностей строения и эволюции Нунавутии, прежде всего, овально-концентрическая зональность, важная роль высокотемпературных магматических и метаморфических процессов, преимущественно внутриконтинентальные обстановки магматизма и осадконакопления, указывают на ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа.

Численные эксперименты, где условия на поверхности модели имитируют присутствие континента, показывают, что внутри конвектирующей жидкости вертикальный поток глубинного горячего материала всегда концентрируется под центральной областью «континента». Диаметр головы плюма, зародившегося около основания мантии, при достижении основания литосферы составляет ~1000 км. Последующее расплющивание плюма удваивает диаметр головы до 2000-2500 км. Диаметр плюма, стартующего с уровня 660-км границы, при достижении литосферы равен ~250 км, диаметр уплощенной головы плюма равен ~500 км. Класс более крупных явлений получил наименование суперплюмов или суперплюмовых событий. Диаметр головы суперплюма может достигать несколько тысяч км. В аспекте нашего исследования особый интерес представляют модели, имитирующие рельеф границы литосферы-астеносферы (головы плюма) и рельеф земной поверхности в надплюмовой области. Численные термо-механические эксперименты показывают, что вследствие изгибания литосферной плиты, механического разделения земной коры и мантии и нестабильных условий растяжения-сжатия, литосферная плита и рельеф поверхности в надплюмовой области подвергаются складчатости: формируется система чередующихся волнообразных антиформ и синформ (поднятий и опусканий) большого (>500 км) и малого масштаба (300-400, 200-300 и 50-100 км) [8]. При отсутствии или незначительной роли латеральных тектонических напряжений развивается осе-симметричная деформация. В результате формируется концентрическая система чередующихся антиформ и синформ с центральной депрессией поверх оси поднимающегося плюма [9].

Обращаясь к неоархейской истории континента Нунавутия, мы имеем возможность охарактеризовать соотношения мантийно-плюмовых и тектоно-плитных процессов на региональном уровне. Большинство реально наблюдаемых геологических и геофизических особенностей округло-овальной области архейской литосферы Северной Америки и, более всего, проявленная в разных формах концентрическая зональность могут быть сопоставлены с особенностями и характеристиками отмеченных выше численных термо-механических моделей. Главные особенности морфологии литосферной области с наибольшей вероятностью можно связать с неоархейскими событиями. Общий масштаб явления, зафиксированного в пределах овала с диаметром 3000 км, охватившего практически полностью мезоархейский континент Нунавутия, позволяет соотносить его с классом суперплюмов. Кратковременные события тектоно-плитного типа в южной части кратона Сьдюпириор были инициированы мантийно-плюмовой активностью.

Следует обратить внимание на удивительную сохранность депрессии Гудзонова залива, сформировавшейся в центре надплюмовой области, от неоархея до сегодняшнего дня. Для объяснения этого феномена необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена в соответствии с Государственной Программой РФ № 0120145918 и является вкладом в проект РФФИ № 15-05-01214. Автор

выражает глубокую признательность Тому Скульски за помощь в подборе материалов сейсмических исследований.

Литература

1. Percival, J.A., Skulski, T., Sanborn-Barrie, M., Stott, G.M., Leclair, A.D., Corkery, M.T., and Boily, M., 2012. Chapter 6 (Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada). In: Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective. J.A. Percival, F.A. Cook, and R.M. Clowes – Eds. Geological Association of Canada, Special Paper. Vol. 49. P. 321–378.

2. Hoffman, P.F., 1988. United Plates of America, The Birth of a Craton: Early Proterozoic Assembly and Growth of Laurentia. Annual review of Earth and Planetary Sciences. Vol. 16. P. 543-603, doi: 10.1146/annurev.ea.16.050188.002551

3.Magnetic Anomaly Map of North America, scale 1:10 000 000, 2002 (North American Magnetic Anomaly Group (NAMAG): Bankey, V., Cuevas, A., Daniels, D., Finn, C.A., Hernandez, I., Hill, P., Kucks R., Miles, W., Pilkington, M., Roberts, C., Roest, W., Rystrom, V., Shearer, S., Snyder, S., Sweeney, R., and Velez, J., edited by F.C. Brunstein), U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.

4. Hanna, W.F., Sweeney, R.E., Hildenbrand, T.G., Tanner, J.G., McConnel, R.K., and Godson, R.H., 1989. The gravity anomaly map of North America (Chapter 2). In: A.W. Bally, A.R. Palmer (Editors), Geological Society of America. The geology of North America. Vol. A. P. 17-28.

5. Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H., and Woodhouse, J., 2011. S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements // Geophysical Journal International. Vol. 184. P. 1223–1236.

6. Porritt, R.W., Miller, M.S., and Darbyshire, F.A., 2015. Lithospheric architecture beneath Hudson Bay // Geochem. Geophys. Geosyst. Vol. 16, doi:10.1002/2015GC005845.

7. Hartlaub, R.P., Heaman, L.M., Ashton, K.E., and Chacko, T., 2004. The Archean Murmac Bay Group: evidence for a giant Archean rift in the Rae Province, Canada // Precambrian Research. Vol. 131. P. 345-372.

8. Burov, E., and Guillou-Frottier, L., 2005. The plume head – continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere // Geophysical Journal International. Vol. 161. P. 469-490.

9. Burov, E., and Gerya, T., 2014. Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes // Nature. Vol. 513. P. 85-90, doi:10.1038/nature13703

Комплексный анализ геофизических полей в геоинформационной системе ArcGIS

Митюнина И.Ю.

Пермский государственный университет (ПГНИУ), Пермь, Россия,
bsg-home@mail.ru

Ключевые слова: геоинформационная система ArcGIS, многомерный анализ, безэталонная классификация, анализ главных компонент, классификационный анализ.

Комплексный анализ полей является неотъемлемым элементом интерпретации геофизических данных, обеспечивая качественную интерпретацию и районирование территории по определению природы источников аномалий. Для его осуществления используются, как правило, специализированные пакеты программ: КОСКАД-3D (РГГРУ), ПАНГЕЯ (ЗАО «Пангея»), MultAlt (ВИРГ – Рудгеофизика – Геотехника), ГИС-ИНТЕГРО (ВНИИГеосистем) и т.д. [4, 6], ориентированные на решение геолого-геофизических задач. В то же время современные инструментальные пакеты ГИС, включая геоинформационную систему *ArcGIS* 10 (*ESRI, ESRI Inc.*), предлагают пользователям универсальные инструменты многомерного анализа пространственных данных, позволяющие проводить на его основе безэталонную и эталонную классификацию объектов [3].

Технология многомерного статистического анализа реализована в *ArcGIS* инструментами *Iso Cluster, Maximum Likelihood Classification, Principal Components и др.* дополнительного модуля *Spatial Analyst* и позволяет осуществлять два типа многомерного анализа растровых моделей пространственных данных: классификационный и анализ главных компонент.

Классификационный анализ без обучения проводится с помощью инструментов *Iso Cluster* и *Maximum Likelihood Classification* и позволяет осуществить разделение территории по комплексу признаков на конечное число однородных областей (классов) с заранее неизвестными статистическими характеристиками. Для определения параметров естественных групп ячеек растра в многомерном атрибутивном пространстве используется модифицированная процедура кластеризации с итеративной оптимизацией, известная как методика мигрирующего среднего [8]. Полученный ASCII-файл сигнатур служит основой для построения зонального растра методом максимального подобия, который учитывает, как дисперсии, так и ковариации сигнатур классов. В ходе выполнения классификации дополнительно может быть создан выходной растр достоверности, отражающий уровни достоверности классификации на отдельных участках территории.

При анализе главных компонент используется инструмент *Principal Components*, который осуществляет преобразование данных из входного

многомерного атрибутного пространства в новое пространство, оси (главные компоненты) которого не коррелированы [7]. При этом первая главная компонента характеризуется наибольшим значением всей энергии (дисперсии) комплекса атрибутов, вторая - соответствует второму по величине значению дисперсии, не охарактеризованному первой главной компонентой, и т.д. Корреляционный алгоритм классификации инструмента *Principal Components* позволяет провести классификацию объектов по зависимым друг от друга признакам, а также оценить значимость вклада (весового коэффициента) каждого атрибута.

Технология многомерного статистического анализа была опробована на одном из месторождений нефти в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Залежи углеводородов здесь приурочены к рифогенным структурам ассельско-сакмарского возраста, распространенным преимущественно в восточной части площади работ. Мощность нижнепермских отложений по скважинным данным варьирует в широких пределах: от 63 до 114 метров.

На изучаемой территории проведены сейсмические наблюдения 3D по системе многократных перекрытий типа «крест», обеспечивающей обработку материала и получение кубов информации с размером бина 25×25 м. Для детального изучения и прогноза пластов-коллекторов в продуктивном интервале разреза по временному кубу были рассчитаны кинематические и динамические параметры сейсмической записи [2]. Наиболее информативные атрибуты волнового поля: мгновенная энергия комплексной трассы, мгновенная частота сигнала и дельта (ΔT_0 между кровлей и подошвой целевых отложений) – были использованы для комплексного анализа в геоинформационной системе ArcGIS. Результаты многомерного статистического анализа атрибутов сейсмических записей представлены на рис. 1.

На основе кластеризации комплекса атрибутивных данных были выделены 3 класса объектов, пространственное распределение которых в пределах изучаемой территории находится в тесной связи с особенностями фациальных обстановок накопления нижнепермских отложений (рис. 1, А). Так, класс 3 соответствует участкам повышенных значений эффективных толщин пластов-коллекторов (28-54 м), расположенных преимущественно в центральной части крупных рифогенных массивов юго-востока территории. Объекты класса 2 приурочены к склоновым частям крупных рифогенных массивов и серии мелких линзовидных и пластообразных карбонатных тел, толщины коллектора в которых не превышают 10-15 м, а зона распространения класса 1 контролирует участки развития плотных карбонатных пород, образовавшихся в межрифовых понижениях.

Результаты классификации сейсмических атрибутов хорошо согласуются с характером распределения первой главной компоненты комплекса анализируемых признаков (рис. 1, Б). Более того, значения первой главной компоненты класса 3 находятся в тесной корреляционной зависимости с эффективными толщинами коллекторов (рис. 1, В), что позволяет использовать ее для прогнозной оценки толщин коллекторов в межскважинном пространстве.

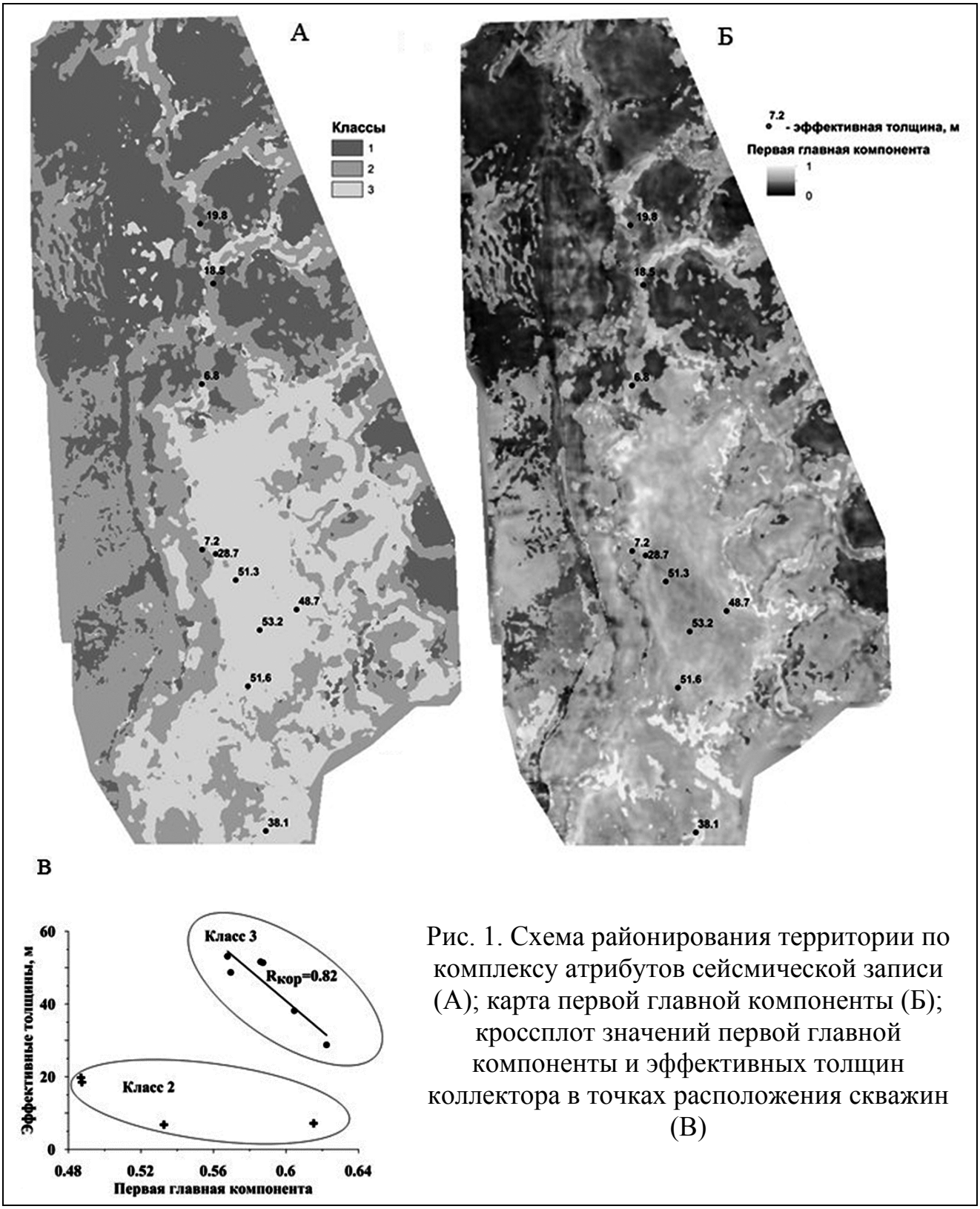


Рис. 1. Схема районирования территории по комплексу атрибутов сейсмической записи (А); карта первой главной компоненты (Б); кроссплот значений первой главной компоненты и эффективных толщин коллектора в точках расположения скважин (В)

Аналогичный подход применен при комплексном анализе результатов гравиметрической и магнитной съемки. В качестве исходной информации использовались карты аномалий Буге и аномалий магнитного поля Пермского края масштаба 1:1000000.

В результате классификации потенциальных полей выделены 2 класса (рис. 2).

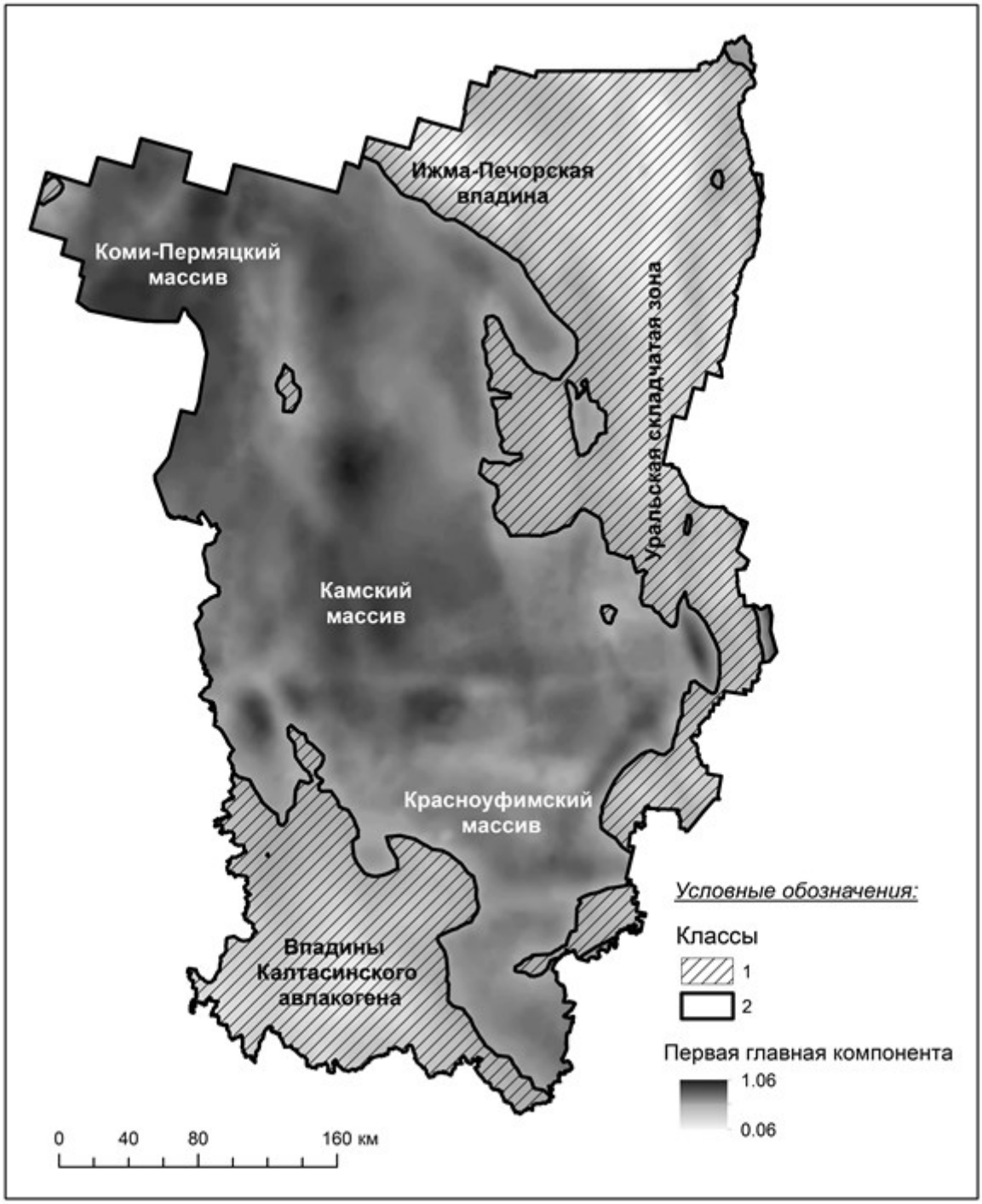


Рис. 2. Схема классификации потенциальных полей Пермского края

Следует отметить, что пространственное положение границ отдельных классов хорошо согласуется с локализацией разрывных нарушений и ослабленных зон кристаллического фундамента на общепринятой схеме тектонического районирования Пермского Приуралья [5]. В частности, класс 2 охватывает приподнятые зоны кристаллического фундамента (Коми-Пермяцкий, Камский и Красноуфимский беломорские массивы), а класс 1 локализует участки глубоких впадин Калтасинского авлакогена, Ижма-

Печорской впадины и моноклинального погружения фундамента в зоне сочленения Соликамской депрессии и Передовых складок Урала. Кроме того, результаты районирования потенциальных полей, выполненные в ArcGIS, не противоречат материалам, полученным при классификации геофизических полей методом *k*-средних [1].

Литература

1. Бычков С.Г., Неганов В.М., Мичурин А.В. Нефтегазогеологическое районирование территории Пермского края // Нефтегазовое дело. 2010. 28 с. [Электронный ресурс].
2. Крылов Д.Н. Детальный прогноз геологического разреза в сейсморазведке. М: ООО «Недра-Бизнесцентр». 2007. 195 с.
3. Митчелл Э. Руководство ESRI® по ГИС анализу. 1999.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие. 3-е изд., дополненное М: ВНИИгеосистем. 2013. 118 с.
5. Проворов В.М. Тектоника // Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: Энциклопедия. Пермь. 2006. С. 63-74.
6. Черемисина Е.Н., Никитин А.А. Геоинформационные системы и технологии. Учебник для вузов. М: ГНЦ РФ ВНИИгеосистем. 2010. 376 с.
7. Campbell J.B. Introduction to Remote Sensing. The Guilford Press, 1987.
8. Richards J.A. Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. Berlin: Springer–Verlag. 1986.

Анализ временных вариаций гравитационного поля по данным спутников Грейс: некоторые проблемы и пути их решения

Михайлов В.О.[1,2], Тимошкина Е.П.[1], Диаман М.[2]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, mikh@ifz.ru
[2] Institut de physique du Globe de Paris, France

Ключевые слова: гравитационные модели, спутники Грейс, временные вариации, постсейсмические и косейсмические процессы.

Спутники Грейс зарегистрировали изменения гравитационного поля в областях нескольких землетрясений с магнитудой более 8, произошедших в 21 веке. Для многих из этих областей имеются обширные базы данных, которые включают детальные сейсмические каталоги, решения механизма очага, данные о смещениях земной поверхности, получаемые методами спутниковой геодезии (GPS и ГЛОНАСС) и/или радарной спутниковой интерферометрии, геолого-геофизические данные о строении земной коры региона, данные о сейсморазрывах на земной поверхности и их кинематике. Комплексную

интерпретацию всех этих данных наиболее естественно проводить в рамках геодинамических моделей косейсмических и постсейсмических процессов.

Для описания сейсмического события поверхность разрыва обычно аппроксимируют набором прямоугольных площадок и применяют аналитическое решение для смещений по падению и простиранию на площадке (прямоугольном разрезе) в упругой среде. Для относительно небольших событий чаще всего используется решение для однородного упругого полупространства [6, 7]. Для крупных землетрясений рекомендуется использовать решение Ф. Поллитца [8, 9], реализованное им в программном комплексе STATIC1D (сайт Геологической службы США http://earthquake.usgs.gov/ research/software/). Это решение построено для радиально расслоенной сферической Земли. Учет сферичности в радиусе 100 км от эпицентра землетрясения вносит изменения не более 2% от максимальной деформации, но с увеличением расстояния расхождение растет. Различие между решениями для однородной и сферически расслоенной Земли достигает 20%. Особенно сильно расхождение в ближней зоне сдвиговых разломов.

Решение для каждого прямоугольного элемента зависит от 9 параметров. Это координаты и глубина одного из его углов, углы падения и простирания, размеры элемента и величина сдвига по падению и простиранию. Два последних параметра входят в уравнения изотропной упругой среды линейно: сумма решений от набора плоскостей равна сумме решений от отдельных элементов. Поэтому смещения на элементах, аппроксимирующих поверхность разрыва, находятся путем решения соответствующей системы линейных уравнений. Труднее обстоит дело с параметрами, контролирующими размеры и положение каждого элемента. Эти параметры мы определяем путем минимизации функционала, составленного из взятых с соответствующими весами невязок расчетного и измеренного поля смещений по данным геодезии и радарной спутниковой интерферометрии, а также временных вариаций гравитационного поля, или тех из этих полей, которые имеются. Ряд нелинейных параметров может быть задан априори, на остальные параметры, а также на угол подвижки, определяемый соотношением смещений по падению и простиранию, накладываются ограничения. Эти ограничения формулируются по имеющимся геолого-геофизическим данным. В частности, область афтершоковой активности в первые месяцы после землетрясения дает оценку размера области разрыва. Если область разрыва вышла на поверхность, то естественно поставить условия на протяженность, положение и угол простирания верхней кромки, как это было сделано в работе [1]. Угол наклона нодальной плоскости, оцениваемый по решению механизма очага, дает начальное приближение для угла падения плоскости, аппроксимирующей разрыв. Поскольку нодальных плоскостей в решении две, для выбора угла падения применяются данные о строении исследуемой области.

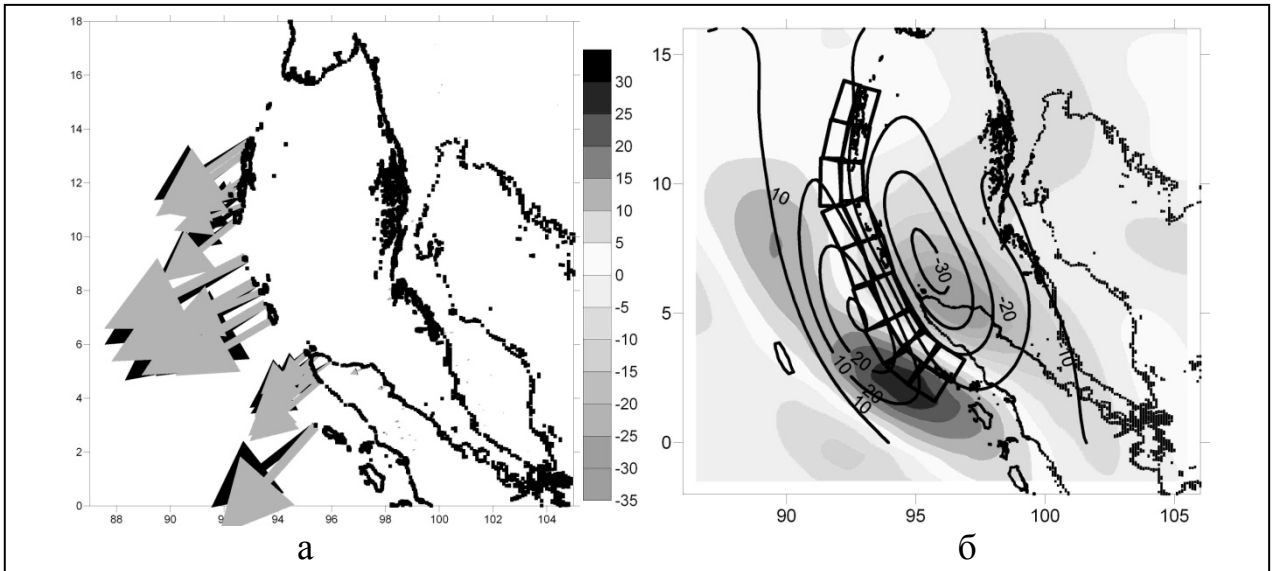
Для построения гравитационных моделей по данным тандемной пары спутников Грейс используются орбитальные данные и высокоточные измерения расстояния между спутниками с помощью микроволнового излучателя. Получаемые данные обладают большей чувствительностью вдоль

орбиты спутников (которая близка к полярной), что приводит к возникновению ложных аномалий, вытянутых вдоль орбиты. Для устранения этих аномалий применяются специальные фильтры, поэтому модели различных агентств различаются по числу гармоник и по степени сглаженности. Для сопоставления расчетных и реальных данных необходимо к расчетным данным применить тот же фильтр, который был применен при построении моделей.

Для выбора фильтра и параметров фильтрации мы выполнили тестовые расчеты для области землетрясения на Суматре 24/12/2004, в которых в качестве модели поверхности разрыва и поля смещений на ней, использовали решение [4], полученное по данным о смещениях на локальной и мировой сети станций GPS. Получено, что наилучшее согласование теоретического и расчетного гравитационных полей достигается при использовании гравитационных моделей Группы Космических Геодезических Исследований (Le Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, GRGS), Тулуза, Франция, содержащих сферические гармоники до 80 порядка и степени, с применением фильтра:

$$t(l) = \begin{cases} 1 - \cos\left(\dfrac{N-l}{l_{gr}-1}\dfrac{\pi}{2}\right) \; when \; \mathrm{l} > l_{\mathrm{rg}} \\ 1 \; else \end{cases},$$

при N=100 и $l_{\mathrm{rg}} = 50$. Отметим, что модели института GFZ (Потсдам, Германия), содержащие 80 гармоник, также построены путем фильтрации решения, рассчитанного до сотой гармоники.



а б

Рис. 1. Модель поверхности разрыва Суматранского землетрясения 24 декабря 2004, рассчитанная по данным Banerjee et al. [4]):
а – измеренные (серые стрелки) и рассчитанные (черные стрелки) смещения на пунктах GPS. б – Амплитуда изменений гравитационного поля во время землетрясения (градации серого в мкГал) и теоретическая аномалия (изолинии)

Модель P. Banerjee et al. [4] прекрасно согласуется с данными GPS (рис. 1а), но гравитационная аномалия несколько сдвинута относительно реальных данных (рис. 1б). Совместная минимизация невязок по GPS и гравитационному полю дает приемлемые расхождения с GPS, но гравитационная аномалия согласуется заметно лучше (рис. 2).

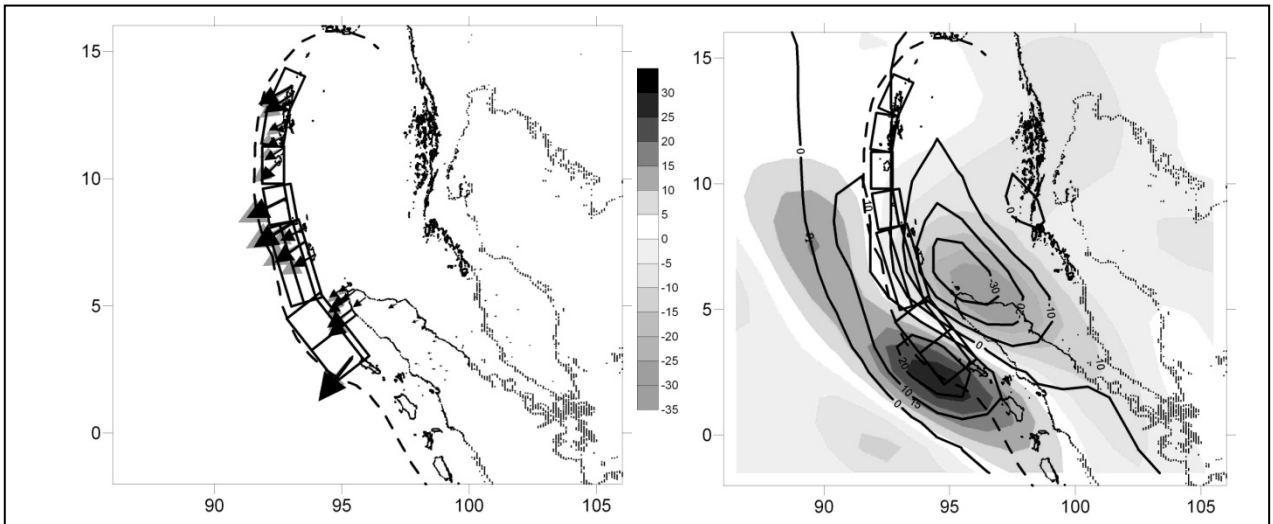


Рис. 2. Результаты совместного подбора по данным GPS и гравитационному полю (модели GRGS). Обозначения те же, что и на рис. 1.

После целого ряда крупных землетрясений спутники Грейс зарегистрировали рост аномалии гравитационного поля над океаническими желобами [3]. Согласно современным представлениям эти изменения могут быть связаны либо с постсейсмической вязкоупругой релаксацией напряжений, возникших в мантии в результате землетрясения либо с процессами постсейсмического крипа. Каждый из этих процессов может объяснить наблюдаемые смещения и рост аномалии гравитационного поля. Поскольку гравитационная аномалия растет довольно быстро, для ее объяснения процессом вязкоупругой релаксации приходится предположить, что вязкость верхней мантии на 1-2 порядка ниже ее оценок, например, по постледниковым поднятиям. Для района Суматранского землетрясения постсейсмический крип на продолжении в глубину зоны косейсмического разрыва был численно промоделирован в работе [5]. Было показано, что расчетная аномалия хорошо согласуется с наблюденной.

Перечисленные проблемы и их решения будут также проиллюстрирована в докладе примерами решения для Симуширского землетрясения 11/2006 [2, 3] и землетрясения в бассейна Вартон (Тихий океан) 11 ноября 2011 г. Полученные результаты показывают, что современные данные спутниковой геодезии и гравиметрии дают новую информацию для понимания процессов, происходящих в областях крупных землетрясений.

Авторы благодарят Изабель Пане (I. Panet) за сотрудничество и полезное обсуждение результатов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 15-05- 02566.

Литература

1. Михайлов В.О., А.Н. Назарян, В.Б. Смирнов, Диаман М., Шапиро Н., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 // Изв. РАН. «Физика Земли». 2010. № 2. С. 3-16.
2. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Диаман М. Постсейсмические процессы в районе Симуширского землетрясения 11/2006 по данным спутников Грейс // Доклады РАН. Сер. «Геофизика» 2016. Т. 471. № 2. С. 219–223.
3. Михайлов В.О., Диаман М., Любушин А.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Крупномасштабный асейсмический крип в областях сильных землетрясений по данным спутников ГРЕЙС о временных вариациях гравитационного поля // Изв. РАН, сер. «Физика Земли». 2016. № 5, С. 70–81.
4. Banerjee P., Pollitz F., Nagarajan B., Bürgmann R. Coseismic slip distributions of the 26 December 2004 Sumatra–Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes from GPS static offsets // Bulletin of the Seismological Society of America. 2007. V. 97. No. 1A. P. S86-S102.
5. Mikhailov V., Lyakhovsky V., Panet I., van Dinther Y., Diament M., Gerya T., de Viron O.,' Timoshkina E.. Numerical modelling of postseismic rupture propagation after the Sumatra 26.12.2004 earthquake constrained by GRACE gravity data // Geophysical Journal International. 2013. V. 194 No. 2. P 640-650. doi: 10.1093/gji/ggt145.
6. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // BSSA. 1985. V. 75. P. 1135-1154.
7. Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space // BSSA. 1992. V. 82 (2). P. 1018-1040.
8. Pollitz F. F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophysical Journal International. 1996. V. 125 (1). P. 1-14.
9. Pollitz F.F. Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1997. V. 102(B8). P. 17921-17941.

Интерпретация данных гравиразведки и сейсморазведки на примере участка гряды Чернышева

Мотрюк Е.Н., Вельтистова О.М.

ФГБОУ ВО «Ухтинский государственный технический университет», Ухта, Россия, emotruk@ugtu.net

Ключевые слова: обратные задачи гравиразведки, гряда Чернышева, структурно-плотностная модель, методика и технология объемного моделирования сложно-построенных геологических сред.

В настоящее время большое внимание геологов исследователей уделяется изучению складчато-надвиговых зон. Это связано с получением новых сведений о геологическом строении территорий, ранее малоизученных и отнесенных к бесперспективным, а также с разработкой новых методик комплексной интерпретации геолого-геофизической информации с использованием современных программных средств.

С целью уточнения геологического строения территории гряды Чернышева в данной работе проведено структурно-плотностное моделирование с применением технологии комплексной инверсии геолого-геофизических данных с учетом новых исследований. Применяемая технология основана на таких программных продуктах, как PlayGround – интерактивное построение начальных приближений, EvDynInversion – решение обратных задач на основе объединенного критериального и эволюционно-динамического принципа, программном комплексе GeoVIP – создание и поддержка геолого-геофизических моделей среды, автоматизированной системе профильной комплексной интерпретации грависейсмических данных GCIS [2]. При решении обратных задач применялся критерий оптимальности, состоящий в использовании такой характеристики плотности как нечеткость, неопределённость. Значения рассматриваемого параметра $\sigma(v)$ в каждой точке $v \in V$ рассматривались наряду со своей функцией принадлежности $\mu(\sigma(v))$ [3].

Изучение геологического строения гряды Чернышева началось с середины прошлого века и продолжается по настоящее время. Большой вклад в исследование тектоники и генезиса складчато-надвиговой структуры внесли ведущие геологи, такие как Н.И. Тимонин, Б.И. Тарбаев, В.Г. Гецен и другие. В 1985 году В.В. Юдиным в результате анализа накопленного геолого-геофизического материала были составлены новые структурные и геодинамические модели, на основании которых была показана нефтегазоперспективность региона.

Совместная интерпретация данных геологической съемки и результатов исследований геофизическими методами: гравиразведкой и магниторазведкой, позволили геологам наметить первоочередные участки исследований, а изучение сейсморазведкой и бурением – подтвердить шарьяжно-надвиговую модель строения и перспективность Воргамусюрской площади. Однако и сегодня, сложность тектонического строения не позволяет однозначно проинтерпретировать данные сейсморазведки и составить реальную геологическую модель среды.

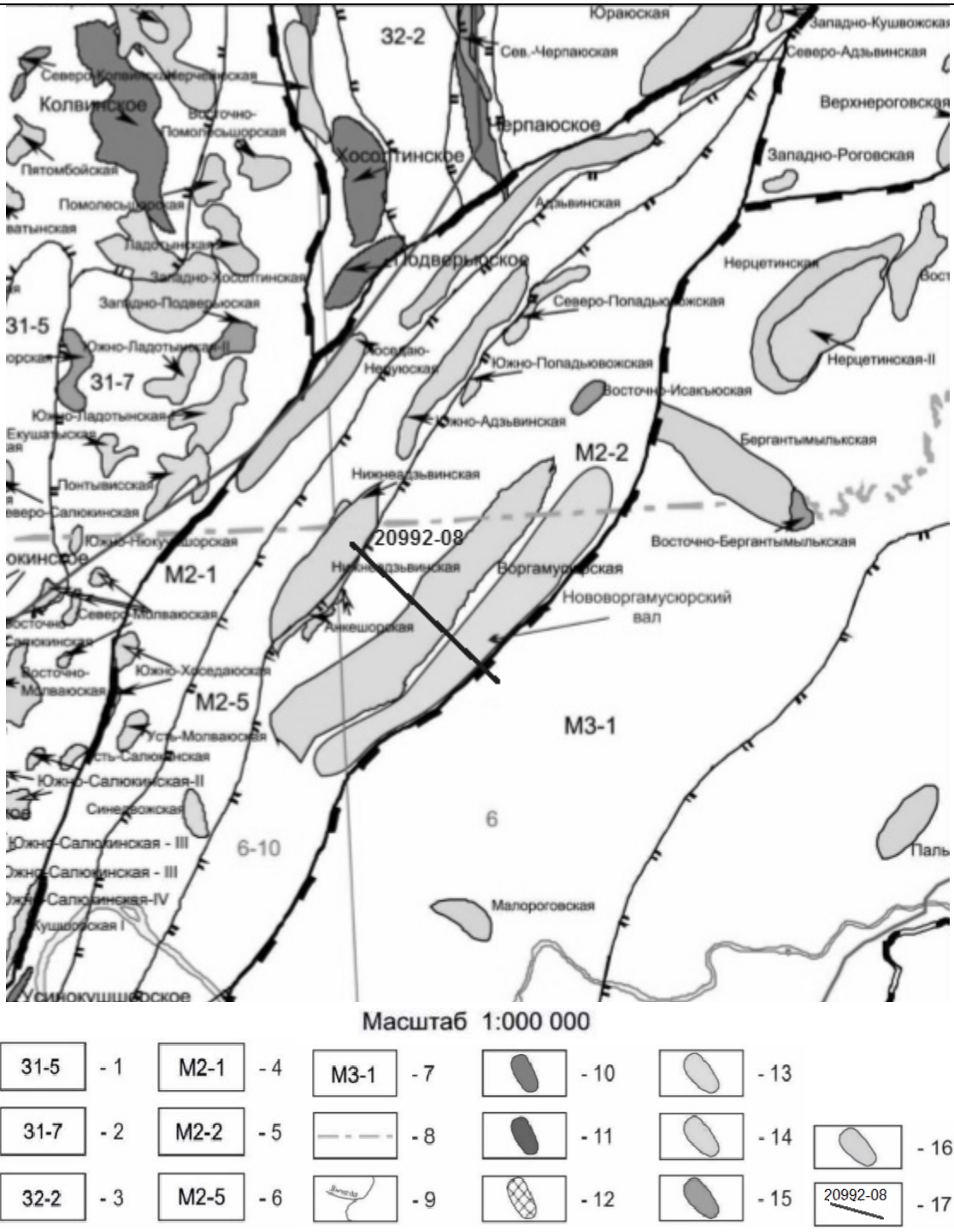


Рис. 1. Обзорная карта северной части гряды Чернышева [1]. Условные обозначения. Тектоническое районирование: 1 – Макариха-Салюкинская антиклинальная зона, 2 – Цильегорская депрессия, 3 – Моргейюрская депрессия, 4 – Хоседаюский вал, 5 – Тальбейский блок, 6 – Адзъвавомская депрессия, 7 – Кочмесская ступень; 8 – граница республики Коми и НАО, 9 – реки; месторождения: 10 – нефтяные, 11 – газовые, 12 – нефтегазовые, нефтегазоконденсатные; структуры: 13 – выявленные, 14 – подготовленные, 15 – в бурении, 16 – выведенные из бурения; 17 – расчетный профиль

Исследуемая территория расположена в пределах гряды Чернышева (рис. 1), которая характеризуется сложным тектоническим строением. По

материалам геолого-геофизических данных ее строение представляется в виде сложной веерообразной структуры во фронте Косью-Роговской надвиговой пластины, сформированной в результате послойного срыва по верхнеордовикским соленосным отложениям. У поверхности этот срыв выражен дугообразным в плане Западным и встречно падающим Восточным надвигами. Внутренняя приповерхностная структура гряды Чернышева, представлена двумя веерообразно расположенными асимметричными чешуями моноклиналями, которые разделены осевыми синклиналями. Строение и сдвоение толщ разного стратиграфического уровня вскрыто в отдельных скважинах на Усино-Кушшорской, Хоседаю-Неруюской, Адакской и Адзъвинской площадях, а также в пределах Воргамусюрской структуры. Анализ и переинтерпретация геолого-геофизического материала позволила выделить восточнее Воргамусюрской структуры объект, названный Нововоргамусюрским валом [1]. В работе проведена проверка данной модели на соответствие наблюденному гравитационному полю при помощи указанной выше технологии.

Для решения поставленной задачи была построена начальная геоплотностная модель среды вдоль линии, совмещенной с сейсморазведочным профилем 20992-08. Расположение расчетного профиля предполагает изучение дислокаций осадочного чехла в районе Воргамусюрской структуры Тальбейского блока гряды Чернышева вкрест изолиний гравитационного поля и изучаемой структуры – Нововорамусюрского вала. Формирование начального приближения выполнено по результатам анализа плотностей, слагающих выделенные комплексы и справочной информации, учитывающей максимальные плотностные изменения горных пород, обусловленных тектоническим преобразованием.

В результате согласно указанной выше технологии при решении обратной плотностной задачи невязка наблюденного и расчетного полей (модуль разности) составила 1 мГал. В результате получена модель, представленная на рис. 2, удовлетворяющая наблюденному гравитационному полю с точностью, соответствующей качеству проводимых съемок. Авторы уделили особое внимание распределению плотностных характеристик разреза и сделали следующие выводы. Гравитационный максимум большой амплитуды до 32 мГал, наблюдаемый в центральной части изучаемого профиля, вызван сдвоением карбонатных толщ палеозойского возраста. Восточнее, на фоне снижения интенсивности поля силы тяжести, в пределах пикетов 15000-18000 отмечается локальный максимум до 4 мГал, который может быть обусловлен Нововоргамусюрским валом. В пермско-силурийской частях разреза выделенного объекта наблюдается увеличение плотности до 0,1 г/см^3 , в отложениях ордовика (пикеты 5000-7500) плотностная неоднородность относительно вмещающих пород меньше на 0,18 г/см^3, что соответствует соленосным толщам.

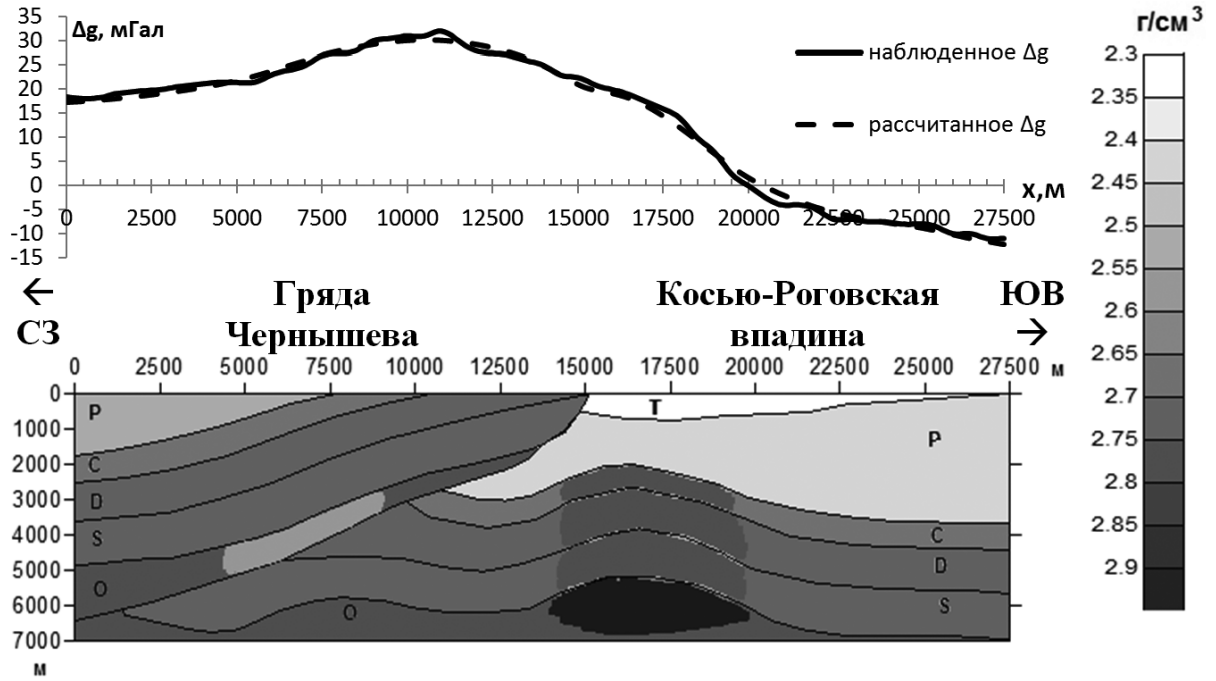


Рис. 2. Структурно-плотностная модель по расчетному профилю.
T, P, C, D, S, O, – стратиграфические комплексы

Таким образом, применяемая технология и метод решения обратных задач с указанным типом критерия оптимальности позволяет проводить структурно-плотностное моделирование сложных, в частности, складчато-надвиговых зон. Проведенные исследования позволяют уточнять геологическое строение сложно-построенных территорий, выделять структуры, перспективные с точки зрения нефтегазоносности.

Литература

1. Богданов Б.П., Ростовщиков В.Б., Недилюк Л.П., Маракова И.А., Сенин С.В. Тектонические и геохимические предпосылки нефтегазоносности гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. № 2. Т. 11. 15с.

2. Вельтистова О.М., Мотрюк Е.Н. Современные отечественные программные комплексы интерпретации гравимагнитных данных // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2013. № 3 (15) С. 70-80.

3. Кобрунов А. И. Математические методы моделирования в прикладной геофизике. (Избранные главы). Ухта: УГТУ. 2013. 400 с.

Использование принципов нечеткого моделирования при решении обратных задач гравиразведки

Мотрюк Е.Н., Ломинский Д.О.

ФГБОУ ВПО «Ухтинский государственный технический университет», Ухта, Россия, akobrunov@ugtu.net

Ключевые слова: функции принадлежности, обратные задачи гравиразведки, поле достоверности, критерий оптимальности, параметр эффективной плотности.

Построение и анализ физико-геологических моделей месторождений нефти и газа – одна из наиболее важных задач в нефтегазовой геологии. Однако, для прогноза нефтегазоносности точность модели сложно-построенной геологической среды, имеющей пространственно-неоднородные, смешанные или пространственно-изменчивые характеристики, выполненный с применением традиционных методов, недостаточна. Неопределенность, возникающая при моделировании геологических сред, связана с такими факторами, как фрагментарность данных, погрешности измерений, методы интерпретации и т.д. Возникает задача оценки достоверности компонент физико-геологической модели изучаемого объекта, которая может быть поставлена, и, решена с использованием методов нечеткого моделирования.

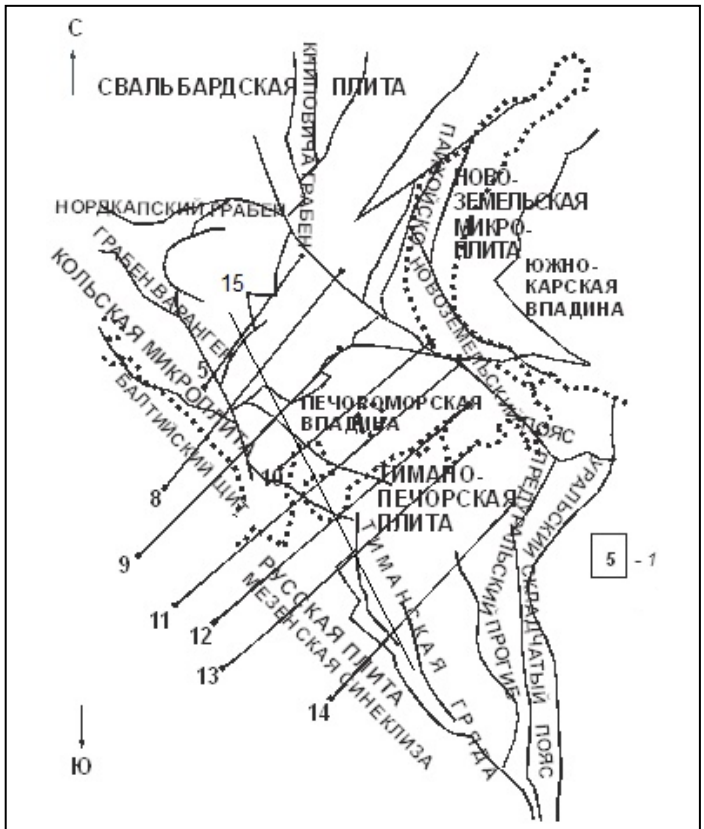


Рис. 1. Схема тектонического строения литосферы исследуемого региона с расчетными профилями. Условные обозначения: 1 – расчетные профили

Для формирования нечеткой геолого-геофизической модели геологического объекта, отражающей его ранжирование по уровню достоверности параметров, необходимо представление данных как нечетких величин, проведение операций над ними согласно теории нечетких множеств [1] и построение функции принадлежности изучаемого параметра для класса геологических моделей как нечетких объектов. Основы теории нечетких множеств были заложены Лотфи Заде [2], а принципы нечеткого логического вывода на основе теории нечетких множеств развиты Мамдани [3]. Развернутое

современное изложение теории нечеткого моделирования представлено в работе [4].

Рассмотрим формализованную постановку задачи выделения оптимального решения обратной задачи гравиметрии [5]:

$$\begin{aligned} A\sigma(v) &= u(s_0); \\ J\left[\sigma(v)\right] &\to \min \end{aligned} \qquad (1)$$

Здесь, A – оператор, отображающий распределение параметра плотности $\sigma(v) \in D(A) = L_2(V)$ из области V в распределение наблюдаемого гравитационного поля $u(s_0)$ на дневной поверхности E_0, $s_0 \in E_0$. Минимизация функционала $J\left[\sigma(v)\right]$ составляет суть критерия оптимальности выбора решения.

Априорная информация о распределении параметра $\sigma(v)$, который следует восстановить на основе решения уравнения в (1), характеризуется, прежде всего, своей неопределенностью, нечеткостью, которая больше или меньше в различных подобластях пространства V. Она может быть количественно оценена и использоваться для формирования критерия отбора $J\left[\sigma(v)\right]$. Один из приемов такой оценки основан на рассмотрении параметра $\sigma(v)$ в каждой точке $v \in V$ как нечеткой величины, характеризующейся своей функцией принадлежности $\mu(\sigma(v))$. Тогда $J\left[\sigma(v)\right]$ в (1) может быть определен как:

$$\left\|\mu(\sigma(v))\right\|_X = \min_{v \in V} \mu(\sigma(v)) \to \max, \; X = C^0(V). \qquad (2)$$

Смысл критерия оптимальности (2) состоит в таком подборе $\sigma(v)$, для которого минимальное значение достоверности по пространственным координатам было бы максимальным.

Предположим, что для каждой точки $v_i \in V$, $i = 1 \div N$, на основе анализа реальной геологической информации сконструирована функция принадлежности $\mu(\sigma(v_i)) = \mu_{\sigma_i}$. Здесь функция играет роль поля достоверности для возможных значений параметра σ в v_i. Пусть в точках, где необходимо построить модель, заданы функции $\sigma^*(v_i)$ как наиболее достоверное значение параметра в точке v_i и имеющие смысл центра $\mu(\sigma(v_i))$: $\max\limits_{\sigma(v_i)} \mu(\sigma(v_i)) = \mu(\sigma^*(v_i))$, $\xi(v_i) = \xi_i$ – параметр меры локализации $\mu(\sigma(v_i))$ в окрестности $\sigma^*(v_i)$, параметр $h_i = h(v_i)$ характеризует меру убывания компонент поля достоверности, связанных с измерением в v_i по мере удаления от точки наблюдения. Тогда, в качестве $\mu(\sigma(v))$ можно принять:

$$\mu(\sigma(v)) = \max_i \left\{\mu_i(\sigma(v))\right\} = \max_i \left\{ \min \left[\frac{1}{\eta_i\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{\{v - v_i\}^2}{2\eta_i^2} \right], \frac{1}{\xi_i\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{\left\{\sigma - \sigma^*(v_i)\right\}^2}{2\xi_i^2} \right] \right] \right\}. \qquad (3)$$

Таким образом, выражение (3) для функции принадлежности – поле достоверности, порожденное совокупностью всех разноточных измерений.

Какое бы пробное распределение $\sigma(v)$ не было бы подставлено в (3), результатом служит пространственное распределение меры достоверности значений этого параметра. Именно это обстоятельство дает основание для трактовки $\mu(\sigma(v))$ как поля достоверности, полученного на основании разноточной, неполной информации о значениях параметров, образующих фрагменты информации о модели пространственно-распределенного параметра $s(v)$. Такое поле может быть сконструировано и на основе иных – косвенных признаков измерения, которые следует рассматривать отдельно.

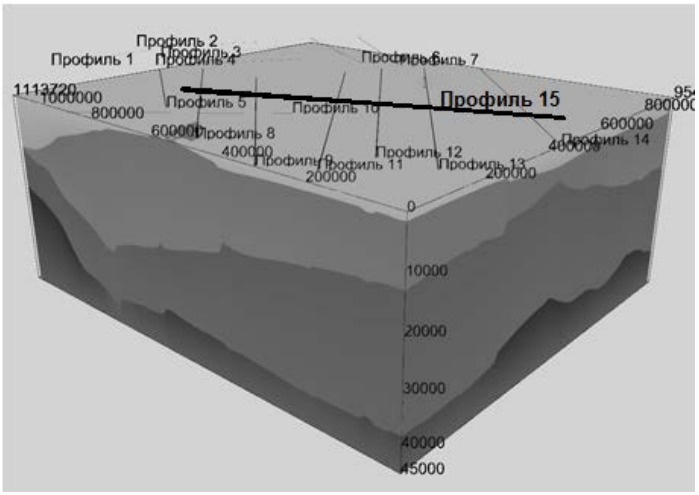


Рис. 2. Объемная геоплотностная модель исследуемого региона (получена в GeoVIP)

Полученное поле достоверности для искомого параметра может входить в критерий оптимальности для конструирования решений обратных задач не только гравиметрии, но и других задач, характеризующихся неединственным решением. Этим объединяются теория оценки достоверности моделей и решения обратных некорректных задач.

Приведем пример использования критерия оптимальности такого вида при решении обратной плотностной задачи гравиразведки для построения объемной структурно-плотностной модели Печорско-Баренцевоморского нефтегазоносного мегабассейна, соответствующей гравитационному полю. Для построения начальной модели были выбраны структурно-плотностные модели по 9 профилям, расположение которых представлено рисунке 1, состоящие из двух границ: кровли фундамента и границы Моха по картам рельефа поверхности фундамента, плотности фундамента и мощности консолидированной коры [7]. В качестве технологической базы были приняты: автоматизированная система профильной комплексной интерпретации грависейсмических данных GCIS, программный редактор геолого-геофизических моделей среды GeoVIP, модуль PlayGround [6]. В результате применения описанного в статье способа построения критерия оптимальности при помощи указанных выше технологий, была построена объемная модель (рис. 2), для которой это значение уменьшилось до 6,22мГал. Результат решения обратной задачи по одному из профилей представлен на рисунке 3.

Таким образом, по сети региональных профилей, построена трехмерная модель, которая является наиболее достоверной моделью и удовлетворяет реальному пространственному гравитационному полю с точностью до 6 мГал, что соответствует погрешности проводимых гравиметрических съемок. Полученный результат позволяет рекомендовать использование данного вида

критерия для решения обратных задач, так как он максимально суживает множество из моделей одного класса для нахождения оптимальной. При этом, данный критерий учитывает фрагментарность данных, погрешности измерений, методов интерпретации в самом начале построения, менее подвержен влиянию субъективного мнения интерпретатора, так как вычисляется автоматически. Для его построения используется разработанная технология, которая в настоящий момент проходит дальнейшую апробацию на тестовых моделях и моделях реальных сред.

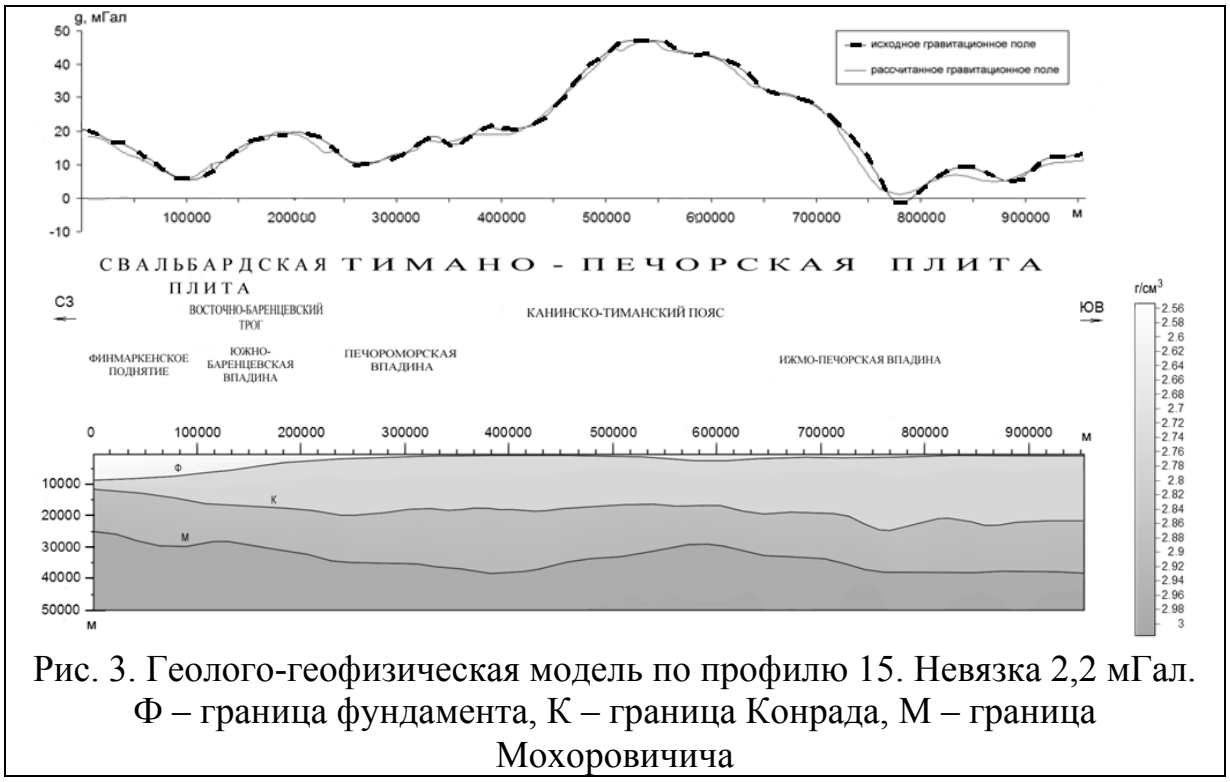


Рис. 3. Геолого-геофизическая модель по профилю 15. Невязка 2,2 мГал. Ф – граница фундамента, К – граница Конрада, М – граница Мохоровичича

Литература

1. Латышова М.Г., Дьяконова Т.Ф., Цирульников В.П. Достоверность геофизической и геологической информации при подсчёте запасов нефти и газа. М: Недра. 1986. 121 с.

2. Zadeh L.A. Fuzzy sets // Information and Control. 1965. V.8. No. 3. P. 338-353.

3. Mamdani E.H. Application of fuzzy algorithms for control of simple dynamic plants // Proc. Inst. Electrical Engineers. 1974. V. 121, No. 12. P. 1585-1588.

4. Кофман А. Введение в теорию нечетких множеств. М: Радио и связь. 1982. 432 с.

5. Кобрунов А. И. Прямые и обратные задачи рассеяния при прогнозе физико-геологических параметров по геофизическим данным: // Фундаментальные исследования. 2014. № 9. Ч. 6. С. 1195-1199.

6. Вельтистова О.М., Мотрюк Е.Н. Современные отечественные программные комплексы интерпретации гравимагнитных данных // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2013. № 3 (15). С. 70-80.

7. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Кол. авт. под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1998. Ч. 1. 237 с.; Ч.2. 205 с.

Результаты комплексного плотностного моделирования коры Воронежского кристаллического массива

Муравина О.М., Глазнев В.Н.

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия, muravina@geol.vsu.ru

Ключевые слова: гравитационное поле, сейсмическая модель, принципы инверсии, трехмерная плотностная модель.

В результате выполненной инверсии гравитационного поля в сферической постановке получена трехмерная плотностная модель литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и сопредельных территорий Восточно-Европейской платформы (ВЕП) до глубины 80 км [1,2]. Априорная геологическая, петрофизическая и сейсмогеологическая информация была учтена при формировании стартовой модели. В результате выполненной инверсии гравитационного поля было получено распределение плотности в точках десятиминутной сетки на кровлях и подошвах слоев, заданных по сейсмогеологическим данным. Влияние осадочного чехла было учтено решением прямой задачи от предварительно разработанной плотностной модели осадочного чехла [3,4]. В процессе моделирования среднеквадратичная невязка гравитационного поля (разница между модельными и наблюденными значениями гравитационного поля) была снижена с 50 мГал для стартовой модели до 4,3 мГал. Рассчитанная трехмерная модель кристаллической земной коры и верхней мантии региона показана на рис. 1.

Картина распределения плотности в верхней коре в целом соответствует петроплотностной карте, созданной на основе петрофизической базы данных кристаллических пород ВКМ [5,6]. Значения плотности изменяются в достаточно широких пределах: от 2600 кг/м3 до 3000 кг/м3 и выше. В средней коре плотность изменяется от 2600 кг/м^3 до 2750 кг/м^3, отмечаются достаточно протяженные зоны относительно пониженных значений плотности (до 2600−2650 кг/м^3). С возрастанием глубины залегания плотность пород закономерно увеличивается и достигает значений характерных для верхней мантии, при этом степень дифференциации плотности в пределах отдельных слоев существенно уменьшается. Отмечается нарушение корреляции с тектоническими структурами верхней коры. Исключение составляют Днепрово-Донецкая впадина, которая отмечаются положительными аномалиями плотности вплоть до верхней мантии.

В результате выполнения процедуры комплексного моделирования получена плотностная модель строения литосферы ВКМ и сопредельных территорий до глубины 80 км. Модель достаточно точно соответствует реальному гравитационному полю, по сравнению со стартовой моделью.

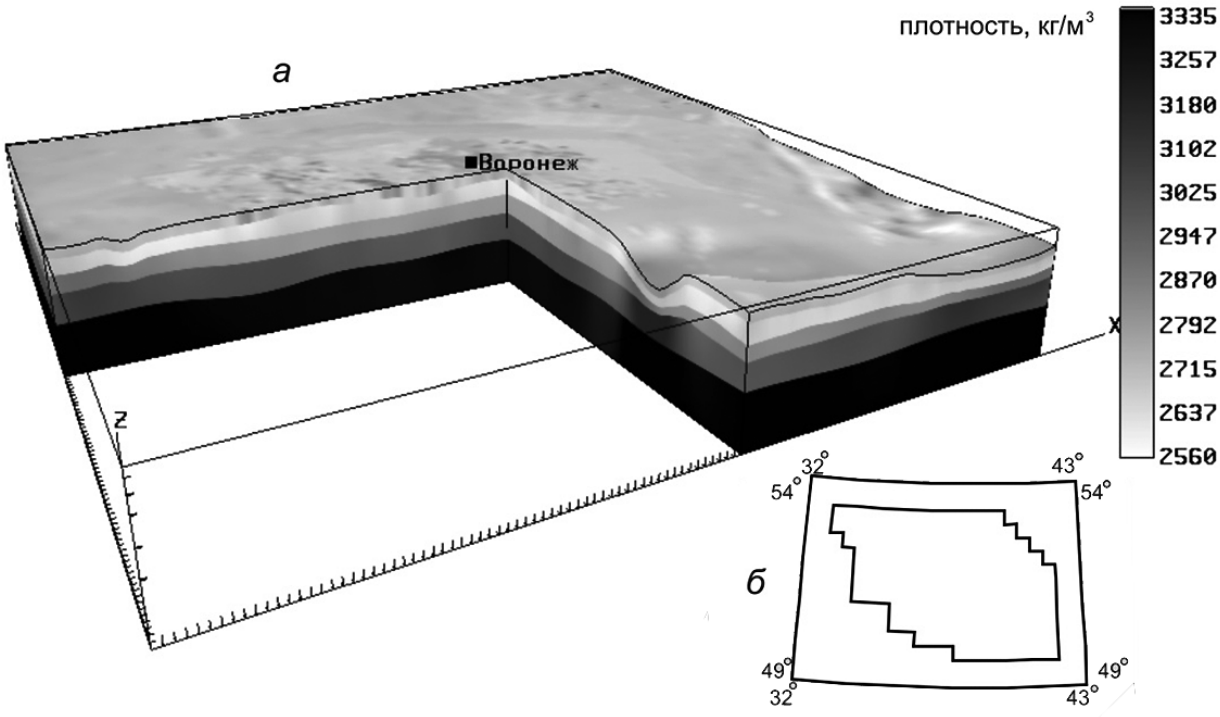


Рис. 1. Плотностная модель кристаллической коры и верхней мантии региона: *а* – сечения по осям XY; *б* – местоположение территории исследований, рамкой показаны границы ВКМ

Разработанная методология построения плотностных моделей и соответствующее программное обеспечение позволяют по мере необходимости корректировать модель. По мере включения более детальных данных о строении литосферы региона, развитые подходы и составленные базы данных первичной информации позволят достаточно просто выполнять плотностное моделирование для любой отдельно взятой части области исследования и сформировать детальные 3D модели земной коры.

Литература

1. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2016. Вып. 29. С. 53-63.

2. Муравина, О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология. Воронеж, 2016. № 1. С. 150-154.

3. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Сер. Геология. Воронеж. 2013. № 1. С.189-196.

4. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Минц М.В., Муравина О.М., Хованский Н.Е. Петроплотностная модель и гравитационный эффект осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления // Материалы 40-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». М: ИФЗ РАН. 2013. С. 107-112.

5. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Корреляционный анализ цифровой основы карты изоденс Воронежского кристаллического массива и гравитационного поля // Материалы XVI Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М: ИФЗ РАН. 2015. С. 170-173.

6. Муравина, О.М., Жаворонкин В.И. Макет петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива (данные и анализ) // Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ИГФ УрО РАН. 2015. С. 150-152.

Необходимые и достаточные условия адекватности ФГМ реальным объектам

А.А. Никитин[1], Е.Н. Черемисина[2]

[1] МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия
[2] Московский филиал Росгеолфонда-ВНИИГеофизика, Москва, Россия

Ключевые слова: физико-геологические модели, комплексное моделирование.

Построение достоверных, адекватных физико-геологических моделей реальным по комплексу геофизических полей является неотъемлемой процедурой комплексной интерпретации данных и для выбора комплекса методов. По своей сути построение адекватных моделей имеет три основных составляющих: математическую постановку и обоснование, геологическую содержательность модели и использование модели в тех или иных геоинформационных системах.

С позиции математической постановки можно выделить необходимые и достаточные условия адекватности модели реальным объектам. Традиционным подходом при построении модели является достижение заданной невязки между расчетными (модельными) значениями и наблюденными значениями поля. Достижение заданной невязки по отдельно взятому полю назовем необходимым условием адекватности. Однако по отдельно взятому полю практически всегда можно подобрать модель, удовлетворяющую заданной невязке. В то же время для другого поля та же модель может существенно превосходить невязку. Поэтому важно подобрать такую модель, которая грубо,

но будет удовлетворять всем полям. В качестве достаточного условия адекватности модели реальным объектам назовем минимизацию обобщенного расстояния.

Обобщенное расстояние β для h-полей выражения как

$$\mu = \sum_{l}^{L}\sum_{i}^{n} h_l [\, f_{li}^{\,M}(\vec{\Theta}_K) - f_{li}^{\,H}]^2 ,$$

где $f_{li}^{\,H}$ - наблюденное значение *l*-го поля в *i*-ой точке; $f_{li}^{\,M}(\vec{\Theta}_K)$ - теоретически рассчитанное (модельное) значение *l*-го поля в *i*-той точке для вектора параметров объекта (среды) $\vec{\Theta}_K$, под которыми понимаются как петрофизические, так и геометрические параметры; R_i –весовые коэффициенты (информативность) для L-го поля (метода) которой эти весовые коэффициенты представляют значения собственного вектора, соответствующего максимальному собственному значению λ_{max} для корреляционной матрицы, построенной по коэффициентам корреляции отклонений модельного и наблюденного полей. Физически λ_{max} представляет энергетическое отношение сигнал/помеха в пространстве методов, т.е. это дисперсионная характеристика отображающая основную часть дисперсии в многометодном пространстве. Соответственно это и обеспечивает грубое приближение модели по всем полям одновременно. Рассчитывая обобщенное расстояние для разных моделей объектов, адекватной реальным объектам следует считать модель, для которой достигается минимум обобщенного расстояния.

Другая сторона адекватности модели связана с ее геологическим содержанием. При этом в качестве необходимого условия следует считать непротиворечивость модели современным представлениям о строении конкретного региона. В качестве достаточных условий можно принять совпадение плотностных (скоростных) границ моделей в местах пересечения профилей по исследуемой площади при построении 2D моделей. При построении 3D моделей таким условием следует считать совпадение пространственного положения объектов в разных полях. Кроме того, для прогноза полезных ископаемых является пространственная прослеживаемость зон с пониженной плотностью с глубины на поверхность по результатам трансформации потенциальных полей. Особое значение такие зоны приобретают тогда, когда они приурочены к местам пересечения разнонаправленных тектонических нарушений на поверхности и прослеживаемые в нижележащих толщах. Для каждого конкретного региона в качестве достаточных условий адекватности могут быть свои специфические признаки.

С позиции использования геоинформационных систем в качестве критериев их сравнения и отбора служат количественные критерии системного анализа. При этом в качестве необходимого условия адекватности применения той или иной системы можно принять критерий гарантированного результата, а в качестве достаточных условий использование более сложных, но имеющих математическое обоснование, таких критериев как критерий максимума среднего выигрыша, критерий Гурвица [2]. Во всех критериях строится

матрица ранжировок по целям (задачам) и решениям в виде геосистем. Решения оцениваются лицом, принимающем решение (ЛПР) в количественной или бальной шкалах. Критерий гарантированного результата состоит в том, что ЛПР рассчитывает на наименее благоприятную ситуацию и в такой наименее благоприятной ситуации выбирает наиболее предпочтительное решение.

В качестве гипотетического примера приведем матрицу ранжировок по задачам геологического содержания и решениям в виде использования геоинформационных систем. Матрица представлена в виде таблицы, в которой согласно критерию гарантированного результата, наиболее предпочтительным решением оказываются системы ГИС-ИНТЕГРО [3]

Матрица ранжировок решений по геоинформационным системам и целям геологического содержания

Решения	**Цели**					
	Построение модели глубинного строения земной коры	**Построение модели осадочного чехла**	**Построение модели кристал-лического фундамента**	**Структурно-тектони-ческое районирование**	**min *j***	**max *i***
Y1 ГИС ИНТЕГРО	3	3	3	4	3	3
Y2 ГИС ПАРК	1	1	3	3	1	
Y3 СИГМА-3D	1	1	4	2	1	
Y4 Пангея	2	3	3	3	2	

Примечание: снижение баллов по альтернативным целям связано со стоимостью приобретения соответствующих геоинформационных систем.

Литература

1. Никитин А.А. Энергетическая фильтрация геофизических полей // Геофизика. 2014 № 3. С. 2-13.
2. Черемисина Е.Н., Никитин А.А. Системный анализ в природопользовании. М: ВНИИгеосистем 2014. 116 с.
3. Черемисина Е.Н., Никитин А.А. Геоинформационные системы и технологии. М: ВНИИгеофизика. 2011. 375 с.

Локальные векторные признаки геофизических полей в методах распознавания образов

Новикова П.Н.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия, polinagfz@gmail.com

Ключевые слова: распознавание образов, классификация аномалий, векторные признаки, SIFT дескриптор, ключевые точки, локальные особенности, обнаружение аномалий.

Методы распознавания образов, использующиеся при анализе и обработке изображений, нашли широкое применение в практике интерпретации геофизических данных и позволяют решать ряд важных задач, связанных с районированием территории исследования, обнаружением и трассированием аномальных зон, а также выявлением аномалий с заданными характеристиками. Базовым этапом любой классификации является формирование пространства существенных признаков, которые можно определять как по исходным данным, так и в полях трансформант и статистических характеристик. Как правило, признаки представляют из себя некоторый вектор, состоящий из набора скалярных величин, полученных в результате анализа глобального набора данных. При описании локальных аномалий наибольший интерес представляют ограниченные области, содержащие аномальный эффект от объекта исследования. Более того, при поиске похожих объектов, необходимо построение такого классификатора, который бы не был чувствителен к изменению простирания источника поля, относительного изменения его геометрических и физических параметров и, как следствие, изменения амплитуд и размеров аномальной зоны геофизического поля.

В качестве такого локального анализатора предлагается использовать SIFT дескрипторы (Scale Invariant Feature Transform), которые представляют из себя векторное описание ключевых особенностей произвольной пространственной функции.

Процедура построения SIFT дескриптора состоит из нескольких этапов. Первоначально необходимо извлечь существенные признаки геофизического поля, которые в данном методе представляют из себя ключевые точки. Детектор ключевых точек вычисляется через вторые производные пространственной функции в сочетании с фильтрацией данных гауссовой функцией – оператор Лапласиан гауссиана (LoG):

$$LoG(\mathrm{x},\mathrm{y}) = -\frac{1}{\pi \cdot \sigma^4} \cdot (1 - \frac{x^2 + y^2}{2\sigma^2}) \cdot \mathrm{e}^{\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}},$$

где σ - размер окна свертки исходного поля с гауссовой функцией $m \times n$ (масштаб); x,y - координаты точки вычисления. Практически, используют разности результатов свёртки гауссовой функции и исходного поля (гауссианы)

на соседних масштабах (с размерами окна свёртки, отличающимися друг от друга в 2 раза). Использование фильтра Гаусса инвариантно к различного рода масштабным преобразованиям, поэтому при определении локальных особенностей их местоположение не зависит от размера окна свёртки. Более того, низкочастотная фильтрация позволяет избежать ошибок детектирования, связанных с наличием различного рода помех в исходных данных [1, 2, 3].

Экстремальные значения функции разности гауссианов, выявленные в меньшем скользящем окне, будут являться ключевыми точками. Ключевые точки могут быть как положительного (соответствуют положительным аномалиям), так и отрицательного знака. Экспериментально было выяснено, что для аномалий, созданных изометричными объектами, ключевые точки одного знака с аномалией располагаются в области центра аномалии; для аномалий, вызванных призматическими телами – на углах призмы, либо также в области центра (рис.1).

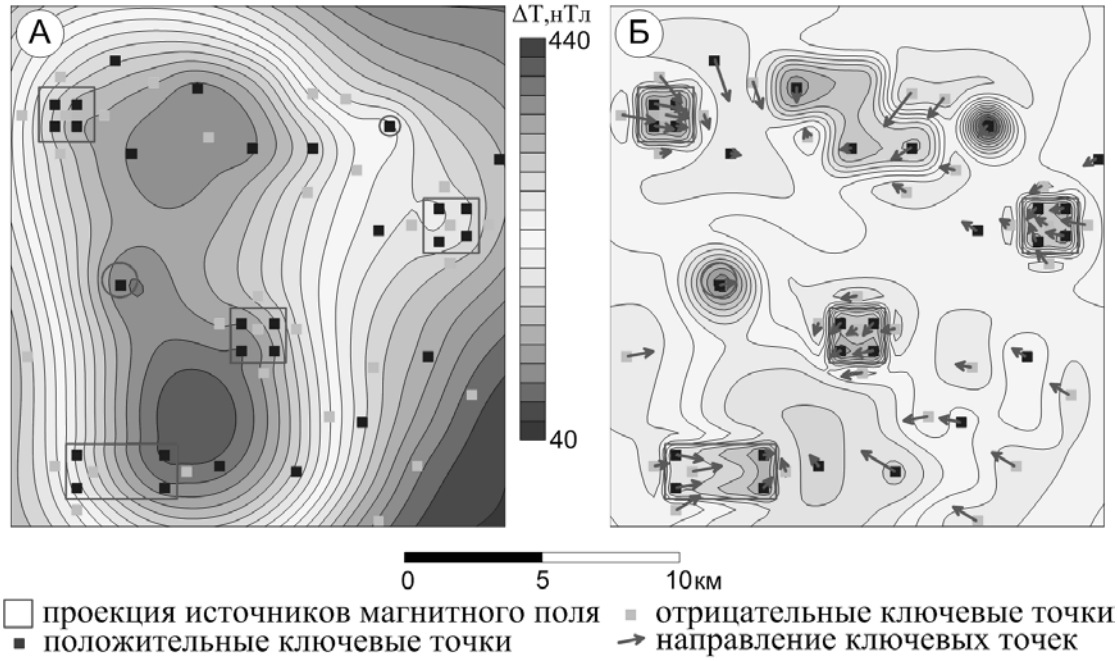


Рис. 1. Определение ключевых точек магнитного поля от модельных объектов разных классов: А - исходное магнитное поле от региональных и локальных источников; Б - поле разности гауссианов масштабов 5×5 и 11×11

В традиционной постановке данный алгоритм оперирует пирамидой разности гауссианов с существенным числом масштабов исходной функции и поиском ключевых точек на нескольких соседних гауссианах. Однако, применительно к геофизическим данным, на каждом масштабе теряется значительное количество информации о локальных особенностях поля, поэтому целесообразнее использовать только два первых масштаба исходного поля.

Детектор ключевых особенностей позволяет быстро построить карту положительных и отрицательных эпицентров аномалий, что уже решает задачу обнаружения аномалий на геофизической карте.

Следующим шагом является определение преобладающего направления для каждой ключевой точки, необходимой для сравнения аномалий с разной пространственной ориентацией (рис. 1). Для этого вычисляются градиенты разности гауссианов, близких по масштабу с ключевой точкой:

$$n(\mathrm{x},\mathrm{y}) = \sqrt{(F(\mathrm{x}+1,\mathrm{y}) - F(\mathrm{x}-1,\mathrm{y}))^2 + (F(\mathrm{x},\mathrm{y}+1) - F(\mathrm{x},\mathrm{y}-1))^2}\ ,$$

$$\theta(\mathrm{x},\mathrm{y}) = \arctan\frac{F(\mathrm{x},\mathrm{y}+1) - F(\mathrm{x},\mathrm{y}-1)}{F(\mathrm{x}+1,\mathrm{y}) - F(\mathrm{x}-1,\mathrm{y})},$$

где n - модуль градиента, θ - направление градиента. При этом область, в которой будут рассмотрены градиенты выбирается в 1.5 раза большей, чем масштаб гауссиана, на котором вычисляются градиенты.

В результате для каждой ключевой точки строится гистограмма направлений градиентов θ (x,y), которую обычно дискретизируют на 36 компонент, покрывающих 360 градусов. Каждый градиент вносит вклад в свою компоненту гистограммы с учетом сглаживания амплитуды фильтром Гаусса в выбранном окне: $n * G(\mathrm{x},\mathrm{y},\sigma)$ [1, 2, 3].

Таким образом, получаем еще один инструмент морфологического анализа локальных особенностей геофизического поля: карту основных градиентов ключевых точек. При этом, направление и модуль градиентов могут выступать в качестве самостоятельных признаков, выявляя одно ориентированные и близкие по значениям интенсивности локальные аномалии. Особый интерес представляют области с близкими разнонаправленными ключевыми точками, которые можно отождествить с зоной пересечения нескольких разломных структур, которая зачастую служит благоприятной предпосылкой для образования месторождений полезных ископаемых.

Для сопоставления ключевых точек недостаточно иметь информацию об их ориентации, поэтому выполняется построение дескриптора - вектора градиентов, описывающего локальное пространство ключевой точки. Для этого в прямоугольной области размером стороны 1.5-2σ, центром которой является ключевая точка, вычисляются градиенты точек на гауссиане σ масштаба. После этого окрестность ключевой точки делится на 4 области, в каждой из которых вычисляется нормированная гистограмма градиентов по направлениям, центр которой приходится на центр области. При этом градиенты в диаграмму входят с учетом расстояния до центра области и свертки с гауссовой функцией, для чего вводятся соответствующие весовые коэффициенты (рис. 2). Таким образом, при генерации векторных признаков методом SIFT дескрипторов возможно не только обнаружение аномалий по экстремальным значениям, но и классификация аномальных зон посредством сопоставления четырех нормированных гистограмм, описывающих окрестность ключевой точки, преобразованных с учетом угла ее направления.

SIFT дескрипторы только один из методов распознавания образов, использующих локальные векторные признаки функций. Более того, на его основе возможно построение нескольких типов дескрипторов, с выбором наилучшего в качестве классификатора.

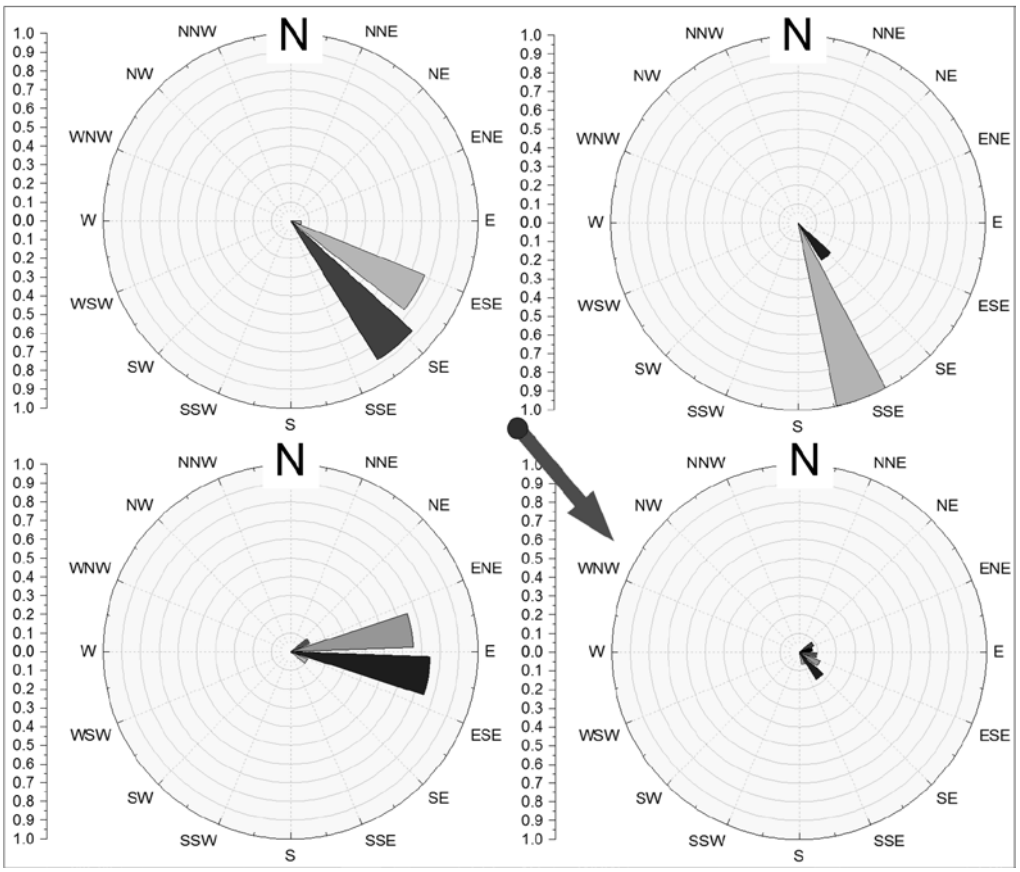


Рис. 2. SIFT дескриптор модельного призматического объекта: ключевая точка функции, ее направление и описание окрестности ключевой точки гистограммами нормированных градиентов разности гауссианов

Таким образом, анализ геофизических полей на основе векторных признаков позволяет проводить обнаружение и описание локальных аномалий в виде нормированных гистограмм, а также осуществлять эталонную и безэталонную классификации геофизических аномалий.

Литература

1. Местецкий Л.М. Математические методы распознавания образов. Курс лекций. М: ВМиК МГУ, кафедра ММП. 2002.

2. Построение SIFT дескрипторов и задача сопоставления изображений [Электронный ресурс] // «Хабрахабр»: ресурс для IT-специалистов. URL: https://habrahabr.ru/post/106302/

3. Lowe D.G. Distinctive Image Features From Scale-Invariant Keypoints //D.G. Lowe // International Journal of Computer Vision. 2004. V. 60. No. 4. P. 91-110.

Нетрадиционные методы диагностики реологических состояний геологических сред

Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия, petris2010@mail.ru

Ключевые слова: реология, плотностная контрастность, магнитуды землетрясений, скорость сейсмических волн, удельное электрическое сопротивление, тепловой поток

Реологические свойства геологических сред характеризуются степенью их вязкости (теснотой связи между частицами) и определяют три главных состояния сред: жесткое (твердое, упругое), пластичное и текучее. В недрах Земли, в условиях высоких температур и давлений, существует множество промежуточных вариантов. Признанными характеристиками реологических состояний геологических сред являются скорость сейсмических волн (в особенности – поперечных), удельное электрическое сопротивление и температура.

В земной коре реологические свойства сред зависят от их литологических, тектонических (динамо-метаморфических) и гидротермальных характеристик. В первом случае эти свойства определяются степенью диагенеза, а во втором – степенью тектонической нарушенности среды, обусловленной дроблением, трещиноватостью и меланжированием пород на границах более вязких (жестких) сред при относительном перемещении последних. В третьем случае реологические свойства сред определяются степенью их флюидонасыщенности, что подтверждается результатами экспериментальных исследований на образцах горных пород. Ширина и вертикальная мощность холодных реологически ослабленных зон в земной коре бывает достаточной для их обнаружения в поле сейсмических волн и электрических сопротивлений. Иногда внутрикоровые зоны пониженной вязкости сопровождаются повышенным и высоким тепловым потоком что предполагает насыщение зон тектонического дробления магмами или горячими флюидами. Такие зоны нередко являются рудоконтролирующими.

В верхней мантии хорошо выражены два слоя пониженной вязкости. Существование вязкого слоя в основании земной коры является глобальной закономерностью строения тектоносферы Земли, одинаково проявляющейся в разных регионах планеты. Второй слой соответствует астеносфере. Оба слоя регистрируются по уменьшению скорости, затуханию и поглощению сейсмических волн, резкому понижению электрических сопротивлений. Прямым признаком астеносферы является температура, рассчитываемая по измерениям теплового потока. С верхней границей астеносферы отождествляется изотерма 1200^{o}C, или 1300^{o}C (в разных районах по разному),

соответствующая температуре солидуса ─ началу плавления пород нижнего слоя литосферы.

В докладе рассмотрены результаты диагностики и пространственной локализации реологических неоднородностей в земной коре и верхней мантии, отражаемых в распределениях еще двух геофизических параметров: плотностной контрастности сред и магнитуд землетрясений. Пространственные распределения этих параметров сопоставлены с результатами традиционных (сейсмического, геоэлектрического и теплофизического) методов изучения реологических состояний тектоносферы в Забайкалье, Приамурье, Сихотэ-Алине, Охотоморском регионе и Австралии.

Плотностная контрастность геологических сред в земной коре и верхней мантии отображается μ_z-параметром, характеризующим степень плотностной неоднородности сред на отрезках между центрами масс и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметаются объемные массы этих источников [1]. Исследования более чем в 10 районах Северо-Восточной Азии и Австралии показали, что высоким и повышенным значениям μ_z-параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейнов кратонного типа, а низким и пониженным значениям – зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а так же зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга [1]. В верхней мантии высоким значениям μ_z-параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в астеносфере.

Еще одним параметром, связанным с реологическим состоянием геологических сред, являются магнитуды землетрясений [2], поскольку они характеризуют возможность накопления сейсмической энергии. Более вязкие (жесткие) среды способны длительное время накапливать тектонические напряжения и, при достижении предела прочности, мгновенно их разряжать, возбуждая сейсмические волны. Менее вязкие (пластичные и текучие) среды в большей степени реагируют на тектонические напряжения изменениями объема, либо могут перемещаться под их влиянием, поэтому магнитуды землетрясений в таких средах понижены. Высоким значениям магнитуд коровых землетрясений соответствуют области древней континентальной коры (Алдано-Становой щит, Северо-Китайский кратон) и блоки кратонного типа с докембрийским фундаментом, перекрытые палеозойско-мезозойским чехлом. Низкие значения магнитуд характерны для мезозойских вулканических поясов (Северо-Хинганского, Хингано-Охотского), рифтогенных структур (Танлу, Южно-Охотской) и стволовых частей плюмов (Алдано-Зейского, Мая-Селемджинского и Охотоморского), проработанных глубинными магмами и флюидами. Региональные тренды магнитуд землетрясений совпадают с трендами тектонических напряжений [2].

Сопоставление результатов моделирования реологических неоднородностей нестандартными методами показали их удовлетворительную совместимость между собой [2], а также их устойчивую корреляцию с сейсмическим и магнитотеллурическим методами оценки реологических

неоднородностей в земной коре и верхней мантии южных районов Дальневосточного региона России и Австралии.

В Забайкалье зона пониженной вязкости в нижнем слое земной коры и в подкоровоймантии смещена к востоку от оси Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и ей соответствует широкая область пониженной скорости сейсмических волн (до 7.7-7.8 км с $^{-1}$) на поверхности мантии и в ее глубоких слоях. В разрезе эта зона занимает наклонное положение, а БРЗ приурочена к выходу этой зоны в приповерхностные слои земной коры, где концентрируется наибольшее число землетрясений. Региональному минимуму μ_z-параметра соответствуют отрицательная изостатическая гравитационная аномалия, региональная аномалия повышенного теплового потока и минимум скорости сейсмических волн в глубоких слоях верхней мантии, регистрируемый по запаздыванию прихода сейсмических волн от ядерных взрывов. Совокупность полученных и известных ранее данных привела к выводу, что Байкальская рифтовая зона относится к типу пассивных коровых рифтов, в которых деформации земной коры не сопровождаются разрывами литосферы.

В Приамурье реологические характеристики земной коры и переходного слоя “кора-мантия” отображаются в гравитационной, сейсмической (ГСЗ), температурной и сейсмологической моделях и они согласуются с тектоническими структурами этого района. В переходном слое “кора-мантия”, в интервале глубин 30-60 км, по распределениям μ_z-параметра (рис. 1а) и магнитуд землетрясений (рис. 1б) картируется изометричная область пониженной вязкости в голове Мая-Селемджинского плюма. Существование этой зоны подтверждают теплофизическая модель (рис. 1г) и зона пониженных скоростей сейсмических волн (рис. 1в) . В первой модели изотерма 1000^{o}C приближается до глубины 45-50 км, что предполагает частичное плавление переходного слоя “кора-мантия“, а пластовая скорость сейсмических волн в этой зоне понижается до 7.2 км с $^{-1}$ на фоне 8-8.2 с $^{-1}$ в нормальной мантии.

В Охотоморском регионе сопоставлены 3D-модели распределений μ_z-параметра, температур и магнитуд землетрясений в переходном слое “кора-мантия” [2]. В распределениях первых двух параметров проявлены черты структур двух классов: Охоморского плюма, выраженного зонально-концентрическими аномалиями, и Южно-Охотского рифта, выраженного линейным максимумом температур и цепочкой локальных минимумов μ_z-параметра, ориентированных параллельно Курильской островной дуге. Пространственные тренды магнитуд землетрясений в земной коре и верхней мантии характеризуются противоположными направлениями. Температура и плотностная контрастность головы Охотоморского плюма связаны обратной корреляционной зависимостью. В земной коре Камчатского полуострова и прилегающих акваторий нетрадиционные реологические характеристики сред (рис. 2а, *б*) хорошо согласуются с сейсмическим (рис. 2г) и геоэлектрическим (рис. 2в) разрезами.

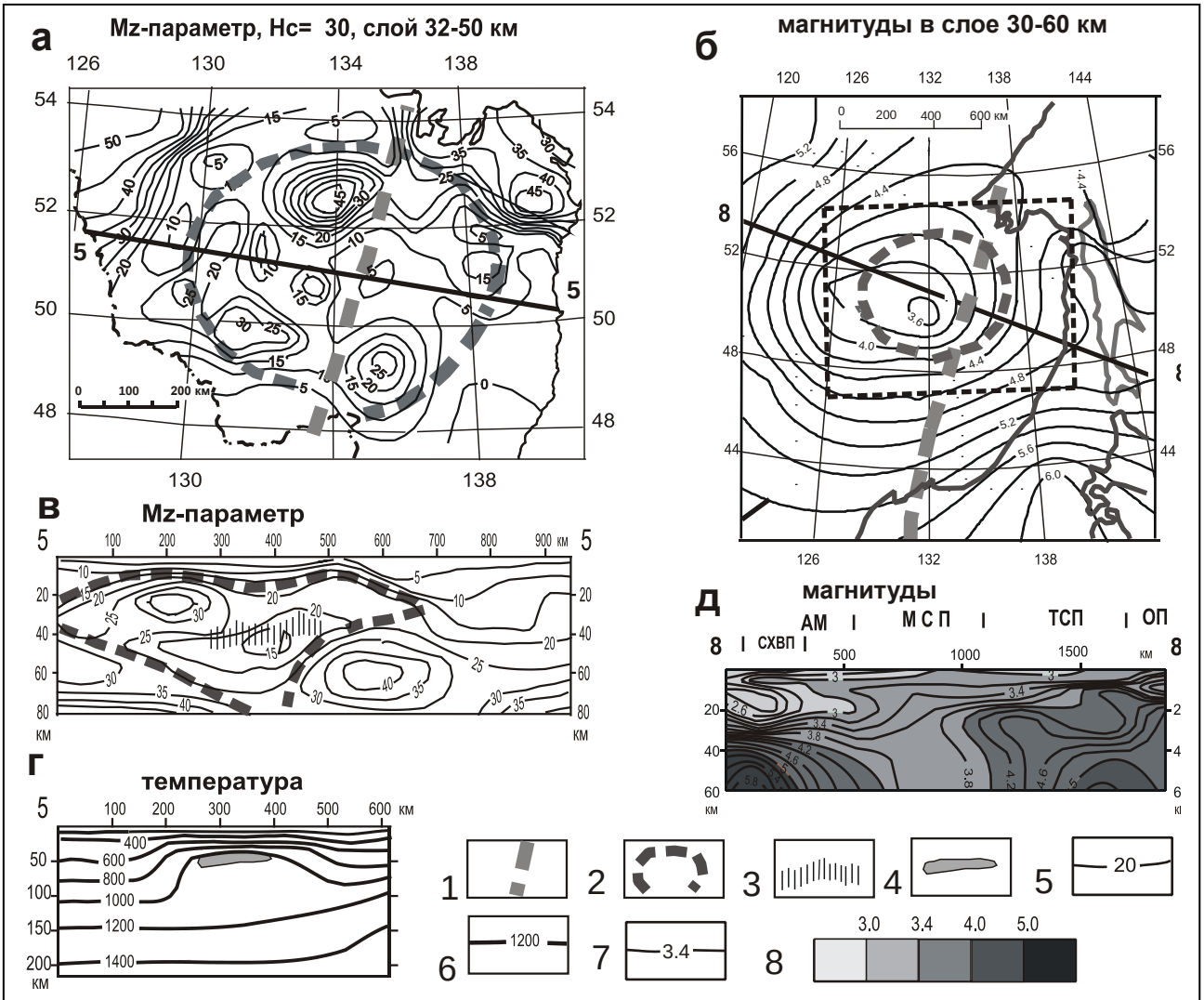


Рис. 1. Распределения μ_z-параметра (а, в), магнитуд землетрясений (б, д) и температуры (г) в земной коре Среднего Приамурья: 1 – ось зоны растяжения-сдвига Танлу; 2 – контуры Мая-Селемджинского плюма; 3 – зона пониженных скоростей сейсмических волн; 4 – зона частичного плавления в подкоровом слое; 5-7 – изолинии μ_z-параметра (5), температур (6) и магнитуд землетрясений (7); 8 – шкала средних магнитуд в разрезе “д”. Обозначения структур: плиты: АМ – Амурская, ОП – Охотоморская; ТСП – Тихоокеанский складчатый пояс, МСП – Мая-Селемджинский плюм

Рассмотренные данные доказывают возможность использования нетрадиционных признаков диагностики и описания реологических состояний геологических сред при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии там, где сети сейсмических, электромагнитных (МТЗ) и термометрических наблюдений недостаточны для построения объемных моделей тектоносферы.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта ДВО РАН 15-I-2-004 по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» на 2015-2017 гг.

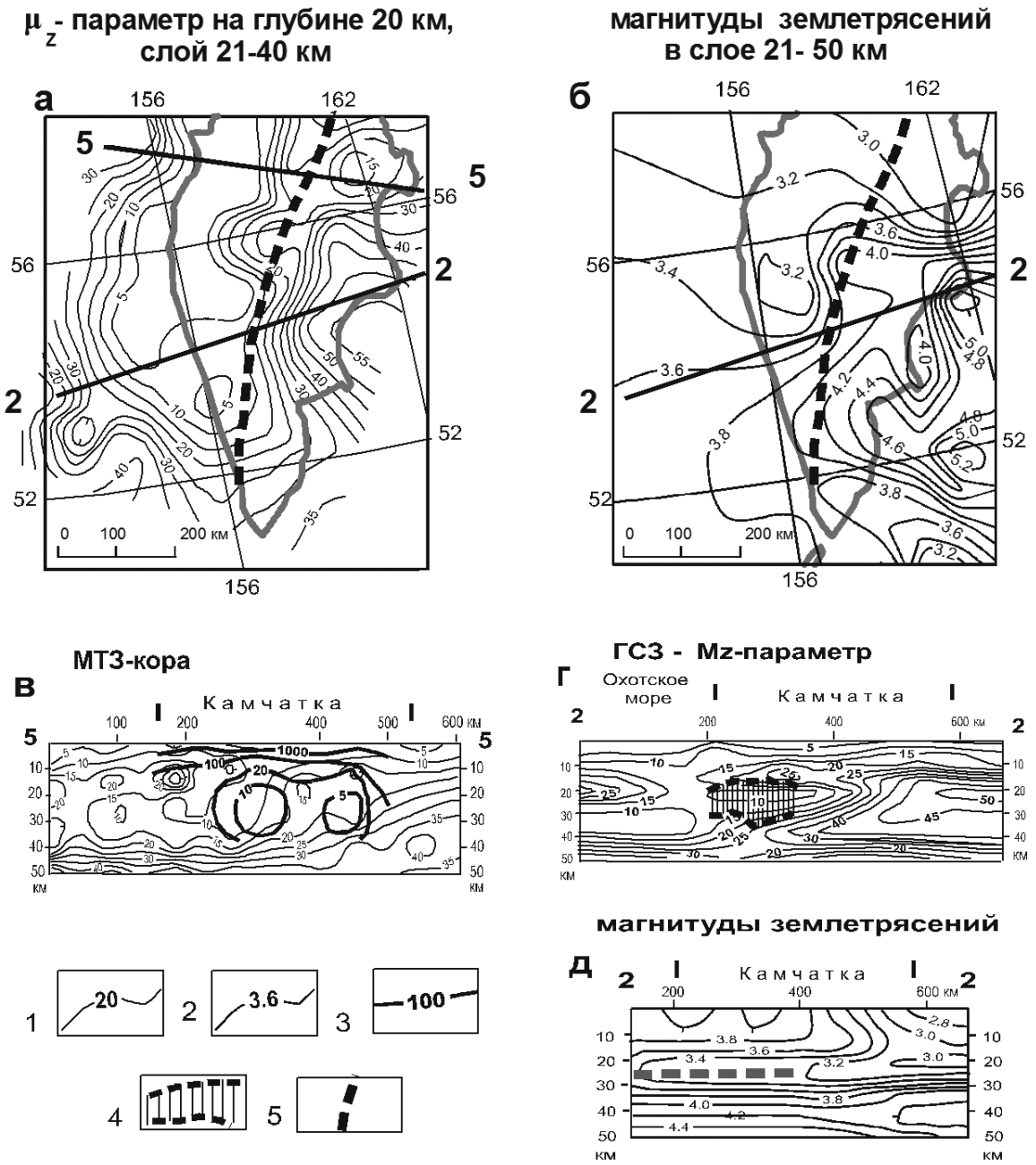


Рис. 2. Распределения μ_z-параметра (а, г), магнитуд землетрясений (б, д) и удельных электрических сопротивлений (в) в земной коре Камчатского полуострова [1, 2]: 1-3 – изолинии: μ_z-параметра (1), магнитуд землетрясений (2) и удельных электрических сопротивлений (3); 4 – зона пониженной скорости сейсмических волн; *5* – Центральный Камчатский разлом

Литература

1. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М: Наука. 2013. 192 с.

2. Петрищевский А.М., Васильева М.А. 3D-тектонический анализ полей сейсмичности в южных районах Дальнего Востока России // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 3, С. 25-39.

Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D 2016»

Петров А.В.

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, alexpetrov76@mail.ru

Ключевые слова: компьютерные технологии, вероятностно-статистический подход обработки и интерпретации геофизической информации, статистические оценки, линейная фильтрация, комплексный анализ, классификация и методы распознавания.

Первые версии компьютерной технологии, реализующей алгоритмы обработки и интерпретации геофизической информации методами вероятностно-статистического подхода появились в начале восьмидесятых годов прошлого столетия. Совершенствование известных и создание новых способов и алгоритмов обработки геоинформации привело к формированию в середине восьмидесятых годов уникальной компьютерной технологии «КОСКАД 3D», занявшей определенное место в общей структуре интерпретации геофизической информации.

За более чем 30 летний период технология постоянно развивалась в соответствии с развитием вычислительной техники (ЕС ЭВМ, СМ2, СМ4, PC), сменой операционных систем (IBM 360, UNIX, MS DOS, WINDOWS) и средств разработки программного обеспечения. Компьютерная технология «КОСКАД 3D 2016» разработана в инструментальной среде Microsoft Visual Studio 2013 с использованием языков программирования Visual Basic 2013, C# 5.0 и Fortran 2008 Intel Corporation и функционирует в операционной системе WINDOWS 7,,10 32 ,64 бит.

В структурном плане компьютерная технология «КОСКАД 3D 2016» состоит из четырех подсистем. Базовый блок, ориентированно на анализ данных, организованных в трехмерные регулярные сети (как частный случай площадные данные). Подсистема «КОСКАД ПРОФИЛЬ» предназначена для обработки и интерпретации методами вероятностно-статистического подхода геофизической информации, полученной по профильным сетям наблюдений. Технология «КОСКАД МОДЕЛИРОВАНИЕ» представляет собой набор программно-инструментальных средств для решения задач объемного моделирования с использованием данных гравиразведки и магниторазведки, включающих средства объемного редактирования и проверки модельных построений на основе решения трехмерных прямых задач. Подсистема пакетной обработки, позволят создавать, редактировать, сохранять и выполнять определенные графы обработки геоданных, на основе функционального наполнения компьютерной технологии «КОСКАД 3D». При этом разработанные оригинальные сценарии обработки сохраняются и могут

распространятся между пользователями в виде файлов для дальнейшего использования или редакции.

Среди приоритетных направлений развития технологии, можно выделить разработку новых адаптивных процедур для оценки статистических, градиентных и спектрально-корреляционных характеристик геополей и реализации методов адаптивной линейной фильтрации. Что объясняется наличием проблемы корректной обработки нестационарных, по спектрально-корреляционным характеристикам полей, которыми являются практически все геофизические наблюдения. Реализованы алгоритмы объемного зондирования геофизических полей на основе скользящего окна «живой» формы, позволяющие оценить статистические, градиентные и корреляционные характеристик геополей для различных частотных составляющих.

Расширился спектр алгоритмов, базирующихся на использовании вейвлет преобразования. Появилась возможность эффективно оценивать спектральные характеристики нестационарных наблюдений, интегральный вейвлет спектр и распределение мгновенной мощности сигнала по площади.

Хорошо известны подходы к интерпретации многопризнаковых наблюдений, использующие распределение коэффициента корреляции по площади между двумя полями, полученного в скользящих окнах разного размера. Теперь возможна оценка в скользящем окне не только парного коэффициента корреляции между двумя признаками, но и множественного коэффициента корреляции одного признака к совокупности нескольких.

Дальнейшие развитие получили методы оценки параметров аномалиеобразующих объектов в земной коре по данным гравиразведки и магниторазведки [2,3]. Использование методов полосовой фильтрации во временной области на базе технологии скользящего окна «живой» формы позволяет получать пространственные оценки распределения аномалиеобразующих объектов в земной коре. При этом, в случае с магниторазведкой, новые алгоритмы модифицированы с учетом направления полного вектора магнитного поля **T**. Кроме этого, реализован оригинальный подход к оценке глубины положения точечного источника на основе согласованной фильтрации наблюденных полей. Алгоритм позволяет получать интегральные трехмерные изображения распределения точечных источников. Совместное использование обоих подходов повышает надежность модельных построений в целом.

Уже в самых первых версиях компьютерной технологии «КОСКАД 3D» [1] были реализованы известные и оригинальные методы кластер анализа, позволяющие эффективно решать задачу районирования по комплексу геолого-геофизических признаков. При этом, все реализованные в технологии алгоритмы базировались на принципах самообучения, позволяющих получать окончательное решение в автоматическом режиме. К сожалению, такой подход не всегда позволяет получать, необходимые пользователю решения и требует дальнейшей редакции. Включенная в последнюю версию технология предназначена для проведения классификаций в интерактивном режиме с использованием средств визуализации. Кроме решения задачи районирования

территории по комплексу признаков технология интерактивной классификации позволяет выделять области с заданными характеристиками по множеству геолого-геофизических признаков.

Кроме функциональных дополнений, в соответствии с современными требованиями усовершенствован интерфейс и средства визуализации трехмерной геолого-геофизической информации.

Литература

1. Петров А.В., Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации КОСКАД 3D // Геофизика. 2000. № 4. С. 29-33.

2. Демура Г.В., Зиновкин С.В., Петров А.В. Новые возможности и перспективы магниторазведки - компьютерные технологии объемного моделирования и фильтрации результатов высокоточных площадных съемок // Недропользование XXI век, 2013. № 4 (41). С. 20-26.

3. Демура Г.В., Петров А.В. Физико-геологическое моделирование и анизотропная магнитная геотомография недр // Геофизика, 2014. № 6. С. 18-24.

Модифицированный алгоритм метода группового учета аргументов обработки геофизических и петрофизических данных

Пономаренко И.А.[1], Муравина О.М.[2]

[1]Российский Государственный Университет нефти и газа им. И.М. Губкина), Москва, Россия, kochuma@yandex.ru
[2]Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Ключевые слова: метод группового учета аргументов, идентификационное моделирование, геофизическая информация, петрофизические данные.

Метод группового учета аргументов (МГУА) представляет собой индуктивный метод структурно-параметрического моделирования, позволяющий выявить неявные взаимосвязи между различными экспериментальными данными, как линейного, так и нелинейного характера. Теоретические основы метода были разработаны в 80-е годы прошлого столетия академиком А.Г. Ивахненко [1].

С 2012 г. алгоритм был численно реализован и опробован при обработке геофизических и петрофизических данных [2-8].

Практика применения алгоритма МГУА позволила сформулировать рекомендации по модификации как самого алгоритма, так и интерфейса программы, направленные на лучшую адаптацию метода для решения геофизических задач. С этой целью была разработана программа на языке С++,

реализующая МГУА с учетом специфики обработки и интерпретации геолого-геофизической информации [9].

По сравнению с предыдущей версией в программный продукт внесены следующие изменения.

Реализована возможность выбора базовой модели: если в предыдущей версии в качестве опорной (базовой) модели использовался только полином Колмогорова-Габора, то модифицированный алгоритм позволяет применять также тригонометрическую базовую модель и модель, основанную на ортогональных многочленах.

Реализована возможность предварительного «перемешивания» строк таблицы исходных данных, что позволяет более корректно формировать обучающую и тестовую последовательности.

В новой модификации программы существует возможность чтения исходных файлов формата «las», что позволяет оперативно работать с данными каротажа.

Кроме того, в модифицированной версии исправлены ошибки, связанные с отсутствием полноценного бета-тестирования, исправлен и улучшен интерфейс. Пользователь получил возможность отслеживать промежуточные результаты моделирования, задавать границы классификационных диапазонов, применять различные критерии выбора оптимальной модели, назначать новую зависимую переменную.

Таким образом, модифицированная версия программы стала более функциональной и адаптированной к работе с геофизическими и петрофизическими данными.

Исследования выполнены в рамках гранта РФФИ № 16-05-00975.

Литература

1. Ивахненко А.Г. Индуктивный метод самоорганизации моделей сложных систем. Киев: Наукова думка. 1982. 296 с.

2. Муравина О.М. Метод группового учёта аргументов при анализе геофизических данных // Геофизика. 2012. № 6. С. 16-20.

3. Муравина О.М. Возможности метода группового учета аргументов при анализе геофизических данных // Каротажник. 2013. № 6 (228). С. 32-39.

4. Аузин А.А., Муравина О.М. Статистический анализ данных каротажа методом группового учета аргументов // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология . 2010. № 2. С. 219-224.

5. Аузин А.А., Муравина О.М. О возможности оптимизации комплексов геофизических исследований в скважинах при поисках месторождений рудных полезных ископаемых антеклизы // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. 2013. № 1. С.184-188.

6. Груздев В.Н., Муравина О.М., Сапранова А.С. Анализ структуры поля геомагнитных вариаций в пределах ВКМ методом группового учета аргументов // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. 2012. № 1. С. 182-188.

7. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежского кристаллического массива // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Материалы XV международной конференции. М. 2014. С. 171-173.

8. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenko L.G. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust–mantle boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. P. 133–170.

9. Муравина О.М., Пономаренко И.А. Программная реализация метода группового учета аргументов при идентификационном моделировании геолого-геофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. 2016. № 2. С. 107-110.

Определение основных параметров источников гравитационного поля методом «Полюс»

Простолупов Г.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия, gravik2@rambler.ru

Задача определения количественных параметров источников поля силы тяжести при разработке экспресс методов решения обратных задач гравиметрии является и по сей день актуальной. К количественным параметрам источника относятся: координаты расположения источника, здесь ключевую роль играет глубина залегания источника h; размеры источника (или объем V) и его плотность σ. Надо отметить, что определение последних параметров невозможно без априорных знаний либо о плотности σ объекта (чтобы вычислить его объем V) или наоборот – об объеме V (чтобы найти его плотность σ). Последние два параметра связаны через массу этого источника $m=V\sigma$.

Метод «Полюс», как было описано ранее [1] позволяет с некоторой точностью найти местоположение источника в пространстве, т.е. его координаты, а также массу m источников. Т.к. каждый полюс P_I является по сути сечением материального стержня, перпендикулярного к плоскости рассмотрения (в двумерном варианте) или точечным источником (в трехмерном), то каждому полюсу можно присвоить массу m_{P_I} для двумерного и трехмерного случая соответственно:

$$m_{P_I} = \frac{V_z(x^2+\zeta^2)}{2G\zeta} \text{ и } m_{P_I} = \frac{V_z(x^2+\zeta^2)^{3/2}}{G\zeta}. \quad (1)$$

Как оказалось, и экспериментальные данные, полученные в программе Polus2D, это подтвердили, нет препятствий и для вычисления массы полюсов

более высоких порядков P_{II} и P_{III} через вертикальные компоненты V_{zz} и V_{zzz} [2] полного вектора ${}_{\nabla}V_z$ и ${}_{\nabla}V_{zz}$, соответственно, по формулам для материального стержня для двумерного случая:

$$m_{P_{II}} = \frac{V_{zz}(x^2+\zeta^2)^2}{2G(\zeta^2-x^2)} \text{ и } m_{P_{III}} = \frac{V_{zzz}(x^2+\zeta^2)^3}{4G\zeta(\zeta^2-3x^2)}. \quad (2)$$

и для шара в трехмерном варианте:

$$m_{P_{II}} = \frac{V_{zz}(x^2+\zeta^2)^{5/2}}{G(2\zeta^2-x^2)} \text{ и } m_{P_{III}} = \frac{V_{zzz}(x^2+\zeta^2)^{7/2}}{3G\zeta(2\zeta^2-3x^2)}. \quad (3)$$

В формулах (1-3): V_z ,V_{zz} ,V_{zzz} – вертикальные составляющие градиентов ${}_{\nabla}V$, ${}_{\nabla}V_z$, ${}_{\nabla}V_{zz}$, соответственно, определенные с помощью метода истокоообразной аппроксимации поля [3]; G – гравитационная постоянная; x - горизонтальные и ζ - вертикальные расстояния от точки начала вектора до полюса первого P_I, второго P_{II} или третьего порядка P_{III} , соответственно.

Для каждого полюса определяются массы точки пересечений двух пар векторов в двумерном случае, и от 2 до 6 пар векторов в трехмерном случае. Полюсу присваивается среднеарифметическое значение масс. Соответствующие изменения по расчету масс полюсов внесены в программу Polus2D.

Для тестирования программы взята горизонтальная балка на глубине 1 км с квадратным сечением $S=10\times10$ м, плотностью 10 г/см^3 и массой 1000 т на единицу длины. Таким образом, ожидаемая масса каждого полюса - 100 кт.

В результате масса полюсов, максимально приближенных к центру масс источника и рассчитанная по формулам (1)-(3), для P_I составила 99.94 кт, для P_{II} - 110.40 кт, для P_{III} – 99.95 кт. Таким образом, в случае известной конфигурации изучаемого объекта появилась возможность прямого расчета его избыточной плотности.

Очевидно, что полюсы разных порядков обладают и разными свойствами по локализации источников. Многочисленные исследования на моделях источников показали, что полюсы первых производных P_I локализуются с погрешностью или со смещением по горизонтали от источника и в целом имеют меньшую разрешающую способность разделять близкорасположенные тела, чем полюсы P_{II} и P_{III} [4]. Однако P_I имеют хорошие локализационные свойства при определении глубин изолированных источников, в силу того, что изначально вектор первой производной потенциала направлен в сторону центра масс источника и его координаты вычисляются геометрически по формулам прямой угловой засечки [5].

Полюсы второй P_{II} и третьей P_{III} производной потенциала, напротив, характеризуются крайне точной локализацией по горизонтали, но несколько большим отклонением от источника поля по вертикали, в связи с тем, что координата Z их локализации определяется только после процедуры регуляризации [4].

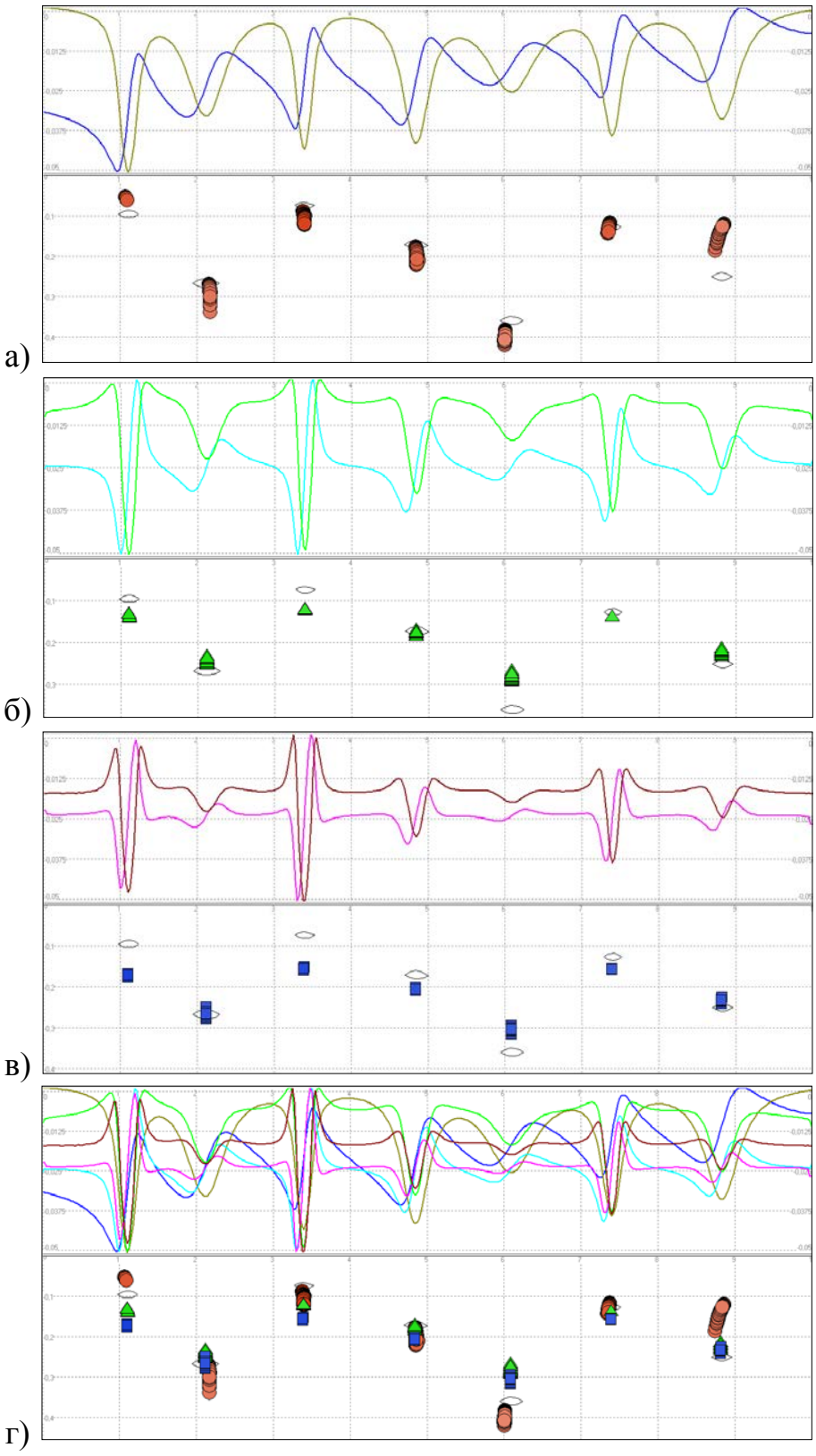


Рис. 1. Графики модулей горизонтальных и вертикальных составляющих градиентов потенциала $_{\nabla}V$, $_{\nabla}V_z$ и $_{\nabla}V_{zz}$: соответственно V_x V_z (а), V_{zx} V_{zz} (б), V_{zzx} V_{zzz}(в) и всех трех порядков (г) - в верхней части рисунков. Локализация полюсов первого (а), второго (б), третьего (в) и всех трех порядков (г) относительно модели источников гравитационного поля - в нижней части рисунков

Рассмотрим пример локализации полюсов P_I, P_{II} и P_{III} на модели семи источников с отрицательной плотностью относительно вмещающих пород (рис.2а) Плотность источников колеблется от -0.11 г/см^3 и до -0.18 г/см^3. Глубина источников – от 85 м до 365 м, т.е. находится приблизительно в диапазоне глубин подработанной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей [6].

Большинство точек пересечений векторов имеют характерные, описанные выше, отклонения от центра масс соответствующего источника. На рис.1а полюсы первого порядка P_I немного отклоняются от оси X источника (на других моделях с более сближенными по горизонтали источниками этот эффект заметнее). Полюсы второго P_{II} (рис.1б) и третьего порядка P_{III} (рис.1в) имеют очень точную локализацию по оси X источников, но отклоняются от оси Z источника. Но в целом после процедуры фильтрации точки пересечений ложатся в окрестности источника.

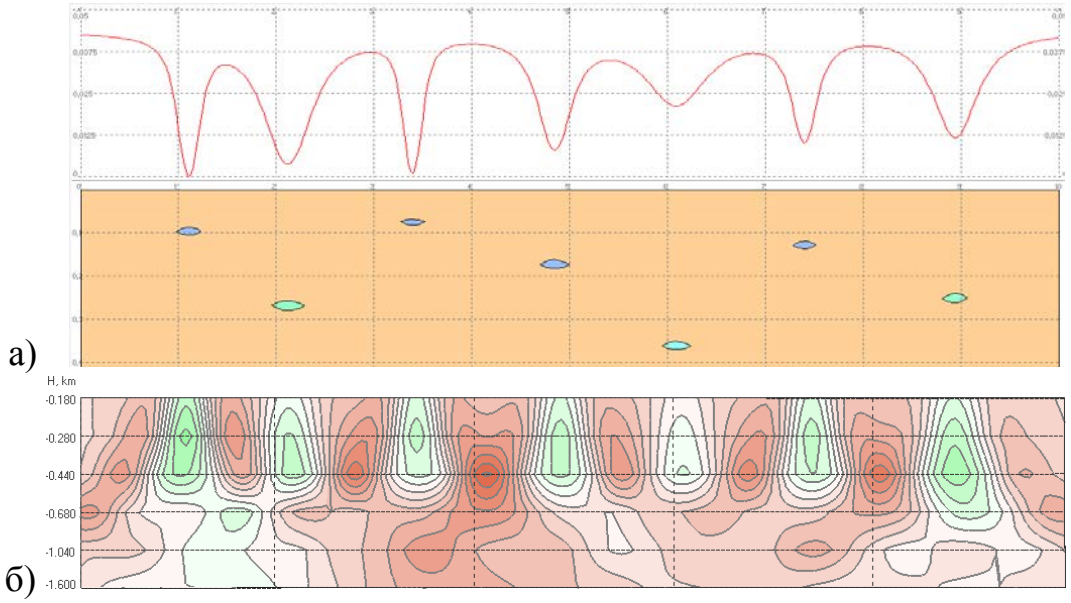


Рис. 2. Модель источников гравитационного поля и график Δg (а), вертикальное сечение трехмерной трансформанты поля Δg, построенное в системе «Вектор» (б)

Учитывая разнонаправленный характер разброса относительно источника полюсов, для повышения точности представляется целесообразным объединение всех трех типов полюсов на одной диаграмме. В программе Polus2D появилась возможность одновременного вывода всех трех видов полюсов на экран, что позволило сравнивать локализационные возможности полюсов и особенности их распределения относительно источника. После объединения всех полюсов на одной диаграмме подтвердилось, что свойства локализации полюсов имеют взаимодополняющий эффект, в совокупности способствуя более точному определению координат источника поля (рис.1г).

Для контроля предложенной методики и сравнения изложенных выше выводов с результатами, получаемыми с помощью томографических методов,

бесспорно признанным из которых является система «Вектор» [7], данные модельного поля Δg (рис.2а) обработаны по технологии векторного сканирования. Сечение трехмерной трансформанты приведено на рис.2б. Можно отметить значительно более обобщенный результат локализации источников.

В силу того, с что безусловной проблемой интерпретации аномалий в программе Polus2D является избыточное количество полюсов, значительную часть которых можно назвать побочными, предложены приемы их исключения из процесса интерпретации. Подобные полюсы можно разбить на два типа.

Первый тип – это точки пересечений, сопровождающие основные полюсы, локализующиеся в районе источника, но распространяющиеся как правило значительно глубже источника. Ложные полюсы этого типа обладают свойством потери концентрации по мере удаления от возмущающего источника. Их можно удалять с помощью фильтров, задавая порог их минимального количества на единицу объема.

Второй тип – это сопряженные полюсы, они всегда имеют противоположный знак, относительно целевых полюсов. Для их исключения в программу введена функция отключения полюсов определенного знака. Применение этого пункта требует априорных знаний о плотности изучаемых тел и вмещающих пород, т.е. избыточной $+\sigma$ или недостаточной $-\sigma$ плотностью обладают искомые объекты. Такие геологические знания в большинстве случаев интерпретации поля присутствуют.

При интерпретации немодельного (реального) поля, когда расположение источников аномалий Δg заранее неизвестно, нелегко отделить множество полюсов, относящихся к «полезного сигналу» от множества вторичных. В этом случае целесообразным представляется построение перед началом интерпретации обучающей модели с учетом всех априорных геологических данных на участке гравиметрической съемки. Полезен также будет контроль локализации полюсов относительно источников и сравнения масс полюсов с исходными массами источников модели, приближенной к реальному разрезу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-45-590426).

Литература

1. Простолупов Г.В., Тарантин М.В. Полярная трансформация производных гравитационного потенциала // Геофизика. 2013. № 2. С. 13-18.

2. Гравиразведка: Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. М: Недра. 1990. 607 с.

3. Долгаль А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач // Геофизический журнал. 1999. Т. 21. № 4. С. 71-80.

4. Простолупов Г.В., Тарантин М.В. Локализация источников поля силы тяжести по точкам пересечений полных векторов высших производных // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 40-й сес. Междунар. науч. семинара им. Д.Г. Успенского. М: Ин-т физики Земли РАН. 2013. С. 279-282.

5. Prostolupov G., Tarantin M. Polar 3D transformation of the full gradient of attractive potential // International Journal of Geosciences. 2012, V. 3. No. 2. P 329-332. DOI: 10.4236/ijg.2012.32035.

6. Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Гравиметрический мониторинг территории разработки Верхнекамского месторождения калийных солей // Горный журнал. 2013. № 6. С. 22-25.

7. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. Томографическая интерпретация аномалий силы тяжести с использованием системы VECTOR // Вестник Пермского научного центра Уральского отделения РАН. 2009. № 4. С. 28-39.

Локализация поисковых объектов на основе частотных и корреляционных преобразований гравитационного и магнитного полей

Рыскин М.И., Волкова Е.Н.

Саратовский государственный университет, кафедра геофизики, Саратов, Россия, riskinmi@yandex.ru

Ключевые слова: локализация, аномалия, трансформация, частотные и корреляционные преобразования.

При поисках нефтегазоперспективных объектов на первый план выходит задача вычленения аномалий, обусловленных локальными геологическими структурами (поднятиями, ископаемыми органогенными постройками и пр.). Эти локальные структуры – источники малоразмерных и малоамплитудных возмущений Δg и ΔT - на гравиметрических и аэромагнитных картах порой проявляют себя в виде слабых вариаций хода изолиний, поскольку гравитационное влияние таких структурных осложнений в значительной степени экранируется мощными глубинными факторами - выступами ы в рельефе плотных и относительно магнитных пород фундамента, глубинными разломами, неоднородностями внутренней структуры фундамента и т.п. Поэтому в нефтяной геофизике любая работа с гравимагнитными данными неизбежно связана с решением этой задачи, которая может быть определена как задача локализации аномалий. Задачи локализации аномалий (и тем самым локализации объектов поиска) решаются за счет разделения полей. В предлагаемом докладе приводятся примеры эффективного разделения гравимагнитных аномалий на основе применения частотных и корреляционных преобразований.

Из способов частотных трансформаций часто используют методику получения остаточных аномалий $\Delta g_{ост.}$ и $\Delta T_{ост.}$ после предварительного осреднения поля в скользящем окне и методику разностной трансформации Саксова-Нигарда. Первая методика хороша своей устойчивостью

(непосредственно выделяется региональная компонента, а локализация происходит лишь в результате ее вычитания из исходного, т.е. суммарного геофизического поля). Размерность этой трансформации, таким образом, совпадает с размерностью анализируемого поля (применительно к полю Δg - мГал). Вторая имеет размерность градиента исходного поля (этвеш) и представляет собой разностный эффект осреднения исходного поля, проведенного в окружностях с двумя разными радиусами – большим R_2 и малым R_1, отнесенный к разности этих радиусов. Тем самым, такая трансформация как бы ориентирует исследователя на вычленение неоднородностей, заключенных в интервале глубин, ограниченных $R_{1(м)}$ и $R_{2(м)}$. Таким образом, используя трансформацию Саксова-Нигарда можно как бы «просматривать» различные интервалы исследуемого разреза и по изменчивости получаемой картины косвенно оценивать его геодинамическую эволюцию.

Здесь уместно напомнить, что над залежами углеводородов в геопотенциальных полях, особенно трансформированных, фиксируются локальные минимумы.

Для локализации объектов поиска может быть также использован корреляционный метод разделения (КОМР) геофизических аномалий [1]. В корреляционном методе осуществляется разделение поля на полезную остаточную составляющую F_o, которая отражает, прежде всего, структуру изучаемого объекта, и помеху, обусловленную другими геологическими факторами. Помеха вычисляется (путем аппроксимации значений поля) в виде многочлена некоторой степени n от координат эталонных точек, заданных на площади исследования. По смыслу это должна быть некоторая региональная составляющая поля F. Она называется "геофизическим фоном" и обозначается F_ϕ.

Значение порядка (степени) n фонового многочлена, которое характеризует сложность помехи в конкретных геологических условиях, заранее не фиксируется. Если помеха, искажающая корреляционную связь между полем и геологической границей, проста по своей структуре, то она может быть достаточно хорошо описана фоном невысокого порядка. Если же она сложно изменяется вдоль плоскости наблюдений, то для ее аппроксимации требуется более гибкий многочлен, т.е. фон более высокого порядка.

Процесс корреляционного разделения контролируется рядом критериев [2], по изменению которых с возрастанием степени фонового многочлена n можно выбрать $n_{опт}$. К числу этих критериев относится $D(F_{o.n})$ − дисперсия остаточной составляющей; при $n_{опт}$ должен достигаться минимум $D(F_{o.n})$.

Метод КОМР может служить эффективным средством прогнозирования геологической характеристики H в тех участках, где она неизвестна. Прогнозирование H становится возможным тогда, когда достигнута достаточно тесная и устойчивая корреляционная связь между H и остаточной составляющей F_o для всей области исследования. Непосредственно

прогнозирование осуществляется с помощью среднеквадратической регрессии H по F_o:

$$H^{(p)} = \beta_0 + \beta_1 F_o; \quad (4)$$

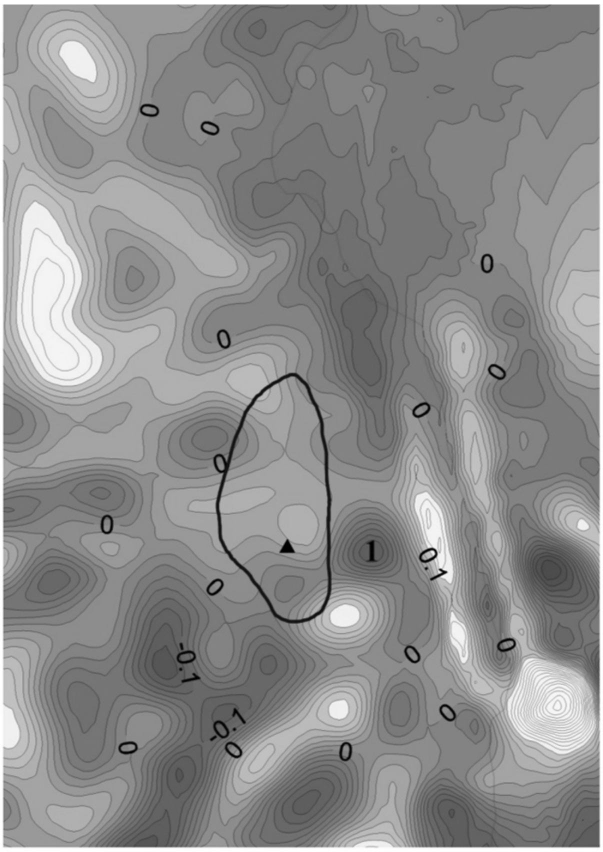
где β_0 и β_1 – коэффициенты регрессии; $H^{(p)}$ – прогнозные значения характеристики H.

О.В. Витвицкий в [3] отметил, что метод КОМР является естественным обобщением традиционного тренд-анализа. Анализ трендов структурных поверхностей, а также отклонений от трендов, как следует из [4], может с успехом применяться для оконтуривания перспективных участков на нефть и газ. В работе [3] показано, что методика КОМР может быть с успехом использована для тех же целей. Но, если в тренд-анализе идея наилучшей аппроксимации структурной поверхности реализуется сразу многочленом $H_{тр}$, то в КОМРе одновременно делается попытка извлечь из поля дополнительную информацию о границе с целью снижения ошибки аппроксимации.

С помощью КОМР можно осуществить анализ соотношения между локальными особенностями геолого-геофизических полей, поскольку именно они определяют значения коэффициентов регрессии βi и, следовательно, могут быть выявлены с помощью данного метода. Он позволяет обнаружить единую локальную «структуру» в совокупности геолого-геофизических полей. «При этом перебор порядков фоновых многочленов (или трендов) позволяет организовать процесс своеобразной фильтрации, когда с ростом порядка фона идет поиск все более тонкой общей «структуры» анализируемых полей. С увеличением степени многочлена значения коэффициента корреляции между H и остаточной составляющей F_o изменяясь, могут перейти через несколько относительных максимумов, что указывает на наличие в анализируемых полях нескольких корреляционно-связанных трендовых остатков при $n'_{опт}$, $n''_{опт}$ и т.д. При этом бо̀льшим $n_{опт}$ отвечает более тонкая «структура» анализируемых полей» [3].

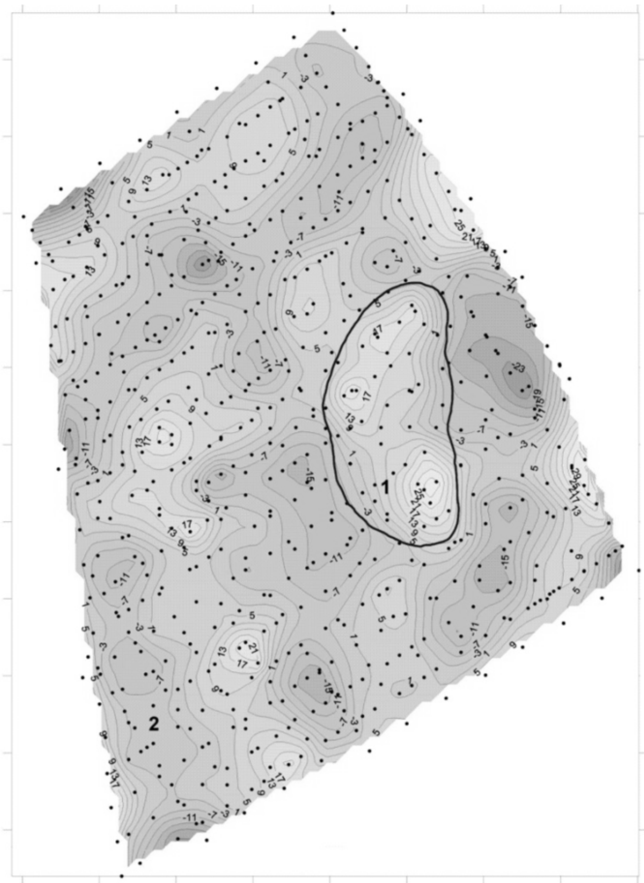
Первая оптимальная регрессия имеет всегда чисто структурную природу, а последующие должны содержать ту часть поля, которая не «вписывается» в структуру Н и, следовательно, может иметь неструктурный характер. Однако и сама структура Н может иметь локальные особенности нескольких порядков, различающихся горизонтальными размерами и для каждого их них корреляционная связь может быть индивидуальна. О неструктурной природе свидетельствует резкое изменение характера связи – смена знака коэффициента корреляции на обратную при переходе от $F'_{ост}$ к $F''_{ост}$ или $F'''_{ост}$. О неструктурной природе говорит также смена знака коэффициентов β. Для практики прогнозирования неструктурного фактора весьма существенно, что при достаточной плотности эталонных точек, в которых заданы геолого-геофизические поля, полезную компоненту $F''_{ост}$ (или $F'''_{ост}$) можно не вычислять. В [3] показано, что она аппроксимирует отклонения от оптимальной регрессии и для ее выявления можно ограничиться построением карты самих отклонений ΔН, или $\varepsilon_{комр}$ ($\varepsilon_{комр}$= $H_{эт}$ - $H_{регр}$) прогнозных значений $H_{регр}$ от эталонных глубин $H_{эт}$, подобных картам $\varepsilon_{тр}$ в [4]. Причем необходимые для

построения таких карт (будем в дальнейшем называть их картами ЭПС) значения ε вычисляются самой программой КОМР. Вычисления и соответствующие построения выполняются и для парного, и для многомерного вариантов методики КОМР. В многомерном варианте для поиска оптимальной регрессии обычно используются оба геофизических поля - Δg и ΔT [3].. Получаемые аномалии (максимумы $\varepsilon_{комр}$) распределены по площади не случайно, а концентрируются над известными залежами нефти и газа [5]. Обусловлены максимумы $\varepsilon_{комр}$ согласно [3] пониженными значениями $\Delta g_{ост}$, так как дефекты плотности в своде ловушки вызывают уменьшение силы тяжести над залежью, а в качестве параметра H в процедуре КОМР задаются глубины, то есть сугубо структурные геологические характеристики. Поэтому максимальные расхождения ΔH локализуются именно там, где в формировании разделяемого поля наиболее активно участвуют факторы неструктурного характера, и в первую очередь нефтегазовый фактор. Автор [5] показывает также, что аномалии ΔH над месторождениями в 2-3 раза превышают фоновые величины.



-контур структуры; ▲- скважина

Рис. 1 Карта аномалий Саксова–Нигарда с радиусами 3 и 5 км.



Разделяемое поле Δg. Степень фонового многочлена n=5.

- контур поднятия · - точка эталонного массива

Рис. 2 Карта ЭПС по сеноманскому горизонту K_2s

Указанные теоретические соображения и экспериментальное их подтверждение использованы в настоящей работе как обоснование к применению методики КОМР для целей оконтуривания потенциальных нефтегазовых залежей.

В качестве наглядных примеров успешной локализации аномалий Δg и ΔT в предлагаемой работе приведены данные по одному из районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

На картах аномалий гравитационного и магнитного полей представляющий поисковый интерес объект – выявленная сейсморазведкой структура – адекватного отображения не получает. Контур этой структуры располагается в «склоновой» части более крупных аномалий – положительной по Δg и отрицательной по ΔT. Однако, на картах остаточных аномалий этот объект локализуется достаточно уверенно, а по карте трансформации Саксова-Нигарда по полю Δg с радиусами 3 и 5 км (рис.1) в контуре поднятия проявляется дифференциация структуры - в южной его части выделяется четкий минимум. Этот минимум примыкает к скважине и, возможно, намечает область наиболее перспективного разуплотнения в контуре поднятия. Т.о. именно по этой трансформации удалось увидеть отображение связанного со структурой месторождения.

Еще более четко дифференциация структуры в ее контуре отобразилась на карте ЭПС (рис.2), полученной в результате корреляционных преобразований.

Единый максимум ЭПС в контуре структуры дробится на два, причем контрастность этого «дробления» закономерно возрастает с ростом n. В неструктурном отношении наиболее перспективным является южный максимум **1**. Тем самым, намечается область наиболее перспективного разуплотнения в контуре поднятия. Таким образом, именно по этим трансформациям впервые удалось увидеть хотя бы частичное отображение месторождения (с четкой адресной привязкой к «нужному» интервалу разреза).

Отсюда можно сделать такое ***заключение***:

во-первых, в суммарном поле Δg присутствуют составляющие, обусловленные гравитационным влиянием структуры как некоей плотностной неоднородности;

во-вторых, эти составляющие не так значительны, чтобы в суммарном поле Δg_{Σ} локализовался отдельный изолированный минимум или максимум.

в-третьих, эти составляющие вероятно генетически связаны с теми глубинными (и не глубинными) элементами структуры, которые проявляются в магнитном поле и его трансформациях.

В целом приведенные данные свидетельствуют о безусловной целесообразности и достаточно высокой эффективности применения частотных и корреляционных трансформаций потенциальных геофизических полей с целью локализации аномалий, связанных с малоразмерными нефтеперспективными объектами в разрезе осадочного чехла.

Литература

1. Жданов М.С., Шрайбман В.Н. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М: Недра.1973.
2. Хвилевицкий М.О., Рыскин М.И. К оценке оптимальности корреляционного разделения геофизических аномалий // Геофизический сборник. Вып. 4. Изд-во СГУ.1981.
3. Витвицкий О.В. Корреляционные преобразования геофизических полей. Состояние и перспективы // Геофизика и математика: материалы 1-й Всесоюзной конференции. М: ОИФЗ РАН. 1999.
4. Дэвис Д. Статистика и анализ геологических данных. М: Мир. 1977.
5. Навальнева В.И. Возможности выделения нефтегазоперспективных участков корреляционным методом // Разведочная геофизика. Вып. 102. Недра.1986.

Результаты применения новых геофизических технологий при решении задач археологии

Слепак З.М.

Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия,
Zakhar.Slepak@kpfu.ru

Ключевые слова: геофизика, археология, антропогенный слой, сохранившиеся остатки строений, памятники архитектуры, прогнозирование.

Известно, что многие памятники истории, культуры и архитектуры минувших столетий, к которым, несомненно, относятся храмы, костелы, церкви, мечети и другие культовые строения, подвергаются частичному или полному разрушению под воздействием землетрясений, наводнений, пожаров, особенно частых в периоды военных конфликтов. Задача их восстановления и сохранения является актуальной и в наши дни. Сохранившиеся остатки строений в антропогенном слое часто бывают перекрыты современными зданиями и сооружениями, усложняющими процесс их обнаружения. Во многих странах проводятся археологические раскопки, приводящие к разрушению самого антропогенного слоя, являющегося объектом исследований, оказывая негативное влияние на геологическую среду и экологию. Важную роль в решении проблемы выявления месторасположения утраченных строений и последующего уменьшении таких воздействий на поверхностные слои планеты может и должна играть геофизика.

Поскольку геофизические измерения, проводимые с земной поверхности, не оказывают негативных воздействий на антропогенный слой, в последние десятилетия они успешно применяются в инженерной геологии и археологии. Изучение строения антропогенного слоя и выявление объектов археологии

является сложной задачей, поскольку создаваемые ими слабые изменения физических полей находятся в пределах возможных точностей измерений применяемых геофизических приборов. Несмотря на это, создание новых геофизических технологий позволяет успешно решать задачи археологии.

Высокая результативность разработанных автором геофизических технологий была продемонстрирована на территории исторического центра г. Казани и участках древних поселений Волжской Болгарии. Их применение позволило с высокой достоверностью определять местонахождение утраченных древних строений, изучать особенности строения антропогенного слоя практически с земной поверхности и решать другие задачи.

Опробование различных геофизических методов при решении археологических задач на территории Архитектурного ансамбля Казанского кремля позволило установить, что наиболее высокой результативностью и оперативностью выполнения полевых измерений характеризуется метод электромагнитного зондирования становлением поля аппаратурным комплексом «Импульс-авто М-1/0-20». По результатам его применения успешно решались такие задачи, как выявление сохранившихся остатков древних строений, трассирование подошвы антропогенного слоя, проведение археологического датирования выявляемых в его пределах напластований. Установление месторасположение фундамента колокольни Благовещенского кафедрального собора, подтвержденное археологическими раскопками, позволило сократить объемы археологических работ. При изучении негативного влияния грунтовых и техногенных вод на Башню Сююмбеки, Губернаторский дворец и крепостные стены особенно эффективным оказалось применение высокоточных гравиметрических измерений в режиме мониторинга [1, 2, 6, 7].

Разработанные технологии геофизических исследований для прогнозирования объектов археологии Казанского кремля применялись при обследовании территории бывшего Казанского Богородицкого монастыря, застроенной современными зданиями и расположенной у восточного склона Кремлевского холма. Проведение геофизического прогнозирования оказалось здесь возможным лишь вдоль отдельных профилей между зданиями и дворовыми постройками, а также на некоторых открытых участках и проездах, перекрытых асфальтом.

Одним из участков, где были проведены геофизические измерения в площадном варианте, оказалась перекрытая асфальтом центральная часть Казанской табачной фабрики. По архивным данным здесь предполагалось месторасположение разрушенного в 30-е годы минувшего столетия собора во имя иконы Казанской Божией Матери (Холодного храма). Электромагнитное зондирование аппаратурным комплексом «Импульс-авто М-1/0-20» выполнено в 90 пунктах геофизических измерений по регулярной сети 2.5×2.5 м. Для определения высот и плановой привязки пунктов проводилось техническое нивелирование.

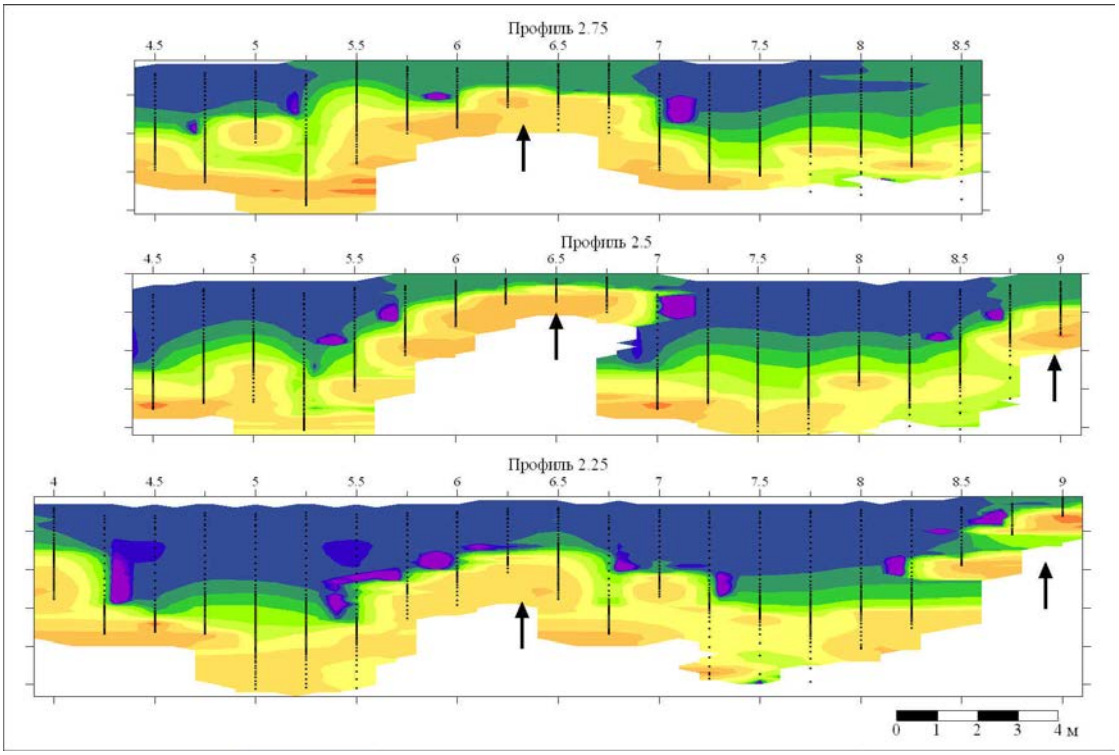


Рис.1. Вертикальные разрезы суммарной электрической проводимости вдоль профилей 2.25, 2.50, 2.75

Рис. 2. Археологический раскоп с сохранившимися остатками апсиды собора во имя иконы Казанской Божией Матери

Результаты измерений вдоль профилей представлены в виде изменений параметра суммарной электрической проводимости S(H), отождествляемых с геолого – геофизическими разрезами, что позволило изучать особенности строения антропогенного слоя и выявлять месторасположение прогнозируемых объектов. На участках профилей 2.25, 2.50 и 2.75 по вертикальным линиям прохождения электромагнитного сигнала определяются глубины их проникновения в пунктах зондирований (рис. 1). По пунктам зондирования с

минимальными глубинами прохождения сигнала определяются наиболее близко расположенные к земной поверхности сохранившиеся остатки прогнозируемого строения. В пикетах 6.25, 6.50, 6.75 профилей 2.25 и 2.75 и в пикетах 6.25, 6.50, 6.75 профиля 2.50 наблюдается резкое уменьшение глубин проникновения сигнала (обозначены стрелками).

Полученные данные позволили предположить возможное наличие под земной поверхностью сохранившихся остатков участка строения дугообразной формы в восточной части собора. При последующих археологических раскопках выявлено месторасположение апсиды собора, подтвердившее результаты геофизического прогнозирования (рис. 2). Использование этих данных и архивных чертежей позволило установить месторасположение всего строения и колокольни. Начинаются работы по их восстановлению.

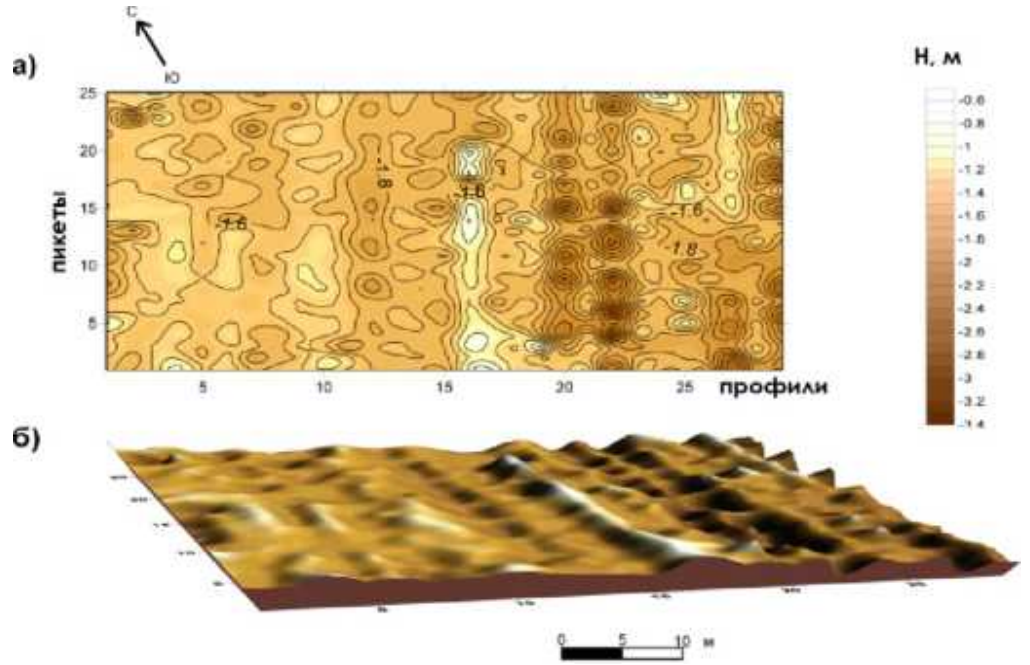


Рис.3. Прогнозируемая поверхность подошвы культурного слоя в Билярском городище. а) – в изогипсах, б) – в изометрической проекции

Вдоль отдельных профилей между строениями также осуществлено прогнозирование сохранившихся остатков ранее разрушенных церквей Рождества Пресвятой Богородицы, Живоначальной Троицы, во имя Сретения Господня и Юго – восточной башни монастыря [3]. Выданы рекомендации для заложения археологических раскопок на участках минимальных глубин проникновения электромагнитного сигнала, что позволит ограничить объемы земляных работ при возможном проведении раскопок. По результатам геофизических измерений на вертикальных разрезах суммарной электрической проводимости некоторых профилей выполнено археологическое датирование отдельных напластований, которое при археологических раскопках проводится лишь фрагментарно [5], Геофизическое прогнозирование позволяет выявлять новую значимую информацию о строении антропогенного слоя. При проведении геофизических измерений на открытых площадках существенно

повышаются возможности изучения подошвы антропогенного слоя и выявляются детали ее строения. Показательным примером могут служить результаты трассирования его подошвы на участке Билярского городища (13 в.), где получили отображение следы улиц древнего города: вдоль ряда профилей выделены «цепочки» углублений, отделяемых локальными возвышениями рельефа, отобразившие следы улиц и дорог, направленных к центру древнего города Биляра (рис.3).

Согласно археологическим исследованиям они могут отражать следы хозяйственных сооружений: ям - кладовок, амбаров-клетей, погребов и пр., расположенных у бывших строений. Их размеры практически соответствуют размерам, определяемым при археологических раскопках. Не менее значимыми являются результаты археологического датирования на некоторых участках Булгарского городища, где по геофизическим измерениям выполнено прогнозирование сохранившихся остатков древних строений и археологическое датирование выявленных внутри антропогенного слоя семи напластований различных периодов [1, 2, 5].

Подтверждение результатов геофизического прогнозирования археологическими раскопками является чрезвычайно важным. Совместное проведение геофизических и археологических исследований позволяет оперативно корректировать выполнение археологических раскопов, уменьшает негативные воздействия на геологическую среду, значительно уменьшая объемы земляных работ и материальные затраты.

Литература

1. Слепак З.М. Геофизика для города. М: ЕАГО. Изд-во «ГЕРС». 2007. 239 с.

2. Слепак З.М. Разведочная геофизика в археологии. Казань: Изд-во Казанского университета. 2010. 222 с.

3. Хафизов Д.И. Главы из книги Святое Знамение России // Православный собеседник. Казань: Изд-во Казан. энергетич. ун-та. 2004. № 1 (6).

5. Хузин Ф.Ш., Ситдиков А.Г. Древняя Казань глазами современников и историков. Казань: Фест. 1996.

6. Slepak Z. Complex geophysical investigations for Studying the Cultural Layer and Remains of Ancient Buildings in the Territory of Kazan Kremlin // Archaeological prospection. John Wiley & Sons, Ltd. 1997. V. 4. P. 207 - 218.

7. Slepak Z. Electromagnetic Sounding and Highprecision Gravimeter Survey Define Ancient Stone Building Remains in the Territory of Kazan Kremlin // Archaeological prospection. John Wiley & Sons, Ltd. 1999. V. 6. P. 147-160.

Распознавание пониженной магнитной активности в обсерваторских данных методами ДМА для уточнения моделей главного магнитного поля Земли

Соловьев А.А., Смирнов А.Г.

Геофизический центр РАН, Москва, Россия, a.smirnov@gcras.ru

Ключевые слова: геомагнитная активность, дискретный математический анализ.

Цель проводимого исследования заключалась в создании нового метода оценки геомагнитной активности, позволяющего описывать поведение геомагнитного поля Земли в целом, в масштабах всей планеты, а также отдельно по каждой обсерватории, и, в частности, анализировать морфологию рядов геомагнитных наблюдений. В рамках данной работы магнитно-спокойные дни выделялись при помощи методов Дискретного математического анализа на данных всех низко- и среднеширотных обсерваторий сети ИНТЕРМАГНЕТ в промежутке с 2012 по 2014 гг. Полученные результаты сравнивались с результатами определения спокойных дней, которые официально приняты Международной ассоциацией геомагнетизма и аэрономии (IAGA). На следующем этапе на основе выделенных дней строились кривые векового хода геомагнитного поля за период 2011.5-2015.5, после чего результат сравнивался с расчетами, полученными согласно модели главного магнитного поля Земли Swarm Initial Field Model [5].

На сегодняшний день активность магнитного поля Земли описывается при помощи так называемых индексов магнитной активности, каждый из которых отражает определенный физический процесс. Наиболее универсальным для оценки магнитной активности по всему Земному шару является Кр-индекс. Он интегрально рассчитывается из значений К-индексов по 13-ти обсерваториям, 11 из которых находятся в Северном полушарии, а 2 – в Южном. Существует еще несколько индексов, созданных для отображения отдельных физических процессов, однако, все возмущения данных индексов находят отражение и в значениях Кр-индекса, поэтому в дальнейшем будем использовать только его.

Кр-индекс был предложен в 1949 г., когда не существовало более-менее регулярной сети магнитных обсерваторий в масштабах Земного шара. В настоящее же время, в виду усовершенствования методики и качества измерений, уже нельзя говорить о магнитной активности как о единичной мере. Вместо этого необходимо использовать все имеющиеся данные. Для этой цели был предложен новых подход к оценке планетарной активности геомагнитного поля Земли, который состоит в следующем.

На базе теории Дискретного математического анализа был создан алгоритм «Мера аномальности» (МА) для анализа временных рядов с целью выделения аномального поведения ряда, отражающего некоторый физический процесс [4]. Данный алгоритм был успешно применен для выделения

аномальных зон на рядах, отражающих быстрые вариации магнитного поля. Новизна проводимого исследования состоит в применении этого алгоритма для выявления не наиболее активных дней, а наоборот, для выявления дней с минимальной активностью магнитного поля. Необходимо отметить, что так как в авроральной зоне возмущения магнитного поля проявляются сильнее всего, для апробации метода мы ограничимся анализом данных с низко – и среднеширотных обсерваторий, где возмущения проявляются не столь существенно.

Суть «МА» применительно к геомагнитным записям заключается в следующем. Пусть есть временной ряд одной из компонент магнитного поля. На его основе строится нечеткая мера аномальности μ, значения которой меняются в пределах от -1 до 1. При этом большие значения меры соответствуют аномальным значениям на исходной записи, а значения, близкие к -1, отражают фоновое поведение магнитного поля. Эмпирическим путем было получено, что значения меры от -1 до 0.4 соответствуют спокойному поведению на исходном ряде; значения от 0.4 до 0.55 – слабо аномальному поведению, от 0.55 до 0.7 – аномальному, а от 0.7 до 1 – сильно аномальному поведению магнитного поля.

Исследование проводится на данных с минутным разрешением, на интервале 1 месяц. Поскольку в одном дне содержится 1440 минут, необходимо выделить такие дни, в которых как можно большее количество измерений имело бы значение меры меньше 0.4. В идеальном случае все 1440 значений будут иметь соответствующую меру меньше 0.4. При этом необходимо учитывать, что если большинству измерений за день соответствует значение нечеткой меры аномальности, меньшее 0.4, но при этом за незначительный временной интервал в течение того же дня наблюдалась повышенная активность магнитного поля со значениями меры, близкими к 1, то такой день уже нельзя считать спокойным.

Для этого введем коэффициент спокойствия $K = \frac{N}{1440}$, где N - количество минут в течение суток, для которых $\mu \leq 0.4$, а 1440 - количество минут в 1 сутках. Таким образом, в идеальном случае данный коэффициент равен 1.

Разработанная в ГЦ РАН программа обработки магнитометрических данных позволяет проводить расчет нечеткой меры аномальности, а также рассчитывает коэффициент спокойствия и ранжирует дни по его убыванию. При этом, если хотя бы одно из значений меры μ за день превышало 0.55, такому дню присваивалось значение коэффициента спокойствия 0.

Таким образом, для проведения статистического анализа полученных результатов и интегральной оценки магнитной активности в масштабах Земли существует два критерия. Во-первых, это медиана M значений коэффициента спокойствия K, рассчитанная для каждого дня по всем обсерваториям, на которых он был выделен как спокойный. И, во-вторых, это количество таких обсерваторий.

Чтобы формализовать оба критерия, был введен функционал

$$Z = 1 - \sqrt{(1-\beta)\cdot(1-M)^2 + \beta\cdot(1-P)^2},$$

где P- процент обсерваторий, на которых день был зафиксирован как спокойный, M - медиана коэффициента спокойствия, $\beta = 0{,}9 -$ весовой коэффициент.

Необходимо отметить, что если построить график медианного коэффициента этих дней в порядке убывания их спокойствия, то получится явно убывающая, хоть и с некоторыми флуктуациями, кривая. Таким образом, необходимо отдать предпочтение второму критерию. Для этого и введены весовые коэффициенты.

На основе функционала Z был проведен статистический анализ полученных результатов. Далее было проведено сравнение спокойных дней, полученных при помощи MA, и спокойных дней, выделенных IAGA-методом с использованием K-индекса.

Сравнение проводилось следующим образом. Во-первых, были сопоставлены 5 самых спокойных дней согласно IAGA-методу и MA. Процент пересечения оказался в районе 60%. Во-вторых, сравнивались 10 самых спокойных дней по MA и по IAGA-методу. Процент пересечения был более высокий и составил порядка 80%. Наконец, проводили сравнение 10 дней по IAGA-методу и всех дней, выделенных при помощи MA. Процент пересечения оказался равен 100%, за исключением двух дней, которые следует рассмотреть подробнее.

Одним из этих дней стало 17 сентября 2014 года. Согласно IAGA-методу, этот день являлся четвертым в рейтинге спокойствия за данный месяц. Однако, при помощи MA этот день не был выделен как спокойный ни на одной из рассматриваемых обсерваторий. На рис.1 наглядно видно, что на протяжении двух достаточно коротких периодов времени на всех обсерваториях наблюдалась повышенная магнитная активность, где амплитуда возмущений была сравнима с амплитудой суточного хода. Вторым днем, не выделенным при помощи метода MA, однако, указанным под номером 8 в рейтинге спокойствия по IAGA-методу, стало 23 июня 2014 года. Ситуация является полностью аналогичной описанному выше случаю.

Существенное преимущество предлагаемого подхода к оценке пониженной магнитной активности состоит в том, что значения нечеткой меры μ рассчитываются с той же дискретностью, с которой проводились измерения. Таким образом, не надо проводить осреднения по какому- либо временному промежутку. Это, в частности, дает возможность проводить оценку морфологии магнитной активности в каждый момент времени, что невозможно при использовании традиционных K-индексов.

Вторым значительным достоинством метода «MA» является то, что не надо проводить расчеты идеальной кривой суточного хода, в отличие от, например, K-индексов. Следовательно, появляется возможность работать не только ретроспективно, но и в режиме квазиреального времени.

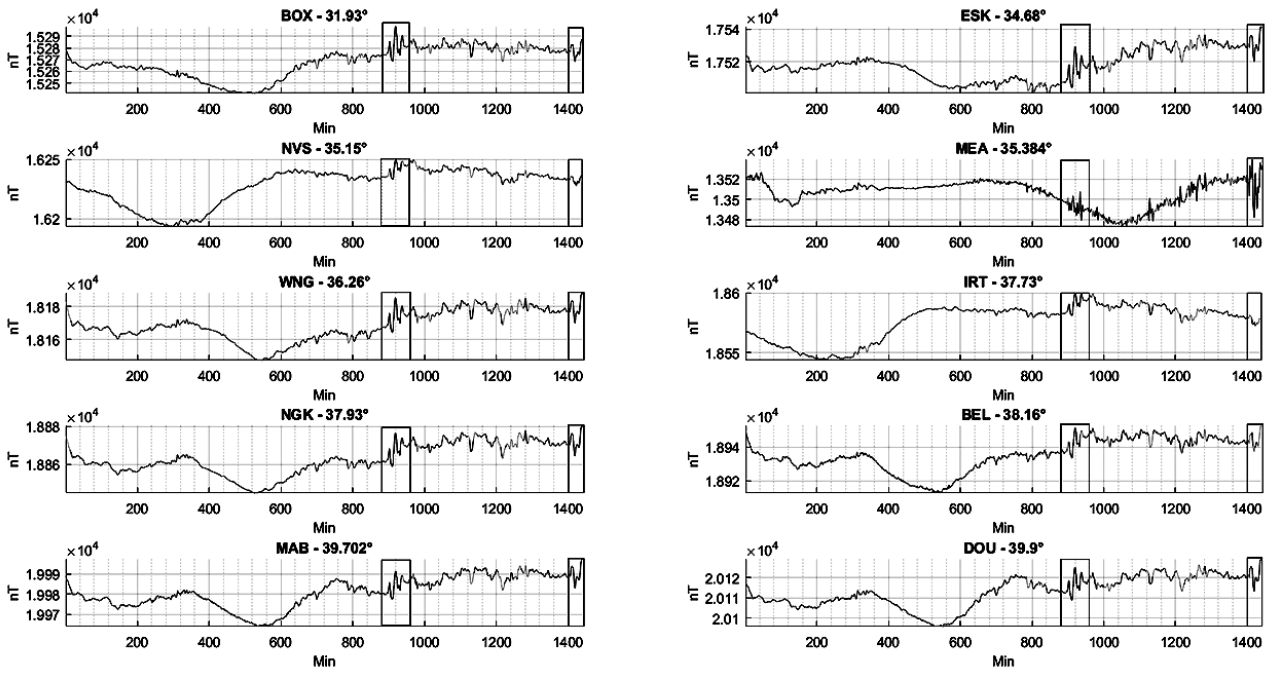


Рис. 1. Графики компоненты X магнитного поля 17 сентября 2014 года на десяти обсерваториях. В период с 880 по 960 минуты, а также с 1400 по 1440 минуты на всех обсерваториях наблюдалась повышенная магнитная активность

Далее, для каждого месяца и каждой из 50 обсерваторий были отобраны значения компонент X, Y и Z за выделенные спокойные дни, которые были выбраны по двум параметрам: $M \geq 0.98$ *и* $Z \geq 0.5$. После этого по выбранным значениям проводилось помесячное осреднение. Обозначим результат $\overrightarrow{B_m} = (X, Y, Z)$. Кроме того, были рассчитаны первые производные полученных данных по времени, представляющих собой кривые векового хода. Для учета периодических годовых сезонных вариаций возьмем $\Delta t = 6$ месяцев, тогда пользуясь численным дифференцированием

$$\frac{d\overrightarrow{B_m}}{dt}(t_m) = \frac{\overrightarrow{B_m}(t_m+\Delta t)-\overrightarrow{B_m}(t_m-\Delta t)}{2\Delta t},$$

где t_m- узел временного ряда.

Полученные графики компонент и их производных были сопоставлены с кривыми, рассчитанными по модели Swarm в географических координатах расположения обсерваторий. На сегодняшний день эта модель главного магнитного поля Земли является наиболее точной, поскольку построена на базе новейших спутниковых измерений беспрецедентного качества. В связи с этим ее вполне уместно использовать в качестве эталона при верификации разработанного нами метода. Необходимо отметить, что если полученные графики компонент *B* различаются достаточно сильно, то графики *dB*/*dt* по модельным и обсерваторским данным имеют высокую корреляцию. Это обусловлено тем, что спутниковые данные являются осредненными по некоторой площадке вокруг обсерватории. Естественно, что амплитуда среднего значения по такой площадке и значения в конкретной точке расположения обсерватории, могут различаться вплоть до сотен нТл. Однако, *поведение* поля будет различаться в пределах такой площадке лишь

незначительно. Поэтому графики производных по времени модельных и наблюденных кривых имеют высокую корреляцию.

Таким образом, был предложен новый подход к интегральной оценке магнитной активности. Он был применен к данным сети обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ за четыре года. Были выделены магнитно- спокойные дни, а также проведено сравнение с общепринятыми методами, выявив при этом некоторые недостатки их использования. Было установлено, что предложенный алгоритм имеет несколько принципиальных преимуществ по сравнению с традиционными К-индексами. На основе определенных дней были построены кривые векового хода геомагнитного поля, а также проведено сравнение с модельными расчетами.

Литература

1. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Злотники Ж., Боннин Ж. Математические методы геоинформатики. III. Нечеткие сравнения и распознавание аномалий на временных рядах // Кибернетика и системный анализ. 2008. Т. 44. № 3. С. 3-18.

2. Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю., Соловьев А.А. Исследование геомагнитного поля и проблемы точности бурения наклонно направленных скважин в арктическом регионе // Горный журнал. 2015. № 10. С. 94-99

3. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Соловьев А.А. Дискретный математический анализ и геолого-геофизические приложения // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 109-125.

4. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Леденев А.В., Злотники Ж., Боннин Ж. Математические методы геоинформатики. II. Алгоритмы нечеткой логики в задачах выделения аномалий на временных рядах // Кибернетика и системный анализ. 2003. № 4. С.103-111.

5. Olsen N. et al. The Swarm Initial Field Model for the 2014 geomagnetic field // Geophys. Res. Lett., 2015. V. 42, doi:10.1002/2014GL062659.

О проблемах аппроксимации рельефа при интерпретации гравиметрических данных

Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, tet@ifz.ru

Ключевые слова: аналитические аппроксимации, рельефа местности, модифицированный метод S-аппроксимаций, комбинирование S- и F-аппроксимаций, регуляризация, интегральный.

Интерпретация гравиметрических данных, вычисление поправок за рельеф, построение карт отклонения отвесной линии и т.п. включают в себя нахождение значений функции, описывающей рельеф местности на

нерегулярной, в общем случае, сети точек. Таким образом, возникает задача восстановления поверхности *D*, точнее – проблема построения той аппроксимации поверхности *D*, которая будет использоваться при вычислении значений функции $g_3(\vec{r}) \equiv -\dfrac{\partial V(\vec{r})}{\partial x_3}$ (производной потенциала по координате x_3) в точках наблюдения $\vec{r}^{(i)}$, $i = 1, 2, ..., N$, $\vec{r}_i = (x_{1i}, x_{2i}, x_{3i})$. Если мы работаем в рамках модели плоской Земли, то поверхность *D* можно представлять себе как функцию двух переменных ξ_1 и ξ_2, параметризующих точки на уровенной поверхности. Тогда учет топографических масс (редукция силы тяжести) производится по приближенной формуле:

$$g_3(\vec{r}) \approx \gamma\sigma \iint_{\Sigma} \left(\frac{1}{R(\xi|_S - \vec{r})} - \frac{1}{R(\xi^{(0)} - \vec{r})} \right) d\xi_1 d\xi_2, \qquad (1)$$

в которой в случае детальных съемок задание плоскости $\xi_3^{(0)} = \text{const}$ должно осуществляться из двух условий:

а) для всех $\vec{r}^{(i)}$ можно использовать (с требуемой точностью) приближенную формулу (1), где Σ есть конечная односвязная область в плоскости переменных (ξ_1, ξ_2);

б) для всех $(\xi_1, \xi_2) \in \Sigma$

$$\xi_3^{(0)} - \xi_3(\xi_1, \xi_2) < 0. \qquad (2)$$

Основная вычислительная процедура состоит в построении, по заданным значениям функции

$$\Delta\xi_3(\xi_1, \xi_2) = \xi_3(\xi_1, \xi_2) - \xi_3^{(0)}, \qquad (3)$$

в совокупности точек $(\xi_1^{(k)}, \xi_2^{(k)})$, $k = 1, 2, ..., K$, аналитической аппроксимации указанной функции, справедливой во всей области Σ, т.е. справедливой во всей области интегрирования. Ясно, что в силу (2) имеем $\Delta\xi_3(\xi_1, \xi_2) < 0$ – для всех $(\xi_1, \xi_2) \in \Sigma$.

Аналитическая аппроксимация $\Delta\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ может быть выполнена с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций, являющегося одним из вариантов метода линейных интегральных представлений, разработанного в общем виде В.Н.Страховым [3, 4, 6], исходя из следующего фундаментального факта: функция, непрерывная на произвольной горизонтальной плоскости (плоскости переменных (ξ_1, ξ_2)), либо даже из более общего класса $L_2(-\infty,+\infty)$ функций, с суммируемым квадратом на плоскости переменных (ξ_1, ξ_2), может рассматриваться как предельные значения некоторой функции трех переменных (ξ_1, ξ_2, ξ_3), гармонической в полупространстве $\xi_3 < 0$, верхнем к заданной горизонтальной плоскости.

Постановка модифицированного метода S-аппроксимаций

Не ограничивая общности, рассмотрим локальный вариант S-аппроксимации, когда сферичностью Земли можно пренебречь. Пусть задано *N* точек наблюдения $M_i = (x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}), 1 \le i \le N$, в которых известны значения

некоторого элемента поля $f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i, 1 \le i \le N$. Если рассматривается вертикальная производная поля, то аппроксимация поля суммой простого и двойного слоев. Далее ставится следующая вариационная задача

$$\Omega(\rho) + \mu\Xi(\rho) = \sum_{r=1}^{R} \iint_D \left(\rho_{1,r}^2(\hat{\xi}) + \rho_{2,r}^2(\hat{\xi})\right) d\mu_r(\hat{\xi}) + \mu\Xi(\rho) = \min_{\rho(\xi)}; \quad (4)$$

$$f_{i,\delta} - \sum_{r=1}^{R} \iint_D \left(\rho_{1,r}(\hat{\xi}) Q_{1,r}^{(i)}(\hat{\xi}) + \rho_{2,r}(\hat{\xi}) Q_{2,r}^{(i)}(\hat{\xi})\right) d\mu_r(\hat{\xi}) = 0, \qquad 1 \le i \le N.$$

где $\rho = (\rho_{k,r}), k = 1,2\ , 1 \le r \le R,\ \hat{\xi} = (\xi_1, \xi_2),\ \mu_r(\hat{\xi})$ – мера, заданная на множестве D_r, $\rho_{1,r}(\hat{\xi}) \in L_2(D_r)$ – плотность r-го простого слоя, $\rho_{2,r}(\hat{\xi}) \in L_2(D_r)$ –плотность r-го двойного слоя, $D = \bigcup_{r=1}^{R} D_r$, где D_r – r-я плоскость, на которой распределены простой и двойной слои, а подынтегральные функции $Q_{1,r}^{(i)}(\hat{\xi})$ и $Q_{2,r}^{(i)}(\hat{\xi})$ имеют следующий вид:

$$Q_{1,r}^{(i)}(\hat{\xi}) = \frac{(x_{3,i} - H_r)}{r_{M\hat{\xi}}^3};$$

$$Q_{2,r}^{(i)}(\hat{\xi}) = \frac{\left(2(x_{3,i} - H_r)^2 - (x_{1,i} - \xi_1)^2 - (x_{2,i} - \xi_2)^2\right)}{r_{M\hat{\xi}}^5}; \quad (5)$$

$$r_{M_i\hat{\xi}} = \sqrt{(x_{1,i} - \xi_1)^2 + (x_{2,i} - \xi_2)^2 + (x_{3,i} - H_r)^2}, 1 \le r \le R, 1 \le i \le N,$$

где H_r – глубина залегания r-ой горизонтальной плоскости функции. Заметим, что в региональном варианте выражения для функций $Q_{1,r}^{(i)}(\hat{\xi})$ и $Q_{2,r}^{(i)}(\hat{\xi})$ в формуле (4) будут другими. Отличие такой постановки задачи от аналогичной ей в классическом варианте метода S-аппроксимаций состоит в наличии функционала качества решения $\Xi(\rho)$ и параметра регуляризации μ. При $\mu = 0$ приходим к классическому варианту метода S-аппроксимаций. Если же варьировать параметр μ от 0 до 1, то получаем семейство решений обратной задачи, в котором при различных значения параметра μ учитывается определенная априорная информация об искомых геологических объектах: геометрия источников поля, их примерная локализация, средняя плотность и т.д. Граничные условия для квадрата нормы невязки, соответствующие различным значениям параметра регуляризации μ и ограниченных как сверху, так и снизу, запишем в следующем виде:

$$\hat{x}^{\mu}: \left(\delta_{min}^{\mu}\right)^2 \le \|A\hat{x}^{\mu} - f_{\delta}\|_E^2 \le \left(\delta_{max}^{\mu}\right)^2, \mu \in [0,1]. \quad (6)$$

Для каждого значения параметра μ находится свое приближенное решение СЛАУ $\hat{x}^{\mu}$ (10), для которого выполняется условие (6). Нижнее и верхнее значения квадрата нормы невязки δ_{min}^{μ} и δ_{max}^{μ} также корректируются для различных значениях параметра μ. Делается это с той целью, что постановка обратной задачи (1)-(4) накладывает определенные ограничения на выбор решения системы. Например, если исследуемая территория характеризуется достаточной геологической изученностью, то функционал качества решения $\Xi(\rho)$ может представлять из себя сумму нескольких функционалов, каждый из которых соответствует определенному ограничению. Из теории катастроф

известно, что даже незначительное изменение функции ведет к изменению ее особенностей. С физической точки зрения это приводит к тому, что меняется поведение всей системы. Решение вариационной задачи (4) при малом изменении параметра регуляризации μ может отображать другие геофизические свойства среды. Поэтому для каждого последующего значения μ постоянные δ_{min}^{μ} и δ_{max}^{μ} необходимо корректировать. Метод был апробирован на ряде модельных и практических примеров. Размерность матрицы системы была большой и очень большой.

Литература

1. Кошляков Н.С., Глинер Э.Б., Смирнов М.М. Основные дифференциальные уравнения математической физики. М: Физматгиз. 1962. 767 с.

2. Лаврентьев М.А., Люстерник Л.А. Курс вариационного исчисления. М-Л: Гостоптехиздат. 1950.

3. Страхов В.Н. Геофизика и математика. М: ОИФЗ РАН. 1999. 64 с.

4. Страхов В.Н, Керимов И.А., Страхов А.В. Линейные аналитические аппроксимации рельефа поверхности Земли // Геофизика и математика: Материалы 1-й Всероссийской конференции. М: ОИФЗ РАН. 1999. С. 198 –212.

5. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Линейные аналитические аппроксимации рельефа поверхности Земли и их использование при вычислении поправок за влияние рельефа местности в гравиметрические наблюдения // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 28-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, Киев, 29 января – 2 февраля 2001 г. М: ОИФЗ РАН. 2001. С. 116-118.

6. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Аналитические аппроксимации элементов потенциальных полей методом интегральных представлений на основе интегральной формулы теории гармонических функций // Основные проблемы теории интерпретации гравитационных и магнитных полей / Сборник научных трудов. М: ОИФЗ РАН. 1999. С. 234-258.

7. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) // Физика Земли. 2002. № 7. С. 3-12.

8. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (локальный вариант) // Физика Земли. 2002. № 2. С. 3-19.

О создании новых методов решения обратных задач геофизики

Степанова И.Э., Раевский Д.Н.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, tet@ifz.ru

Ключевые слова: обратные, интегральный модифицированный, аппроксимации, итерационный, линейные трансформации.

На основе метода интегральных представлений (как линейного его варианта, так и нелинейного), предложенного В.Н. Страховым, можно строить целый комплекс алгоритмов решения обратных задач геофизики и геодезии. Ранее, авторы настоящего доклада предложили для интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных модифицированный метод S-аппроксимаций, который позволяет сочетать простоту постановки обратной задачи с наиболее полным учетом априорной информации.

При построении трансформаций аномалий силы тяжести (нахождении пространственного распределения поля и его производных, разделении полей, осреднении, сглаживании, пересчете их в некоторые другие функции и др.) необходимо учитывать присущее гравитационному потенциалу и его производным так называемое свойство аддитивности.

Наблюдаемые гравитационные аномалии Буге являются суммарными аномалиями, представляющими совокупность аномалий обусловленных структурно-тектоническими особенностями осадочного чехла земной коры, строением кристаллического фундамента, глубинным строением Земли и верхней мантии и другими геологическими факторами.

Как было отмечено ранее [5], любая трансформация гравитационных аномалий выполняется на основе априорных предпосылок (диапазон глубин, в котором заключены источники аномалий, либо минимальные и максимальные значениями градиента поля и др.). При трансформациях полагают, что порядок интенсивности и размеров аномалий силы тяжести соответствуют порядку геологических структур.

К числу важнейших трансформаций гравитационных полей и наиболее широко употребляющимся относятся аналитическое продолжение в верхнее и нижнее полупространство, а также вычисление горизонтальных и вертикальных производных.

Значительное внимание уделялось в разведочной геофизике вычислению производных — высших по отношению к измеряемому элементу поля. Высшие производные необходимо было вычислять для локализации объектов поиска. Высшие производные находятся с погрешностью из-за очевидной некорректности задачи.

Как известно, большинство процедур трансформаций (аналитическое продолжение в сторону возмущающих масс, пересчет в высшие производные потенциала), обладающих наибольшей разрешающей способностью, являются неустойчивыми.

В настоящее время существует большое количество методов трансформации потенциальных полей, достаточно широко опубликованных в геофизической литературе. Недостатком большинства существующих методов является их неадекватность реальной геофизической практике (в них часто не принимается во внимание нерегулярность и разновысотность гравиметрических сетей; присутствуют также и другие идеализации).

Развиваемый В.Н. Страховым в рамках метода интегральных представлений аппроксимационный подход позволяет принципиально по-новому решать ряд вопросов трансформаций потенциальных полей. В данной статье рассмотрены алгоритмы и компьютерные технологии нахождения линейных трансформаций потенциальных полей (нахождение пространственного распределения поля и его производных, разделение полей) на основе модифицированного метода S-аппроксимаций. Приводятся также результаты опробования компьютерных программ на модельных примерах. Подробное описание метода линейных интегральных представлений и, в частности, двух его вариантов: метода F-аппроксимаций (основанного на преобразовании Фурье) и метода S-аппроксимаций (основанного на представлении гармонической функции в виде суммы потенциалов простого и двойного слоев) — приводится в монографии В.Н. Страхова [9].

В данной работе в модельных примерах предполагается, что плотность источников гравитационного поля постоянна. Однако это предположение не ограничивает общности. Результат построения линейных трансформаций зависит существенным образом от свойств матрицы системы линейных алгебраических уравнений, к которой редуцируется задача интерпретации, если мы применяем метод линейных интегральных представлений. Поскольку представления линейные, то умножение плотности на ненулевой множитель влечет за собой пропорциональные изменения компонентов вектора решения системы. Однако, чтобы не привносить в решение задачи дополнительные ошибки при выполнении расчетов на ЭВМ, рекомендуется учитывать норму правой части СЛАУ (системы линейных алгебраических уравнений). Правая часть такой системы представляет собой измеренные тем или иным способом элементы аномального гравитационного поля — силу тяжести, горизонтальный градиент и т.п. Можно осуществлять вычисления и с нормированной правой частью. В этом случае полученный вектор решения СЛАУ необходимо умножить затем на норму правой части.

Решение линейной обратной задачи, найденное с помощью модифицированного метода S- и F- аппроксимаций, может служить нулевым приближением к решению нелинейной обратной задачи по поиску формы и глубины залегания аномалиеобразующих источников. При этом может применяться подход, развитый в работах авторов по имплементации методов теории динамических систем в геофизике.

В работах [7, 8] было описано, как связаны бездисперсионные цепочки Тоды с различными задачами математической физики. Известно, что область на плоскости с достаточно гладкой границей полностью определяется своими гармоническими моментами. Обратные задачи теории потенциала имеют много

общего с теорией фильтрации жидкостей. Например, граница водяной капли (невязкой жидкости) меняется в слое масла (вязкость которого предполагается отличной от нуля) по закону, известному как закон Дарси в теории фильтрации: $\mathbf{v} = \lambda \mathbf{grad}\, p$.

Здесь под p понимается внешнее давление, λ — коэффициент. Внешнее давление является гармонической функцией всюду вне области, за исключением конечного набора точек, в которых производится «накачка». На границе капли давление полагается равным нулю, как и внутри водяной капли, в предположении, что вязкость воды равна нулю. Если справедлив закон Дарси, то сохраняются все внешние моменты плоской области, кроме нулевого, представляющего собой площадь данной области.

Если заданы внешние моменты некоторой области на плоскости, то сама область определяется по ним однозначно. Мы ищем конформное отображение внешности некоторой канонической области, например, единичного круга на внешность искомой области. Известно, что такое отображение единственно в случае звездных относительно некоторой внутренней точки областей на плоскости [1]).

Внешнее давление при этом считается известным, т.е. источники накачки заданы. Искомое конформное отображение определяется по известным моментам области с помощью построения бездисперсионной цепочки Тоды. В роли внешнего давления может выступать и другая гармоническая функция, а также предел непрерывных функций, как это наблюдается в случае восстановления топографии земной поверхности. Таким образом, известные моменты области играют роль независимых переменных, а неизвестные (определяемые внутри искомого источника) — функций, относительно которых и выписывается цепочка уравнений. Подобные задачи на плоскости носят название “Laplacean growth”, что можно трактовать как разрастание водяной капли под действием сил давления, удовлетворяющих уравнению Лапласа. Решение цепочки уравнений (иерархии Тоды) дает так называемая τ – функция, которую можно представлять себе как свободную энергию некоторой динамической системы. Вторые производные данной функции по соответствующим переменным и позволяют найти моменты области.

Литература

1. Евграфов М.А. Аналитические функции. М: Наука. 1991. 448 с.
2. Лаврентьев М.А., Люстерник Л.А. Курс вариационного исчисления. М-Л.: Гостоптехиздат. 1950.
3. Степанова И.Э. Апробация методики S-аппроксимаций на материалах детальной гравиметрической и магнитометрических съемок // Геофизический журнал. 2007. Т. 28. № 1. С.97-105.
4. Степанова И.Э. Построение линейных трансформаций аномальных потенциальных полей с использованием S- аппроксимаций // Геофизический журнал. 2008. Т. 29. № 5. С. 191-201.

5. Степанова И.Э. Метод R-аппроксимаций при интерпретации данных детальной гравиметрической и магнитометрической съемок // Физика Земли. 2009. № 4. С. 17-30.
6. Степанова И.Э. Метод R-аппроксимаций при интерпретации данных гравимагниторазведки, Геофизический журнал. 2009. Т. 31. № 3. С. 53-62.
7. Степанова И.Э. О применении методов теории динамических систем к решению нелинейных обратных задач геофизики // Физика Земли. 2013. № 2. С. 1-10.
8. Степанова И.Э. Применение бездисперсионных цепочек Тоды при решении обратных задач геофизики и геодезии // Вопросы геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 39-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского. Воронеж, 30 января - 02 февраля 2012 г. С. 259-260.
9. Страхов В.Н. Геофизика и математика. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 64 с.

Возможности электроразведки ЗМПП при поисках кимберлитовых тел на территории Финляндии

Стогний Вас.В.[1], Коротков Ю.В.[2], Стогний В.В.[3]

[1]Geomodel Technology, Чехов, Россия, v.stogny@gmail.com
[2]Северный (Арктический) федеральный университет им. М.В. Ломоносова, Архангельск, Россия
[3]ФГБОУ ВО «Кубанский государственный университет», Краснодар, Россия

Ключевые слова: Кимберлитовая трубка, электроразведка, зондирования методом переходных процессов, online обработка полевых данных.

На территории Финляндии открыто несколько десятков кимберлитовых трубок. Электроразведочные исследования были проведены на четырёх известных кимберлитовых трубках, расположенных в центральной части Финляндии, в пределах кимберлитового поля Каави-Куопио. Цель работ заключалась в изучении возможностей технологии зондирований методом переходных процессов (ЗМПП) при выделении кимберлитовых трубок в электромагнитном отклике. Вмещающими породами являются раннедокембрийские метаморфические образования Карельского кратона Фенноскандинавского щита, характеризующиеся высокими значениями удельного электрического сопротивления (десятки тысяч Ом·м). Перекрывающие отложения четвертичного возраста, как правило, имеют небольшие мощности в интервале 0,5−22 м и характеризуются высокими значениям удельного электрического сопротивления, в силу чего они существенного влияния на результаты ЗМПП не оказывают, поскольку не экранируют нижележащие геологические образования.

Эффективность электроразведочных исследований ЗМПП при поисках кимберлитовых трубок определяется, как правило, конкретными физико-геологическими условиями районов исследования [1, 2]. Для оценки возможностей ЗМПП в условиях кимберлитового поля Каави-Куопио были выполнены опытные работы на четырёх участках, в пределах которых находятся трубки № 10, 12, 17 и 21. Исследования ЗМПП проводились в площадном варианте однопетлевой установкой размером 50 × 50 м с использованием аппаратуры TEM-FAST 48HPC. Расстояние между точками измерения вдоль профиля составляло 25 или 50 м, расстояние между профилями − 50 м. Ток генераторных импульсов поддерживался на уровне 1−3 А. На каждом из участков выполнено не менее 50 зондирований.

Обработка полевых измерений выполнена в разработанной нами web программе TDEM Geomodel (www.geomodel.info), которая позволяет проводить первичную обработку полевых материалов, инверсию и выполнять построение карт кажущегося удельного электрического сопротивления на разноглубинных уровнях, а также интенсивности сигнала на различных временах измерения. Для расчёта грида используются алгоритмы интерполяции: “Inverse distance to a power”, “Inverse distance to a power with nearest neighbor searching”, “Moving average”, “Nearest neighbor”, “Linear interpolation”. Программа позволяет выбирать различные цветовые шкалы, линейный или логарифмический масштаб построения, а также изменять прозрачность слоя карты, значения минимума и максимума для расчёта цветовой шкалы.

Программа TDEM Geomodel даёт возможность импортировать (экспортировать) данные, измеренные с аппаратурой Цикл-5, Цикл-7, TEM-FAST 48HPC, WalkTEM, TerraTEM, ProTEM, аэроэлектроразведки ЗМПП и др. Она поддерживает индустриальные форматы обмена электроразведочных данных: USF (универсальный формат зондирований) и AMIRA TEM + CHN.

Наиболее простым и эффективным способом обработки с целью выделения аномалий от кимберлитовых тел является построение карт интенсивности сигнала на различных временах измерения. Как пример, на рис. приведен план изолиний нормированной ЭДС E_z/I участка кимберлитовой трубки № 12. Сама кимберлитовая трубка выделяется контрастной аномалией интенсивности электромагнитного поля с отношением аномалия/фон, превышающим 7.

Согласно полученным данным все четыре исследованные кимберлитовые трубки, которые попали в контуры участков опытных электроразведочных работ ЗМПП, проявляются контрастными аномалиями нормированной ЭДС сигнала становления электромагнитного поля во временном интервале 15−50 мкс, на более поздних временах аномалия от кимберлитовых тел обычно затухает. Такое поведение электромагнитного поля свойственно небольшим локальным проводящим телам, находящимся в высокоомной среде [2]. При увеличении размера кимберлитовой трубки, её проводимости и мощности перекрывающих пород аномалия смещается на более поздние времена измерения переходного процесса.

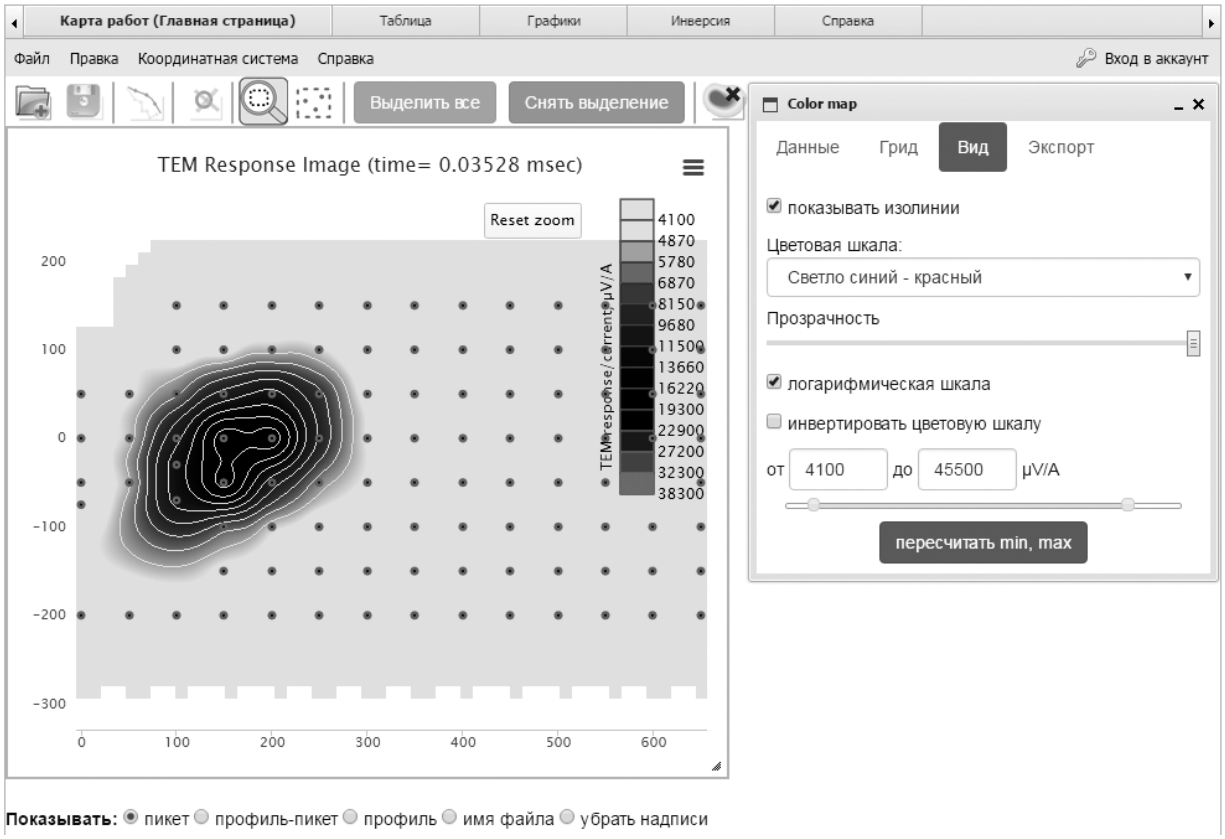


Рис. 1. Пример обработки участка работ кимберлитовая трубка № 12 в программе TDEM Geomodel

Необходимо отметить, что аномалия от кимберлитовой трубки практически не видна на картах интенсивности кажущегося электрического сопротивления при использовании линейной шкалы. Распределение значений удельного электрического сопротивления подчиняется логарифмическому закону, поэтому в большинстве случаев, за исключением карт интенсивности измеренного сигнала, где могут быть и отрицательные значения, необходимо использовать логарифмическую шкалу.

Таким образом, по результатам площадной съёмки ЗМПП уверенно выделяются все кимберлитовые трубки кимберлитового поля Каави-Куопио, которые попали в контуры участков опытных электроразведочных работ. Контрастность аномалии интенсивности электромагнитного поля, обусловленная кимберлитовой трубкой, обычно более чем в 5 раз превышает фоновые значения во временном интервале 15−50 мкс. Можно предположить, что электроразведка ЗМПП будет эффективна для поисков кимберлитовых тел в геоэлектрических условиях Карельского кратона. Процесс обработки в программе TDEM Geomodel позволяет качественно выполнять большие объемы работ в сжатые сроки и подготавливать для технического отчета необходимую документацию. Программа обладает высоким быстродействием и позволяет обрабатывать в одном блоке сотни точек ЗМПП.

Литература

1. Стогний В.В.. Стогний Вас. В. Рудная электроразведка. Электрические зондирования: учеб. пособие. Якутск: Изд-во Якутского ун-та. 2004. 153 с.

2. Стогний Вас. В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск: Изд-во «Малотиражная типография 2D». 2010. 121 с.

Сейсмогенерирующие структуры Северо-Западного Кавказа по результатам интерпретации гравитационного поля

Стогний Г.А., Стогний В.В.

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,
stogny_vv@mail.ru

Ключевые слова: гравитационное поле, сейсмичность, сейсмогенерирующая структура, мегаантиклинорий, Большой Кавказ, литосферная плита.

Начиная с 1990-х гг. формирование сейсмичности Кавказа обычно рассматривают в рамках плитной тектоники, а к сейсмогенерирующим структурам относят области взаимодействия плит либо микроплит. Следует отметить различное положение границ плит (микроплит) на имеющихся схемах тектонического строения Черноморского региона. Так, по А.Н. Вардапетяну [5], граница Черноморской микроплиты с Евразийской плитой соответствует южному ограничению последней. В.Г. Казьмин с соавт. [6] за северную границу Восточно-Черноморской микроплиты принимает надвиги форланда горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. В работе [9] предполагается связь верхнемантийных землетрясений северо-западного Кавказа с зоной псевдосубдукции, которая выделена по размещению гипоцентров землетрясений на глубинах от 33 и более 100 км. И.П. Габсатарова с соавт. [1] акцентируют внимание сейсмологов на связь землетрясений Северо-Западного сегмента Большого Кавказа и прилегающей акватории Чёрного моря с Анапской и Сочинской поперечными тектоническими зонами.

К определяющим глубинным сейсмогенерирующим структурам на наш взгляд необходимо отнести тектонические нарушения различного ранга и петроплотностные неоднородности (астенолинзы, интрузии, блоки различной плотности) литосферы, находящие отражение в гравитационном поле. С этой целью был выполнен анализ низкочастотной составляющей гравитационного поля Большого Кавказа (редукция Буге, $\sigma = 2{,}67$ г/см^3) на уровнях аномальной области и региональных максимумов и минимумов (рис. 1) и разработана схема строения верхней части земной коры его Северо-Западного сегмента.

Северо-Западный сегмент Большого Кавказа практически полностью в плане соответствует северному флангу Черноморской аномальной области,

представленной крупным (300 × 600 км) гравитационным максимумом амплитудой до 200 мГал. Северная её гравитационная ступень осложнена Новороссийским, Сочинским и Гагрынским локальными максимумами (рис. 1). Амплитуда локальных максимумов до 20–25 мГал, а размеры их по длинной оси составляют в среднем 60 км.

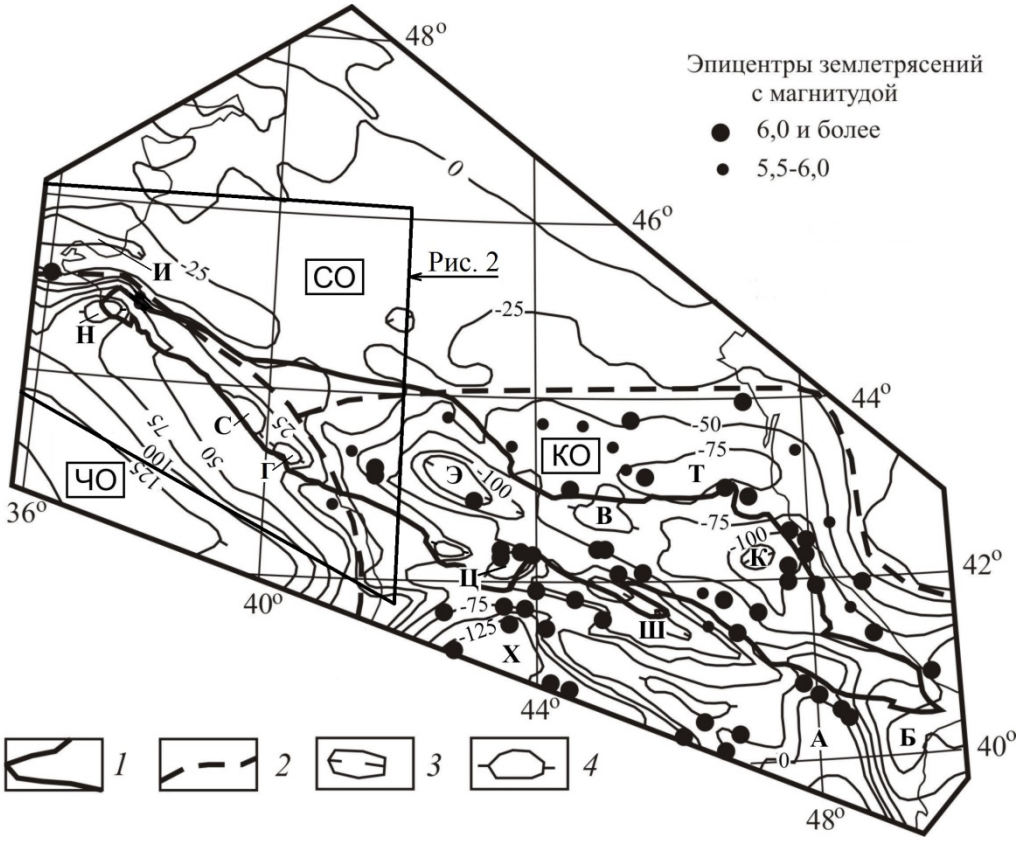


Рис. 1. Схема низкочастотной составляющей гравитационного поля и эпицентров землетрясений с M > 5,5 Большого Кавказа. Составлена с использованием данных [2−4]: 1 – контур мегаантиклинория Большого Кавказа по [2]; 2 – границы аномальных областей гравитационного поля: ЧО – Черноморская, СО – Скифская, КО – Кавказская; 3 – региональные гравитационные минимумы: И – Индоло-Кубанский, Э – Эльбрусский, К – Кубачинский, Т – Терский, Ш – Ширакский, Б – Бакинский, Х – Ахалкалакский; 4 – гравитационные максимумы региональные: В – Верхнетерский, А – Араксский; локальные: Н – Новороссийский, С – Сочинский, Г – Гагрынский, Ц – Цхинвальский.

Скифская аномальная гравитационная область в тектоническом отношении отвечает Скифской плите, фрагментарно захватывая предгорный Предкавказский прогиб. Структура её мелко-мозаичная: многочисленные локальные аномалии амплитудой 5−10 мГал имеют разное простирание. Исключение составляет Индоло-Кубанский гравитационный минимум в юго-восточной части аномальной области амплитудой более 25 мГал.

Кавказская аномальная область в плане соответствует Центральному, Восточному и Юго-Восточному сегментам Большого Кавказа, Терско-Каспийскому предгорному прогибу и системе Закавказских срединных массивов и предгорных впадин. Кавказская аномальная область в низкочастотной составляющей – это крупный гравитационный минимум амплитудой более 100 мГал.

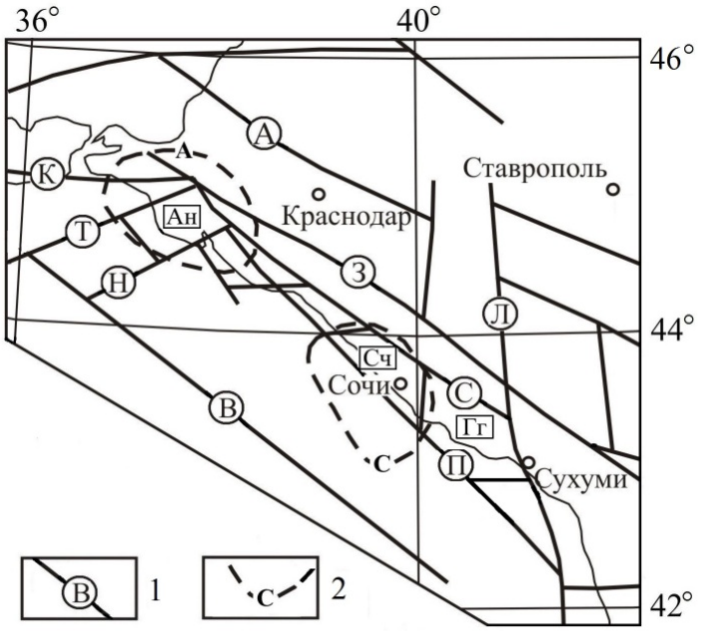


Рис. 2. Схема строения верхней части земной коры Северо-Западного сегмента Большого Кавказа по анализу гравитационного поля: 1 – разломы: А – Азово-Кубанский, В – Восточночерноморский, К – Керченский, Т – Таманский, Н – Новороссийский, З – Западнокавказский, С – Северозападный, П – Причерноморский, Л – Лабинский; 2 – контуры сейсмоактивных районов Северо-Западного сегмента: А – Анапский, С – Сочинский. Буквами обозначены сейсмогенерирующие блоки консолидированной коры: Ан – Анапский, Сч – Сочинский, Гг – Гагрынский. Контур рис. 2 показан на рис.1.

Для землетрясений Северо-Западного сегмента Большого Кавказа в отличие от Центрального и Восточного сегментов характерны магнитуды от 3,5 до 5,0 при высокой концентрации эпицентров в переходной зоне континент-акватория Чёрного моря. Пространственное распределение эпицентров землетрясений имеет узловой характер. Обычно выделяются Анапский и Сочинский сейсмоактивные районы Большого Кавказа [7]. Землетрясения с $M > 5$ произошли главным образом в пределах Анапского сейсмоактивного района: Нижнекубанское 09.10.1879 г. ($M = 6,0$), Анапское 12.07.1966 г. ($M = 5,5$) и Нижнекубанское 09.11.2002 г. ($M = 5,0$).

Анапский и Сочинский сейсмоактивные районы Большого Кавказа приурочены к локальным блокам, выделенным соответственно в контурах Новороссийского и Сочинского локальных гравитационных максимумов (рис. 1), осложняющих северную гравитационную ступень Черноморской аномальной области. В нашей интерпретации это Анапский и Сочинский высокоплотные жесткие блоки консолидированной коры северного фланга Восточно-Черноморского геоблока (рис. 2). Аналогичная ситуация приуроченности эпицентров сильных землетрясений Олёкминской группы (Нюкжинское 05.01.1958 г. с M = 6,5, Олёкминское 14.09.1958 г. с M = 6,4, Тас-Юряхское 18.01.1967 г. с M = 7,0) Байкало-Станового сейсмического пояса к Курультинскому блоку гранулитов (Каларский гравитационный максимум) [8].

Анапский сейсмоактивный район, кроме того, контролируется узлом пересечения Западнокавказского, Керченского и Северозападного глубинных разломов. Тектонический рисунок данного района позволяет предположить, что Анапский блок «вдавливается» в северо-восточном направлении в фундамент Скифской плиты.

Сочинский сейсмоактивный район, контролируемый в его континентальной части одноимённым блоком консолидированной коры, ограничен Северозападным и Причерноморским глубинными разломами.

Таким образом, анализ элементов тектонического строения консолидированной коры и эпицентров землетрясений Северо-Западного сегмента позволяет отметить приуроченность Анапского и Сочинского сейсмоактивных районов к локальным объектам – жестким блокам консолидированной коры и ограничивающим их межблоковым разломам.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 16-45-230343.

Литература

1. Габсатарова И.П., Никонов А.А., Каменская О.П., Фрейфель Л.Д. Реконструкция макроскопических полей землетрясений Северо-Западного Кавказа с целью уточнения сейсмической опасности региона // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга». 2016. С. 117−122.

2. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1:500 000 / Гл. редактор Д.В. Наливкин. М: НПО «Аэрогеология». 1978.

3. Годзиковская А.А. Каталог землетрясений Кавказа // http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/catrudat.html.

4. Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. редакторы П.П. Степанов, М.А. Якушевич. М..: ВНИИ «Геофизика». 1990.

5. Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т. 19. № 6. С. 1066−1075.

6. Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 600–610.

7. Маловичко А.А., Габсатарова И.П. Сейсмическая опасность и сейсмический мониторинг Причерноморья Российской Федерации // Экологический вестник научных центров черноморского экономического сотрудничества. 2012. № 1. С. 98–105.

8. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.

9. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. Краснодар: Кубан. гос. ун-т. 2009. 213 с.

Полевые гравиметрические эксперименты и их результаты

Тимофеев В.В., Волкова Е.Н.

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия, VolkovaEN@info.sgu.ru

Ключевые слова: гравиразведка, вариации гравитационного поля, геологическая среда, структурный признак, гравиметр, космогонические факторы.

На кафедре геофизики геологического факультета был создан комплекс экспресс – методов полевой геофизики, предназначенный для выполнения задачи прямого прогнозирования нефти и газа.[1] В этом комплексе гравиразведка заняла традиционное место способа выявления аномалий гравиметрического поля Δg, а также исследования их связи с флюидами или структурой.

В процессе высокоточной съемки в марте 2016 года, проводимой авторами в рамках прикладных задач апробации комплекса экспресс – методов, приборами были зафиксированы особенности прямого и обратного хода гравитационной съемки. Полученные значений Δg были проанализированы и далее мы попытались увязать выявленные закономерности с временными вариациями, что и послужило причиной дальнейших исследований, направленных на поиск связи между поведением вариации поля Δg и геологическим строением территории. [2-5]

Дискретные, относительные замеры значений приращений ускорения силы тяжести Δg были выполнены в стационарных условиях в двух областях с разным геологическим строением.

Местоположение первого пункта эксперимента характеризуется привязкой к локальной депрессии местности с моноклинальным залеганием плоско-параллельных слоёв геологического разреза (район города Саратов). В рамках данной геологической ситуации были осуществлены систематические замеры на одной точке в течение 30 дней. Результаты измерений нашли свое отражение в 30 графиках, составленных для каждого суточного интервала. Исходя из

анализа полученных графиков, были сделаны выводы о том, что средний сдвиг 0-пункта в течение суток варьируется в пределах 3-7 микроГал, а средняя суточная амплитуда изменения параметра Δg составляет 4-9 микроГал. Построенные на основании замеров графики позволили выявить попутно инструментальные достоинства гравиметра, участвующего в измерениях. Т.к. в соответствии с инструкцией к данному прибору, дрейф 0 – пункта должен был составить меньше 0.2 микроГал в сутки, однако фактический показатель не вышел за пределы 0,16 микроГал не только в сутки, но и за месяц, что является бесспорным преимуществом применяемого гравиметра.

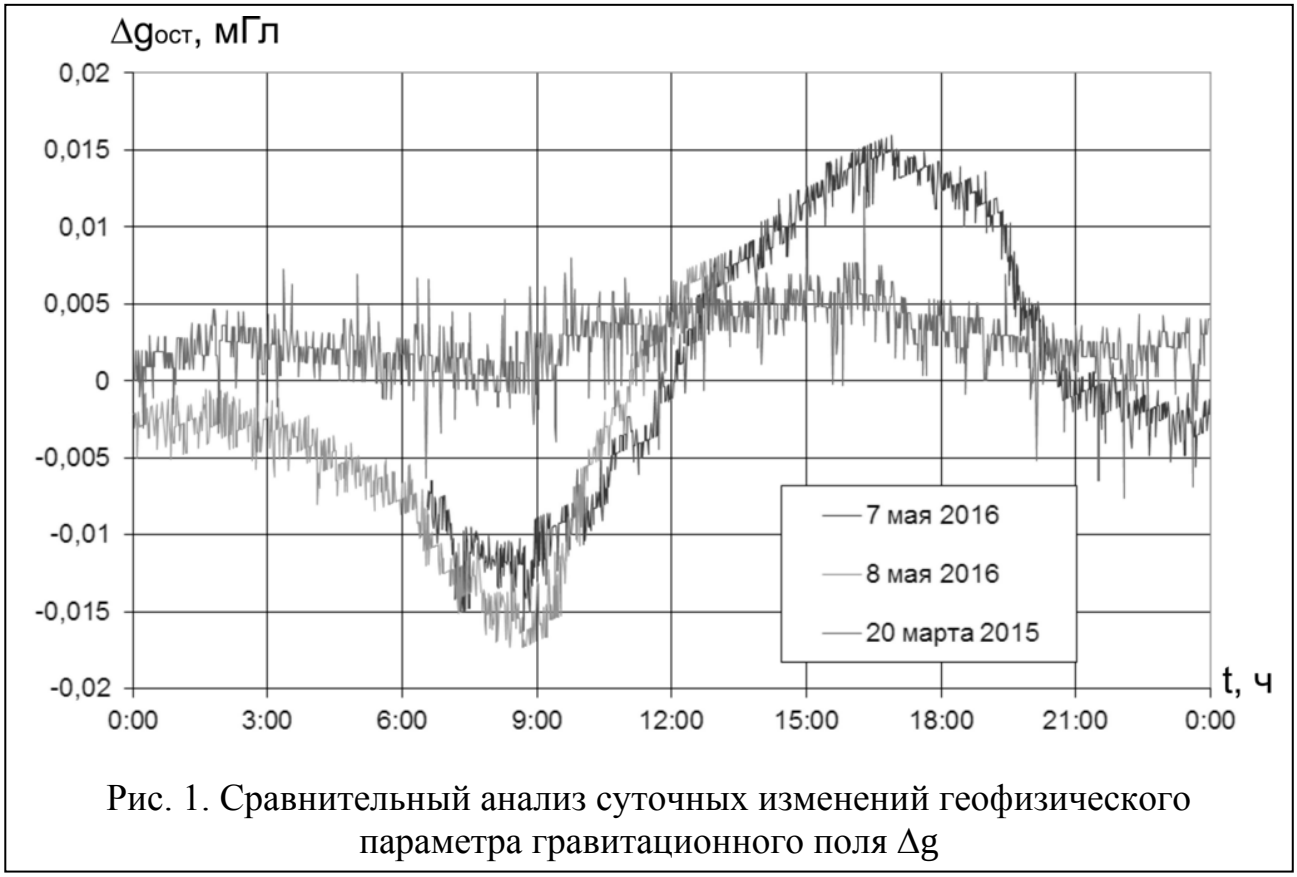


Рис. 1. Сравнительный анализ суточных изменений геофизического параметра гравитационного поля Δg

Несоответствие результатов теоретическим тезисам позволяет сделать кардинальный вывод. Представляется, что формулы, призванные редуцировать силы тяготения Луны и Солнца в процессе гравиразведочных работ учитывают различные космогонические факторы, основанные на глобальных процессах. Локальные же эффекты, связанные с индивидуальными условиями многообразной геологической среды проявляются яркими нелинейными образами, что может служить поисковым признаком структурного и вещественного фактора геологического разреза в задачах прогноза ресурсной привлекательности лицензионных участков.

Вторым месторасположением эксперимента был выбран пункт в пределах склона Соколовогорской структуры города Саратова. К сожалению, синхронность замеров на двух пунктах была невозможна в связи с наличием только одного прибора. Измерения на втором пункте проводились в мае 2016 года в дни новолуния. Описания результатов проводимых исследований

сравнили с описанием замеров, сделанных на первом пункте территории Саратова. Сравнительный анализ суточных графиков охватил разные календарные дни, но неизменно включал только дни расположения луны в зените, т.е. дни новолуния, что, по мнению авторов, воссоздало условия равного влияния лунно-суточного притяжения. Напомним, что программа, установленная в гравиметре Синтрекс, позволяет компенсировать гравитационное влияние Луны и Солнца и, исходя из теоретического постулата, конфигурация суточных графиков значений параметра гравитационного поля ожидалась линейной. Фактически же были получены кривые синусоидального характера на Соколовогорской структуре и соответствующем месторождении и квазилинейная конфигурация проявилась на графике, построенном по значениям, зафиксированным гравиметром в пункте расположения территории, приуроченной тектонически к моноклинальной горизонтально-слоистой геологической среде (рис. 1).

Литература

1. Способ геофизической разведки месторождений нефти и газа / Рыскин М.И., Волкова Е.Н., Михеев С.И., Шигаев В.Ю., Фролов И.Ю. Заявка на изобретение 2009, 117565/28(024 137) от 12.5.2009. Положительное решение 4 мая 2010.
2. Мельхиор П. Земные приливы. М: Мир. 1968. 482 с.
3. Антонов Ю.В., Антонова И.Ю., Волкова Е.Н. Результаты синхронных наблюдений лунно-солнечных вариаций силы тяжести в различных широтах (гг. Саратов и Бишкек) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2010. Вып. 1. С. 213-217.
4. Антонов Ю.В., Антонова И.Ю. Запаздывание приливной волны на суше // Геофизика. 2013. № 6. С. 48–51.
5. Longman I.M. Formulas for Computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun // Journal of Geophysical Research. 1959. V. 64. No. 12. P. 2351–2355.

Комплексная инверсия геофизических данных при изучении УВ систем на акваториях

Тихоцкий С.А.[1], Токарев М.Ю.[2], Никишин А.М.[2], Даудина Д.А.[3]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, sat@ifz.ru
[2] Геологический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия
[3] OMV E&P, Ставангер, Норвегия

Ключевые слова: комплексная интерпретация, месторождения углеводородов на шельфе, создание историко-генетических моделей формирования УВ систем.

В современных условиях залогом успешного и стабильного наращивания ресурсной базы является освоение новых и нетрадиционных месторождений углеводородов, в том числе и в первую очередь – на шельфе морей. При этом разведка таких месторождений, прогноз их перспективности и рентабельности добычи имеют ряд существенных особенностей, связанных с высокой стоимостью разведочного бурения на акваториях, недостатком или полным отсутствием данных геофизических исследований скважин и непосредственных исследований кернового материала. В такой ситуации единственным источником информации являются данные региональных исследований, а также геофизические и геохимические данные.

Важнейшим способом достоверной интерпретации геофизических данных в условиях отсутствия значимой априорной информации является проведение максимально широкого комплекса исследований и построение, на этой основе, взаимоувязанных объёмных моделей УВ-системы, согласованных со всеми имеющимися материалами и геологическими представлениями. В результате удаётся оценить широкий комплекс физических свойств горных пород, а также - смоделировать историю их формирования, что повышает достоверность определения их литологии, коллекторских свойств и флюидонасыщенности.

Необходимо отметить, что комплексная интерпретация при решении различных поисково-разведочных задач, в том числе – на углеводороды, широко применялась и ранее, в 70-80-е годы XX века. Однако качество и характеристики геофизических материалов тех лет существенно отличались от современных. В частности, в большинстве случаев исследования выполнялись по системе профилей, а точности набортных съёмок были существенно ниже. Также иными были и вычислительные возможности, которые играют одну из определяющих ролей при комплексной интерпретации. Качественно другими были и требования к результатам интерпретации. Все это требует создания новых методов и алгоритмов.

В состав современного комплекса геофизических исследований на акваториях могут входить:

- 3D сейсмические исследования МОВ-ОГТ;
- площадная набортная гравиметрическая и магнитометрическая съёмка;
- электроразведка по системе профилей;
- придонный пробоотбор и анализ проб методами геохимии.

Целью комплексной интерпретации является планирование дальнейших геолого-разведочных работ, в том числе - уточнение площадей под разведочное бурение. Следовательно, в задачи комплексной интерпретации входит выделение нефтегазоносных комплексов, прогноз наличия и качества нефтегазоматеринских отложений, коллекторов, флюидоупоров и прочих элементов УВ системы, определение времени ГАК, выделение перспективных объектов, оценка прогнозных ресурсов и рисков.

Нами выполнено обобщение принципов и подходов к комплексной интерпретации геолого-геофизической информации. На основе опыта практического применения комплексной интерпретации предложена схема и

последовательность комплексной интерпретации, направленная на решение вышеперечисленных задач изучения элементов УВ-системы (рис. 1).

Наиболее информативным методом, очевидно, является сейсморазведка ОГТ, поставляющая информацию о структуре, положении границ раздела и распределении скорости сейсмических волн. Вместе с тем, в условиях отсутствия данных ГИС обработка и интерпретация данных сейсморазведки, в частности – проведение акустической инверсии, затруднены.

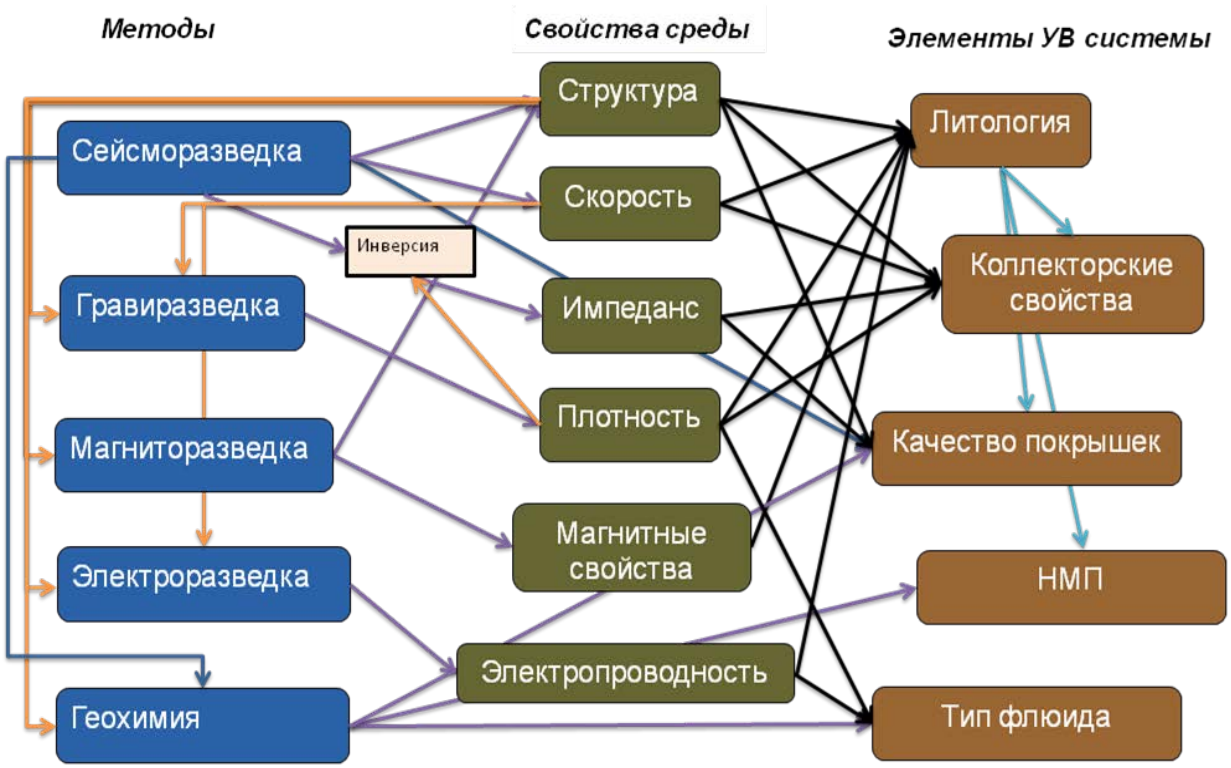


Рис. 1. Принципиальная схема комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных при изучении УВ-систем

На практическом примере изучения шельфовой УВ системы демонстрируется, что привлечение данных гравиразведки позволяет не только получать информацию о плотностях пород, согласованную с аномалиями силы тяжести, но также повышает достоверность сейсмической инверсии, при отсутствии на площади данных бурения. Демонстрируется возможность использования плотностной модели среды в качестве низкочастотной модели для калибровки на абсолютные значения акустических импедансов. Построенная низкочастотная модель учитывает имеющийся структурно-стратиграфический каркас, поскольку в рамках него осуществлялось построение объемной плотностной модели при интерпретации данных гравиразведки.

Кроме того, в ходе комплексной интерпретации данных сейсморазведки и гравиразведки получаются регрессионные зависимости плотность-скорость, которые несут информацию о литологии, пористости и флюидонасыщенности отдельных комплексов. Анализ распределения отклонений плотности и

скорости от указанных регрессионных зависимостей позволяет выделить участки сейсмокомплексов с различной пористостью и типом флюидонасыщения.

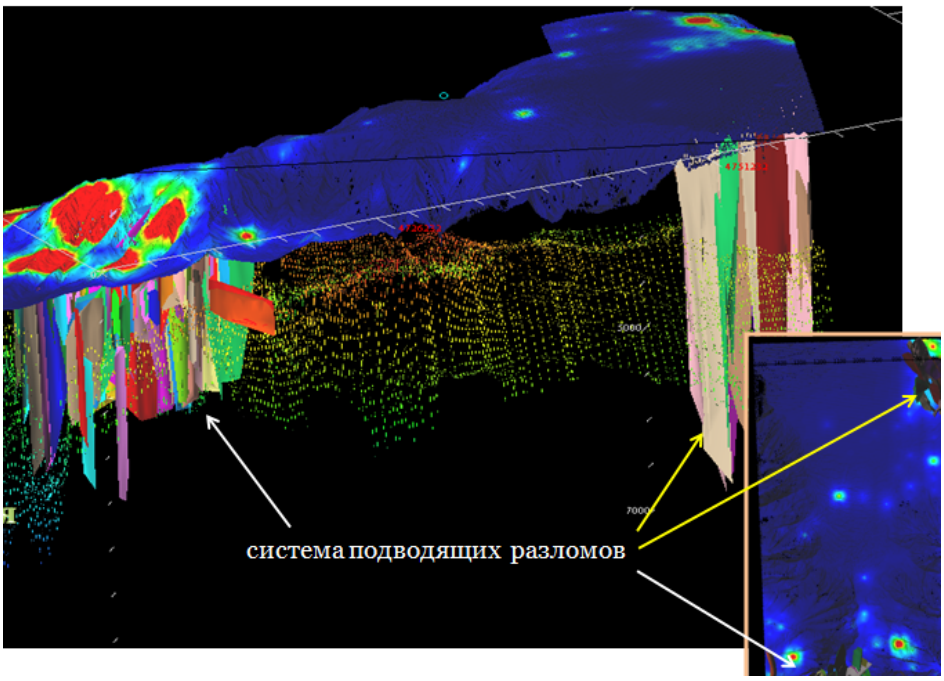


Рис. 2. Пример корреляции между распределением аномалий CH4 в донных осадках и кубом когерентности сейсмических данных, маркирующим систему подводящих разломов

Привлечение данных магниторазведки даёт большой объём дополнительной информации о литологическом составе пород. Во-первых, данный комплекс позволяет достоверно различать рифовые и погребённые вулканические постройки. Во-вторых, удаётся выделить в преимущественно карбонатном разрезе терригенные комплексы с большим объёмом ферримагнитных минералов. Комплексная интерпретация этой совокупности признаков помогает сформулировать основные положения геологической истории развития изучаемой площади.

Привлечение данных электроразведки даёт дополнительную информацию об электропроводности, что позволяет различать водонасыщенные и нефтенасыщенные коллекторы. При решении обратной задачи электроразведки перспективным является использование принципа структурного подобия планов электропроводности и скорости сейсмических волн.

Результаты инверсии данных электроразведки позволяют, в ряде случаев, дать ответ на принципиальные вопросы о природе различных комплексов. В частности, удается эффективно выделять высокоомные толщи, такие как соляные отложения, которые, в свою очередь, могут являться покрышками при формировании УВ залежей. Локальные аномалии электропроводности могут служить дополнительным методом оценки пористости.

Важнейшую роль в уточнении УВ потенциала участков шельфа играют данные геохимии. Помимо традиционного геолого-геохимического анализа материалов придонной геохимической съёмки, оценки масштабов генерации и миграции УВ на исследуемом участке и прилегающем регионе, необходимо применять комплексный, как качественный, так и количественный анализ данных геохимии и геофизики.

В результате удается установить закономерные связи между УВ-аномалиями в придонных отложениях и структурно-тектоническими особенностями недр, а также – конкретными сейсмическими атрибутами (рис. 2).

Важнейшим результатом комплексной инверсии данных является создание историко-генетической модели формирования УВ системы, которая, в свою очередь, является основой для моделирования процессов генерации, миграции и накопления УВ.

Предложена методика выделения и оценки перспективности нефтегазогенерационных комплексов на основе комплексного анализа результатов комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, а также – оценки геологического риска.

Аппроксимационный метод приведения магнитных данных к полюсу

Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Муравьев Л.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия, mlev@igeoph.net

Ключевые слова: магнитное поле, аппроксимация, сингулярный источник, нелинейная оптимизация, параллельные вычисления, видеопроцессор, CUDA.

При изучении глубинного строения земной коры часто возникает потребность строить горизонтально-слоистые модели среды. Существует методика определения трехмерных поверхностей намагниченных слоев земной коры на основе интерпретации измерений вертикальной компоненты магнитной индукции [3, 4]. Но магнитные съемки в основном выполняются аппаратурой, измеряющей модуль геомагнитного поля T, и аномальное магнитное поле литосферы представлено значениями ΔT_a. В практике магнитного моделирования вертикальную составляющую просто заменяют на модуль ΔT_a, поскольку для северных территорий России наклонение вектора индукции геомагнитного поля превышает 70º. Мы представляем алгоритм вычисления вертикальной составляющей аномального магнитного поля для более корректного применения методов решения трехмерных обратных задач магнитометрии. Преобразование основано на аппроксимации аномалий модуля магнитной индукции набором сингулярных источников и последующем

вычислении вертикальной компоненты поля от подобранного распределения и приведении данных к полюсу.

Для трехмерной аппроксимации магнитных аномалий набором сингулярных источников нужно выбрать оптимальный класс модельных объектов. В работе [2] предложено использовать в качестве модельных тел отрезки с произвольным направлением вектора намагниченности. Каждый отрезок описывается девятью параметрами: координаты концов и составляющие намагниченности. Предложено использовать отрезки, однородно намагниченные вдоль либо своего направления, либо выбранного пользователем (например, совпадающего с направлением нормального геомагнитного поля). Тогда количество подбираемых параметров каждого модельного отрезка снижается до семи, что увеличивает устойчивость решения. Прямая задача магнитометрии для отрезка решается в элементарных функциях, что влияет на скорость вычислений.

Для аппроксимации строится функционал, связывающий сумму квадратов разности между наблюденным и вычисленным аномальным магнитном полем в точках измерения с набором параметров системы намагниченных отрезков. Минимизация этого функционала выполняется методами, использующими сопряженные направления. Нами проведено исследование различных методов нелинейной оптимизации для решения данной задачи и установлено, что модификация Поляка – Рибьера сходился быстрее других.

Условиями остановки итерационного процесса выбрано: достижение требуемой точности подбора; длина шага метода два раза подряд была меньше заданного значения (в такой ситуации метод «топчется на месте»); норма градиента два раза подряд меньше заданной погрешности (в этом случае метод «находится» около критической точки). Для устойчивой сходимости метода и сохранения физического смысла (например, отрезки не могут располагаться выше поверхности точек измерения поля) решение искалось на выпуклом компактном множестве при заданных постоянных ограничениях на параметры.

Разработанный метод был реализован в многопоточной программе на языке Си, которая использует вычислительные возможности современных графических процессоров (GPU) NVidia, опираясь на библиотеку CUDA и ее расширение cuBLAS. Для управления процессом вычисления создана программная оболочка «подбор стержнями», обеспечивающая генерацию начального распределения стержней, задание начальных условий и отображение исходных данных и результатов вычислений. Исходные данные задаются с учетом рельефа поверхности наблюдений [6].

Тестирование показало пригодность метода для аппроксимации магнитных аномалий в трехмерном варианте полями однородно намагниченных отрезков. Опробование разработанного метода было выполнено на нескольких практических примерах.

Для части Уральского региона (между 48-72° в.д. и 60-68° с.ш) выполнено вычисление компонент аномального геомагнитного поля по известному распределению его абсолютного значения. Исходные данные: аномальное значение модуля магнитного поля и нормальное магнитное поле, пересчитаны в

проекцию Гаусса-Крюгера [7]. Полный подбор составил задачу размерности 28 199 стержней на сетке из 1 048 333 точек задания магнитного поля. Решение данной задачи на видеопроцессоре заняло порядка 8 минут на каждую итерацию на одном GPU NVidia GTX Titan Black [1].

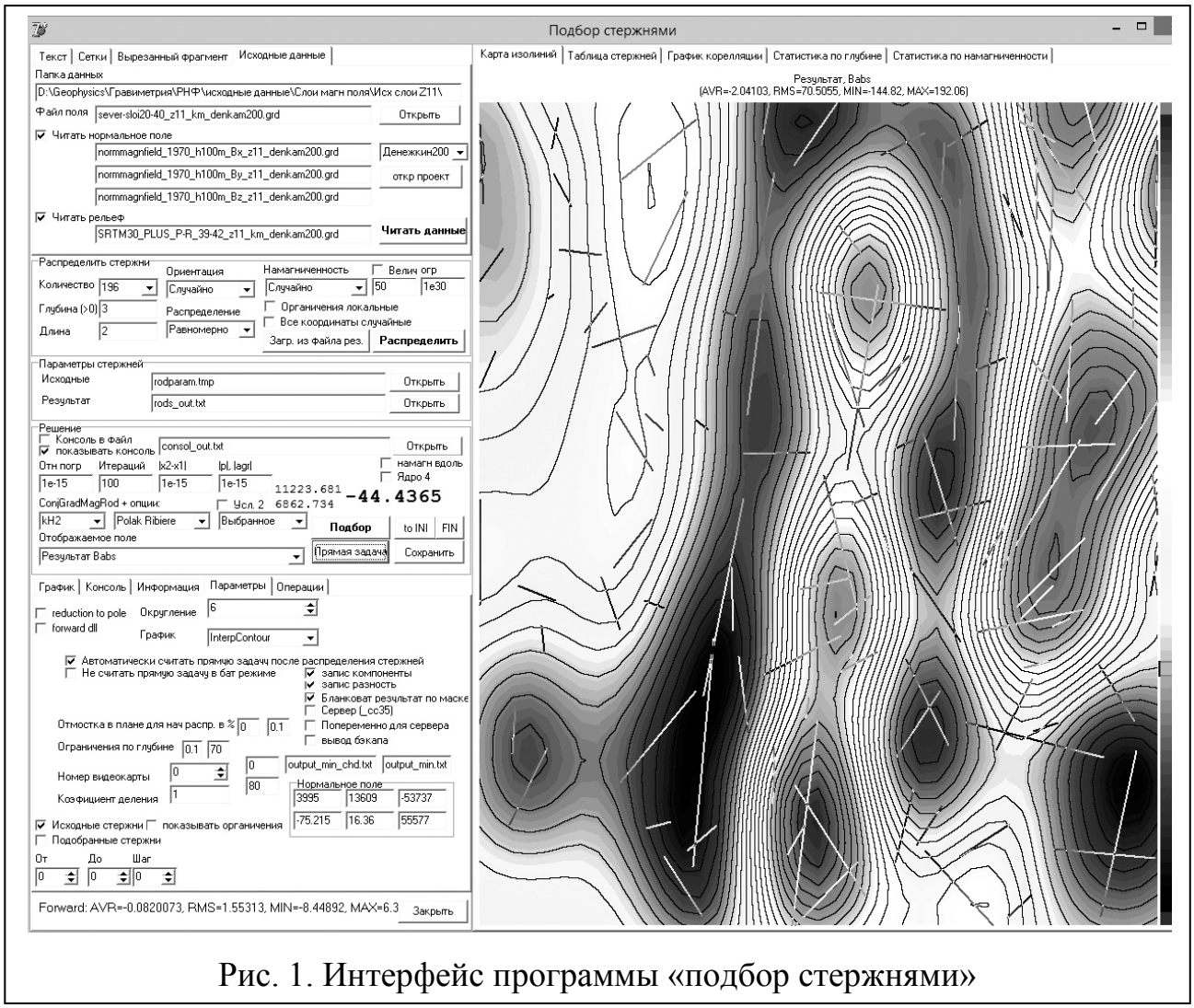


Рис. 1. Интерфейс программы «подбор стержнями»

Аналогичный подбор выполнен для региональной составляющей аномального магнитного поля того же участка. Региональная компонента вычислена методом повысотной трансформации [5, 8]. Затем выполнены вычисления компоненты Z_v при вертикальной намагниченности всех источников. Несмотря на то, что исследования проводятся для приполярного региона, направление геомагнитного поля близко к вертикальному (наклонение 74-80º), однако расхождения между аномалиями ΔT_a и Z_v значительные. Эпицентры аномалий Z_v смещены к северо-северо-востоку относительно эпицентров аномалий ΔT_a, причем расстояние достигает порой 20-40 км (рис. 2).

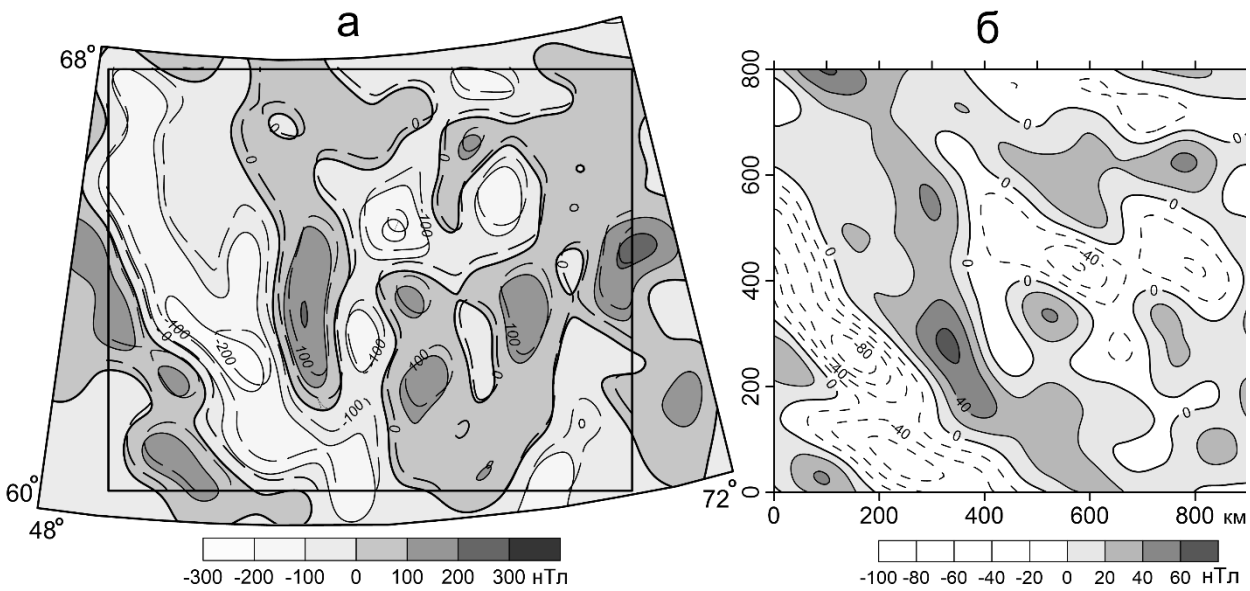


Рис. 2. Результат определения вертикальной компоненты Z_v региональных магнитных аномалий, изолинии приведены через 100 нТл, ΔT_a – сплошными линиями, Z_v – пунктирными линиями (а); разность $\Delta T_a - Z_v$, изолинии приведены через 20 нТл (б)

Параллельная программная реализация показала высокую эффективность на сетках большой размерности. Разработанный алгоритм аппроксимации аномального магнитного поля также может быть использован для разделения источников аномалий.

Литература

1. Бызов Д.Д., Муравьев Л.А. Вычисление вертикальной компоненты геомагнитного поля с помощью аппроксимации его модуля системой намагниченных отрезков // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 24–28.

2. Майер В.И., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Численная оптимизация при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Физика Земли. 1985. № 5. С. 46–57.

3. Мартышко П.С., Рублев А.Л., Федорова Н.В. Метод нахождения поверхностей намагниченных слоев земной коры // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 61-66.

4. Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Рублев А.Л., Цидаев А.Г. Магнитная модель северо-восточной части Европы // Геофизические исследования. 2013. Т.14. № 2. С. 25-37.

5. Федорова Н.В., Мартышко П.С, Гемайдинов Д.В., Рублев А.Л. Компьютерная технология выделения магнитных аномалий от слоев земной коры и результаты ее применения для северной части Евразии // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 58–66.

6. Muravyev L. Global digital elevation models in regional geophysical investigations // XIVth International Conference – Geoinformatics: Theoretical and

Applied Aspects. (Kiev, Ukraine, 2015). DOI: 10.3997/2214-4609.201412418.

7. Muravyev L., Byzov D. Geomagnetic field value calculation in Gauss-Kruger projection associated coordinate system // XIVth International Conference – Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. (Kiev, Ukraine, 2015). DOI: 10.3997/2214-4609.201412395

8. Fedorova N.V., Martyshko P.S., Gemaidinov D.V., Rublev A.L. Computer technology for highlighting the magnetic anomalies from the deep layers of the Earth's crust // XIVth International Conference – Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. (Kiev, Ukraine, 2015). DOI: 10.3997/2214-4609.201412426.

Тектонофизическая характеристика территории Екатеринбургского мегаполиса по комплексу геолого-гравиметрических данных

Филатов В.В.[1], Болотнова Л.А.[2]

[1] Владимирский государственный университет, Владимир, Россия
[2] Уральский государственный горный университет,Екатеринбург, Россия,
L.bolotnova@yandex.ru

Ключевые слова: Екатеринбургский мегаполис, геологическая среда, тектонофизический анализ гравитационного поля, сейсмичность, современные движения дневной поверхности, тектоника.

Важнейшим фактором в истории формирования и развития Земли было и остаётся гравитационное взаимодействие масс. Разделение вещества по плотности, его перемещение под действием силы тяжести и другие процессы, деформируя земную кору, способствуют образованию различных по масштабу, форме и механизму пликативных и дизъюнктивных структур; определяют естественное напряженное состояние геологической среды и её сейсмический режим. Плотностные неоднородности являются причиной тектогенеза и в то же время источниками поля силы тяжести.

Между количественными характеристиками напряженно-деформированного состояния среды и поля силы тяжести установлена функциональная зависимость [1]. Эта зависимость позволяет вычислять характеристики деформации среды по результатам измерения силы тяжести. Метод анализа результатов измерения силы тяжести, основанный на этой зависимости был назван методом тектонофизического анализа поля силы тяжести. Нами этот метод в совокупности с другими данными был использован для решения различных геологических задач, в частности, для изучения напряжённо-деформированного состояния геологической среды на территории Екатеринбургского мегаполиса с целью оценки её сейсмичности [1,2].

Территория Екатеринбургского мегаполиса существенно урбанизирована. Поэтому силовая нагрузка на геологическую среду здесь высокая. Эта нагрузка

привела к изменению её естественного напряженного состояния и к нарушению её равновесия, которое проявляется в различных динамических событиях: сейсмичность, современные движения, горные удары и другие события.

Сейсмичность. Инструментальные сейсмические наблюдения на Урале были начаты в 1913 г. С 1913 по 2001 год на Урале произошло 69 событий, из которых только одно событие, произошедшее 7 августа 1914 г. в 50 км к северо-западу от г. Екатеринбурга, было отнесено к тектоническим землетрясениям; его магнитуда равна 5, глубина до гипоцентра 26 км. Средняя глубина очагов остальных событий составляет 1-2 км, т. е. они находятся в той части земной коры, которая освоена горными работами в связи с эксплуатацией месторождений.

В северо-западном пригороде г. Екатеринбурга 24 сентября 1996 г. было зарегистрировано сейсмическое событие магнитудой около 1; 10 октября 1997 г. такое же по интенсивности событие было зарегистрировано в юго-восточном пригороде г. Екатеринбурга. Оба события являются техногенными, их очаги находились вблизи дневной поверхности. Последнее тектоническое землетрясение произошло в ночь с 18 на 19 октября 2015 года с эпицентром в Нижнесергинском районе магнитудой 4,2 с глубиной гипоцентра в 10 км. Таким образом, 98,5 % сейсмических событий Среднего Урала имеют техногенную природу [3 - 5].

Современные движения. Как и сейсмичность, современные движения являются следствием эндогенных процессов, а их характер в значительной мере определяется свойствами и строением литосферы. По современным представлениям, литосфера имеет иерархическое строение и представляет собой совокупность вложенных друг в друга блоков, размеры которых подчиняются закону автомодельности. Границами блоков являются зоны разломов; по ним происходит движение блоков, которое определяется по результатам повторных высокоточных нивелировок с помощью спутниковой системы *GPS* геодезического класса. Разломы, как и блоки, образуют иерархические последовательности от отдельных трещин до глубинных структур планетарного масштаба. Иерархия в строении геологической среды проявляется в иерархии ее физических полей.

Результаты вычисления скоростной и деформационных характеристик представлены на двух карт масштаба 1:2500 000 [6]. Из анализа этих карт следует, что поля градиентов и характеристик деформации дифференцированы как по величине их значений, так и по знакам. Это указывает на то, что земная кора Урала действительно расчленена на блоки различных рангов (размеров), границами которых служат глубинные разломы также различных рангов. Эта закономерность является следствием повышенной тектонической мобильности зон глубинных разломов; особенно активны узлы пересечения разломов различной ориентировки. Повышенная тектонодинамическая активность присуща не только глубинным разломам, но и разломам других, более высоких рангов.

Геологическая среда в пределах Екатеринбургского мегаполиса сильно дислоцирована, и характеристика современных движений подтверждает это.

При длительных интервалах измерений среда в динамическом отношении близка к равновесию, а при кратковременных она, состоящая из большого числа блоков малых размеров, представляет собой «клавишную» структуру, блоки в которой перемещаются друг относительно друга с относительно большой скоростью. При таком динамическом режиме в среде не может накапливаться упругая энергия, поскольку она будет повсеместно и постоянно расходоваться, переходя в кинетическую энергию движения блоков. Об этом свидетельствует и чрезвычайно низкий уровень сейсмической активности территории мегаполиса.

Индикатором блочно-клавишной структуры мегаполиса являются, в частности, переломы и разрывы водопроводных труб. По данным МОУП «Водопровод», ежегодно в г. Екатеринбурге происходит около 1000 аварий, большая часть которых обусловлена движением блоков по разломным зонам. Анализ мест аварий показал, что они почти равномерно распределены по всей территории мегаполиса. Для них характерна повторяемость, когда они происходят помногу раз в одном месте. Такая характеристика аварийности свидетельствует о стабильности динамического режима, как в пространственном, так и временном отношениях. Большая плотность мест аварий еще раз подтверждает вывод о сильной дислоцированности геологической среды.

Использование спутниковой системы GPS геодезического класса позволило установить еще более точную закономерность в характере современных движений в разломных зонах. Длительные наблюдения за изменением координат реперов с дискретизацией измерений от первых секунд до десятков минут выявили кратковременные изменения величин смещений и деформации с различными периодами. Наиболее отчетливо в этом процессе выделяются гармоники с периодами от 30 до 60 мин. Относительная величина горизонтальных смещений реперов при этом достигает $(1{,}0\text{-}1{,}2)\cdot 10^{-3}$, вертикальных $(1{,}5\text{-}2{,}5)\cdot 10^{-3}$.

Таким образом, мониторинг показывает, что существует не только пространственная, но и временная иерархия современных движений, которая является следствием иерахичности строения геологической среды.

Тектоника. Анализ данных инженерно-геологических изысканий, морфоструктурный анализ рельефа дневной поверхности и глубины залегания подземных вод, данных геологической съемки свидетельствуют, что участок земной коры, на котором расположен г. Екатеринбург, нарушен многочисленными тектоническими нарушениями различных рангов, ориентировок и кинематических типов, в совокупности образующих крупный тектонический узел, центр которого расположен между Свердловским и Шарташским гранитными массивами. В этом узле находится большая часть мегаполиса. Вышеупомянутые зоны нарушения сплошности верхней части земной коры, по-видимому, представляют собой элементы системы планетарной трещиноватости. Выделяются субмеридиональные и субширотные зоны, а также диагональные к ним зоны северо-восточного и северо-западного направлений. Эти структуры, вероятно, были активизированы палеозойской

тектоникой и омоложены в мезокайнозойское время. Большая часть из них проявляет активность и на современном этапе, способствуя возникновению аварий на линиях подземных коммуникаций. Известно, что присутствие поровых вод в породах в зонах разломов увеличивает ее подвижность. Относительное перемещение блоков среды здесь может повышаться в 3-10 раз по сравнению с ненарушенной средой.

На территории Екатеринбурга субмеридиональные разломы и трещины - это структуры сжатия. Они имеют характер преимущественно всбросо-надвигов. Субширотные структуры – это структуры относительного субгоризонтального растяжения. Диагональные структуры северо-западного и северо-восточного направлений имеют характер сколовых (сдвиговых) разрывов и трещин [7].

Тектонофизический анализ поля силы тяжести. Естественное напряжённое состояние геологической среды в районе мегаполиса обусловлено её плотностной неоднородностью в виде интрузивных массивов кислого, основного и ультраосновного состава (Верх-Исетский, Свердловский, Шувакишский, Уктусский, Шарташский, Широкореченский). Эти массивы определяют и основные черты поля силы тяжести, результаты измерения которого и были использованы при тектонофизическом анализе. Расчеты компонентов тензора чистой деформации верхней части земной коры свидетельствуют, что первая и вторая главные оси деформации на большей части территории мегаполиса ориентированы субмеридионально и субширотно, т. е. перпендикулярно и параллельно простиранию основных палеозойских тектонических структур, а соответствующие этим осям деформации являются растяжениями и сжатиями.

Напряжения растяжения и сжатия будут способствовать в этом случае активизации разрывов типа сдвигов. Этот вывод о современной активности разломов под действием гравитационных сил подтверждается следующими экспериментальными данными: широким развитием глубоких карманов выветрелых пород по контактам даек гранит-порфиров в осевых зонах разломов, проявлением в рельефе дневной поверхности новейших тектонических движений в форме линейных неотектонических впадин (долины и поймы рек), наличием линейных флексурно-разрывных зон, являющихся границами между зонами относительных воздыманий и опусканий и радиально концентрических структур [8].

Деформационная характеристика геологической среды. Геологическая среда в пределах Екатеринбургского мегаполиса в значительной мере сложена различными метаморфическими породами. Изучение деформационных свойств горных пород показывает, что вторичные структурно-деформационные изменения, которым подверглась порода при метаморфизме, приводят к уменьшению ее прочности. Среда, состоящая из таких пород и в структурно-тектоническом отношении представляющая крупный тектонический узел, находящийся в режиме растяжения, должна быть потенциальной на проявление динамических событий, частых, но невысокой интенсивности. Накопление упругой энергии будет происходить и в такой среде. Но ввиду ее невысокой

прочности из-за большого количества деструктивных элементов разрядка напряжений будет происходить при низком уровне упругой энергии. Об этом свидетельствуют наблюдаемые динамические явления: современные движения дневной поверхности, землетрясения, разрывы водопроводных труб (трубопроводов).

Своеобразным индикатором блочно-клавишной структуры геологической среды являются переломы и разрывы водопроводных труб. Большая плотность мест аварий указывает на значительную раздробленность геологической среды.

Оценка сейсмичности. Из сравнения величины потенциальной энергии, необходимой для разрушения водопроводных труб, с энергией землетрясений, следует, что в геологической среде нет условий для накопления упругой энергии, необходимой для инициирования землетрясений большой интенсивности. Суммарное количество энергии, которое выделяется в геологической среде в течение года, оценивается величиной, соответствующей землетрясению с магнитудой не более 3.

Из оценки деформационного состояния геологической среды в районе Екатеринбургского мегаполиса следует, что геологическая среда мегаполиса под действием гравитационных сил находится в состоянии, близком к разгружаемому. В структурно-тектоническом отношении геологическая среда представляет тектонический узел, образованный пересечением большого числа разломов различной ориентировки и поэтому обладает низкими прочностными свойствами. Поэтому вероятность сейсмического события магнитудой более 1 на территории мегаполиса мала [9].

Литература

1. Филатов В.В., Болотнова Л.А. Гравиразведка. Метод тектонофизического анализа гравитационного поля. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 2015. 284 с.

2. Болотнова Л.А., Филатов В.В. Гравиразведка. Тектонофизический анализ гравитационного поля Екатеринбургского мегаполиса. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 2010.176 с.

3. Сейсмические события Уральского региона за 1914-2002 гг. М: ЦСГНЭО РАО «ЕЭС РОССИИ». 2002. 86 с.

4. Оперативный сейсмологический каталог. Обнинск: ОМЭ ИФЗ РАН. 1997.

5. Сейсмологический каталог (1955 – 1988 гг.). Обнинск: ОМЭ ИФЗ АН СССР. 1989.

6. Блюмин М.А., Улитин Р.В. Схема вертикальных деформаций земной коры Урала. Масштаб 1:2500000. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1983.

7. Осипова А.Ю. Исследование геодинамической активности геологической среды г. Екатеринбурга : Автореф… дис. канд. геол.-мин. наук. - Екатеринбург: УГГУ. 2010. 21 с.

8. 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 с.

9. Болотнова Л.А., Гуляев А.Н. Геофизическая оценка состояния геологической среды Екатеринбургского мегаполиса // Известия вузов. Горный журнал. 2007. № 4. С. 127-134.

Комплексный анализ различных методов электроразведки для качественного прогноза геологического разреза

Халиулин И.И.

ООО «Газпром геологоразведка», Тюмень, Россия, i.haliulin@ggr.gazprom.ru

Ключевые слова: электроразведка, зондирование становлением поля в ближней зоне, дифференциально-нормированный метод электроразведки, геоэлектрический слой.

Комплексные опытно-методические исследования по изучению заполнения подземных хранилищ газа (ПХГ) по договору с компанией «Газпром» выполнила компания «Пангея». Помимо других геофизических методов на отчётной площади были проведены и электроразведочные работы. Электроразведка была представлена двумя методами исследования: зондирование становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и дифференцировано-нормированным методом электроразведки (ДНМЭ).

Главной задачей электроразведочных работ было – на модельном объекте получить контур «залежи» газа, закаченного в ПХГ.

Априорной информацией для построения геоэлектрических моделей как для метода ЗСБ, так и для ДНМЭ послужили данные электрического каротажа о мощностях стратиграфических комплексов и градиентах петрофизических свойств горных пород.

Принятая геоэлектрическая модель разреза ЗСБ зафиксирована на профиле 1503 на 9 пикете. Геоэлектрическая модель ЗСБ просчитана до глубины порядка 1800 м и насчитывает 10 слоёв, контрастно разными по электрическим свойствам.

Первый геоэлектрический слой включает в себя высокоомные отложения четвертичного возраста, а также татарского и казанского ярусов поздней перми. Литологический состав отложений первого слоя составляют аллювиальные пески с прослоями галечника, суглинками, глинами, слагающими четвертичные отложения. Позднепермские отложения представлены песчаниками, алевролитами и глинами.

Второй геоэлектрический слой связан с отложениями низкого сопративления уфимского яруса верхней перми. Отложения сложены глинами, алевролитами и песчаниками.

Третий геоэлектрический горизонт представлен достаточно высокоомными отложениями доломитов и известняков сакмарского яруса ранней перми.

Четвёртый высокоомный геоэлектрический слой представлен отложениями асальского яруса нижней перми и касимовским и гжельским ярусами позднего карбона. Отложения четвёртого слоя представлены карбонатными породами – в основном известняками и доломитами.

Пятый геоэлектрический горизонт описывает низкоомные породы московского яруса среднего карбона. Нижняя часть разреза сложена алевролитами и известняками с прослоями аргиллитов. Верхняя часть разреза сложена однородной карбонатной толщей состоящей из известняков и доломитов, переслаивающихся между собой.

Геоэлектрический горизонт номер шесть состоит из достаточно высокоомной пачки пород башкирского яруса среднего карбона, серпуховского яруса и окского надгоризонта раннего карбона. Башкирский ярус сложен монолитными известняками, которые в верхней части разреза глинистые, местами трещиноватые и кавернозные. Серпуховской ярус сложен в основном известняками, участками доломитизированными. Окский надгоризонт сложен доломитами и известняками.

Седьмой геоэлектрический слой слагают высоко проводящие отложения визейского яруса нижнего карбона. Визейский ярус подразделяется на три подъяруса, каждый из которых представлен своим надгоризонтом. А каждый надгоризонт включает в себя по два надгоризонта. Нижняя часть яруса сложена терригенными породами – идёт переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и тонких прослоев углей.

Восьмой геоэлектрический горизонт охватывает высокоомные образования турнейского яруса раннего карбона и франский и фаменский ярусы позднего девона. Отложения восьмого слоя представлены известняками с прослоями доломитовых пород. Снизу вверх по разрезу известняки меняются с тёмных, чёрных на светлые, светло-серые. В верхней части отложений слоя известняки местами прослаиваются аргиллитами.

Таблица 1

Номер слоя	УЭС, Ом·м	Н, м	УЭС, Ом·м	Н, м
1	26	150	20	30
2	8	92	30	139
3	37	111	19	97
4	19	235	248	360
5	3	355	20	328
6	80	225	150	225
7	0.81	185	6	167
8	20	380	1000	100^{100}
9	1	60		
10	1000	100^{100}		

Девятый геоэлектрический горизонт представлен низкоомными отложениями живетского яруса среднего девона. Живетский ярус литологически представлен аргиллитами с немногочисленными прослоями песчаников, алевролитов и известняков.

Десятый геоэлектрический слой служит опорным горизонтом геоэлектрической модели ЗСБ. Он представлен слоем бесконечной мощности с УЭС 1000 Ом·м.

Геоэлектрическая модель ЗСБ (левая часть) и геоэлектрическая модель ДНМЭ представлены в таблице 1.

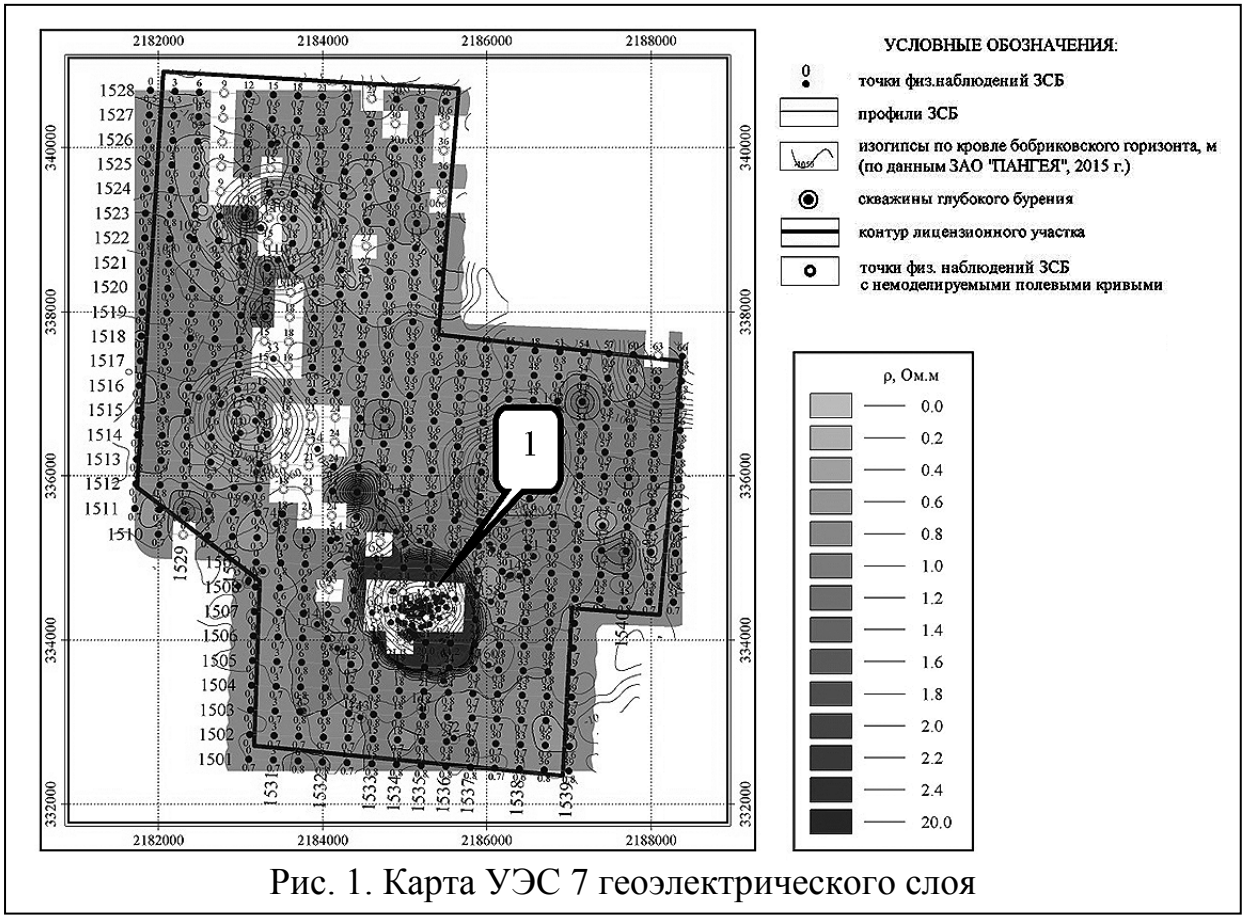


Рис. 1. Карта УЭС 7 геоэлектрического слоя

При этом геоэлектрическая модель ДНМЭ выбрана на точке, расположена на профиле 1535, на пикете 66, и модель ДНМЭ в отличие от ЗСБ выбрана восьмислойной. Это разночтение не понятно. Геоэлектрические модели разных методов должны быть не только одинаковы, но и определены в одной точки площади.

Как видно из приведённого описания геоэлектрических моделей, объектом исследования электрометрии является слой номер семь, который по своим свойствам является единственным геологическим объектом способным принять газ.

Перед проведением основных исследований по обоим методам были проведены опытно-методические работы, по результатам которых были найдены оптимальные параметры излучающих и приёмных линий.

По результатам проведённых работ ЗСБ были построены геоэлектрические разрезы по всем профилям. Составлены карты послойного распределения УЭС и параметра проводимости по всем геоэлектрическим слоям, кроме опорного. По целевому 7 геоэлектрическому слою карта распределения сопротивления приведена на рис. 1.

Мощность этого слоя изменяется от 50 м на сводах поднятий до 220 м в мульдах. По своим геоэлектрическим свойствам целевой горизонт является высоко проводящим геологическим образованием. Сопротивление слоя почти повсеместно составляет около 0.6 Ом·м, только в некоторых местах возрастая до 0.9 Ом·м. В сводовой части поднятия 1, в которое происходила закачка газа, УЭС возрастает и отложения становятся непроводящими, сопротивление возрастает до 2.4 Ом·м на пикетах с уверенным подбором.·

По результатам работ были определены точки зондирования данные, в которых оказались зашумлёнными различными техногенными помехами. Полученные значения УЭС в этих точках были названы «неуверенными» и в картопостроении они не участвовали, что проиллюстрировано на рисунке 1. Для обоснования положения ГВК были взяты расчёты, проведённые по результатам интерпретации ГИС и данных петрофизических определений. По результатам вычислений был получен граничный уровень, соответствующий коэффициенту газонасыщения коллектора в 50%, который составляет 1.9 Ом·м.

Для представления результатов работ необходимо итоговые карты выдавать без «белых пятен» на них. При выбраковке определённого количества точек исследования итоговые карты строятся на всю площадь работ по всем полученным кондиционным данным.

Чтобы обосновать либо опровергнуть выбор ГВК на уровне 1.9 Ом·м были заказаны работы независимому эксперту по решению прямой и обратной задачи электроразведки. Экспертная оценка подтвердила выбор уровня газоносности.

Поисковым признаком ловушек нефти либо газа в работах ДНМЭ служат аномалии ВП, возникающие в условиях восстановительной среды. Причинами увеличения ВП над залежами являются отложения сопутствующих углеводородам пород, которые включают в себя в достаточной мере сульфиды электронопроводящих минералов, таких как халькопирит, гематит, пирит. Высокая концентрация вкрапления сульфидных минералов полагается возможной благодаря протеканию реакции восстановления углеводородами растворённых в пластовых водах сульфатов этих минералов в залежи, в ореолах её рассеяния и на путях миграции УВ. По этой причине в работе регистрируются аномалии параметра ВП во 2 и 4 геоэлектрических слоях, которые ассоциируются с газонасыщенными породами в 7 геоэлектрическом слое.

Ввиду того, что ДНМЭ ещё более «электрочувствителен» нежели ЗСБ к различным техногенным наложениям, то на его результаты техногенные помехи наводят значительно более ощутимый эффект. Это наглядно продемонстрировано на рис. 2, на котором изображена схема распределения коэффициента поляризуемости 4 геоэлектрического слоя. Из рисунка видно,

что «белых пятен» то есть зон некондиционных электроразведочных данных намного больше, чем на карте по работам ЗСБ. Согласно заключению из отчёта – «метод ДНМЭ», ввиду высокой чувствительности к техногенным помехам, не может быть использован для проведения мониторинга на ПХГ».

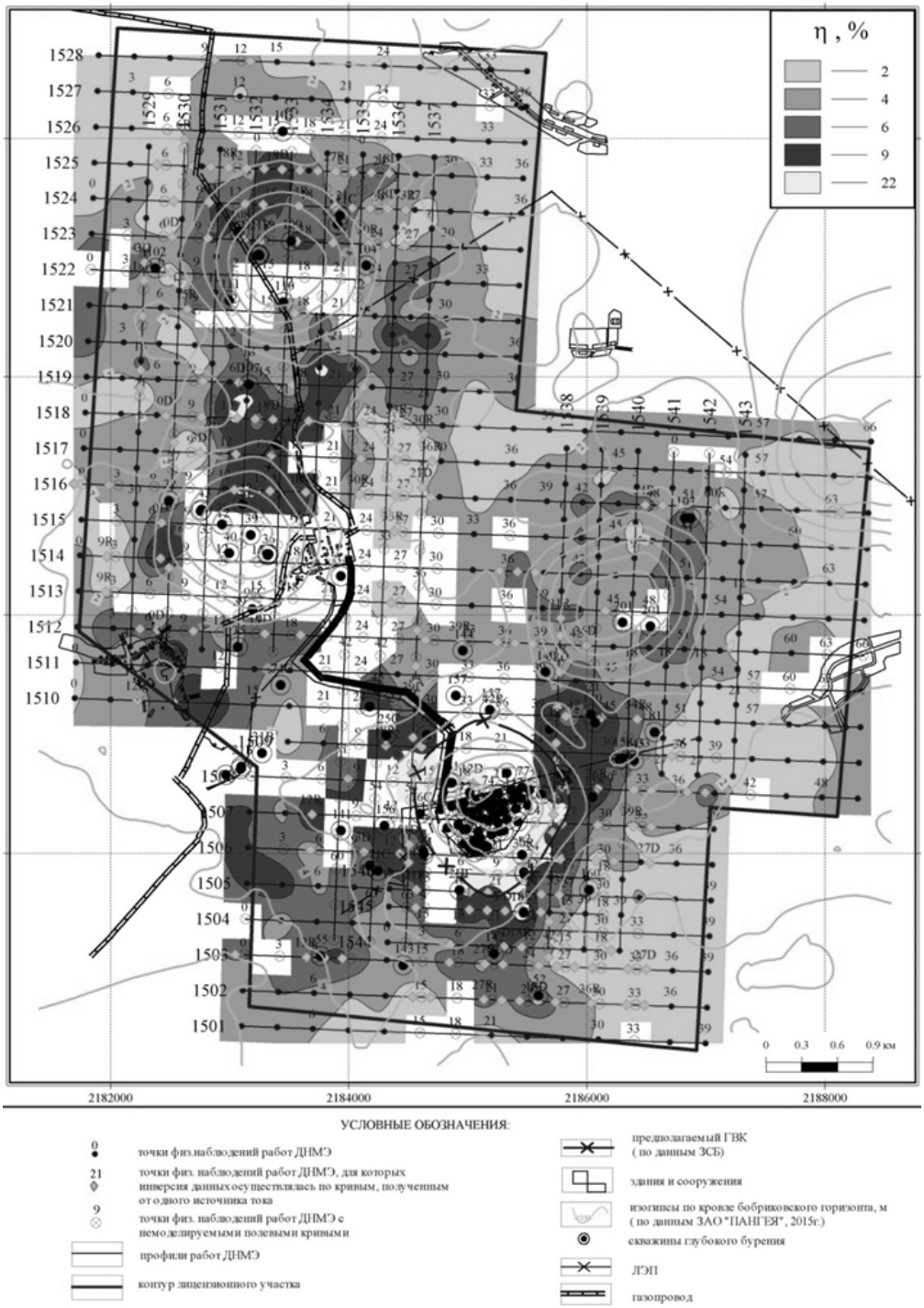


Рис. 2. Схема коэффициента поляризуемости 4 геоэлектрического слоя

При этом в отчёте не была представлена карта аномалий ВП непосредственно по 7 геоэлектрическому слою, что не позволило оценить степень её информативности.

Однако при проведении исследований ДНМЭ в начале 2000 годов в Западной Сибири результатом работ была регистрация аномалий ВП непосредственно от самих возмущающих объектов. На геоэлектрических разрезах аномалии ВП располагались на тех же глубинах, что и опоискованные ими газовые залежи.

Таким образом, по результатам данных работ ЗСБ и ДНМЭ можно констатировать, что электрометрические методы являются надёжным индикатором наличия газовых залежей. Но, в тоже время недостаток информации по работе не позволяет уверенно принять либо отвергнуть электроразведку как метод латерального и площадного картирования газовых залежей. Необходимы дополнительные исследования.

Литература:

1. Электроразведка. Справочник геофизика. Книга первая. М: Недра. 1989.
2. Жданов М.С. Электроразведка. М: Недра. 1986.

Модели различных типов вызванной поляризации в горных породах

Хальбауер-Задорожная В.Ю [1], Сантарато Ж. [2], Марэ Л.П. [3]

[1] Tshwane University of Technology, Pretoria, South Africa,
valeriya.hallbauer@gmail.com
[2] University of Ferrara, Ferrara, Italy
[3] Council for Geoscience, Pretoria, South Africa

Ключевые слова: петрофизические свойства пород и руд, типы вызванной поляризации, экспериментально наблюдаемые эффекты вызванной поляризации.

Вызванная поляризация это процесс перераспределения зарядов в в породе под воздействием электричского поля. Поляризация в электрическом поле сводится к разделению в породах носителей зарядов разного знака и появлению в объеме пород электрического дипольного момента. В.Н. Кобранова приводит описание четырех видов поляризации, частота которых совпадает с частотами используемыми в методах электроразведки, а именно, электро-осмотической, мембранной (или диффузионно-концентрационной), миграционной (эффект Максвелла-Вагнера) и электролитической [1]. Каждый тип поляризации базируется на различных физических и электрохимических процессах. Однако, если о способах решения спорят специалисты (петрофизики, петрогеофизики), то большинство геофизиков воспринимает вызванную поляризацию, как некий феноменологический процесс, подгоняемый для удобства интерпретации данных под электрические схемы (в основном модель Cole-Cole [2]). В данной работе мы кратко рассмотрим различные типы поляризации, упомянем

математические задачи, и, наконец, представим экспериментальные данные, а именно, эффекты вызванной поляризации, возникающие как в образцах пород, так на кривых ЗСБ.

Механизм электроосмотической поляризации (ЭО) определяется наличием двойных электрических слоев (ДЭС) в породах. ЭО процесс возникает в результате движения электролита под воздействием электрического поля. В этом случае ионы диффузного слоя вовлекаются в движение ионов в порах, а между внешней обкладкой ДЭС и электролитм в поре возникает электроосмотический потенциал, направленный противоположно приложенному полю. После выключения электричского тока возникший градиент давления возращает ионы ДЭС на прежнее место. Процесс электроосмоса описывается уравнением Гельмгольца-Смолуховского. Электроосмотический тип поляризации возникает во всех типах пород, однако амплитуда этого процесса определяется диаметром пор, величиной потенциал и линейна величине приложенного электрического поля. Было показано, что параметр поляризуемости η можно представить как отношение избытка электрической проводимости ДЭС к электропроводности электролита в порах. Очевидно, что эта величина может меняться от 0 в широких порах, где влиянием ДЭС можно пренебречь до 1 в узких порах глин, когда половина одноименных зарядов представляет собой ДЭС и вторая половина коионов присутствует в поровой жидкости. Было показано что постоянная спада пропорциональна квадрату радиуса пор r^2 [5]. Таким образом, очевидно, что в порах малого радиуса, невзирая на повышенные значения η процесс ЕО происходит в нано- и микросекундном интервале времен, что не позволяет выявить его на кривых становдения поля. В то же время, при широких порах электросмотический процесс проявляется на поздних временах, однако, как мы указывали выше, в таких порах параметр поляризуемости η весьма мал, и влиянием ДЭС можно пренебречь. К этому же выводу пришли Ф.М. Каменецкий и В.П. Губатенко [6, 7], которые, анализируя феноменологическую теорию ВП, показали, что при увеличении поляризуемости η непременно должна уменьшаться постоянная спада τ и наоборот. Следует отметить, что при интерпретации данных становления поля или лабораторных измерений электрические схемы Cole-Cole используются давно и весьма эффективно.

Мембранная поляризация возникает в породах при резкой смене поровых радиусов (чисел переноса). Впервые этот тип поляризации описали D.J. Marshal и T.R. Madden [9]. Важно, что в данном случае не происходит перераспределение зарядов: однако на контактах широких пор с узкими поровыми каналами возникает разность концентраций ионов обоих знаков. Перераспределение концентраций представляет собой диффузионный процесс, поэтому для решения задачи использовалось однородное (для включения тока) и неоднородное (для выключения тока) уравнение диффузии со специфическими начальными и граничными условиями. Мембранная поляризация, в отличие от других видов, характеризуется нелинейными граничными условиями, интенсивность процессов ВП обратно

пропорциональна амплитуде тока, что показано теоретически и экспериментально на образцах пород [4]. Длительность процессов мембранной поляризации достигают нескольких секунд и более. Расчеты распределения пор различных размеров в образцах, проведенные по разработанным алгоритмам, сопоставлялись с данными MICP (Mercury Injection Capillary Pressure) для тех же образцов и дали положительный результат.

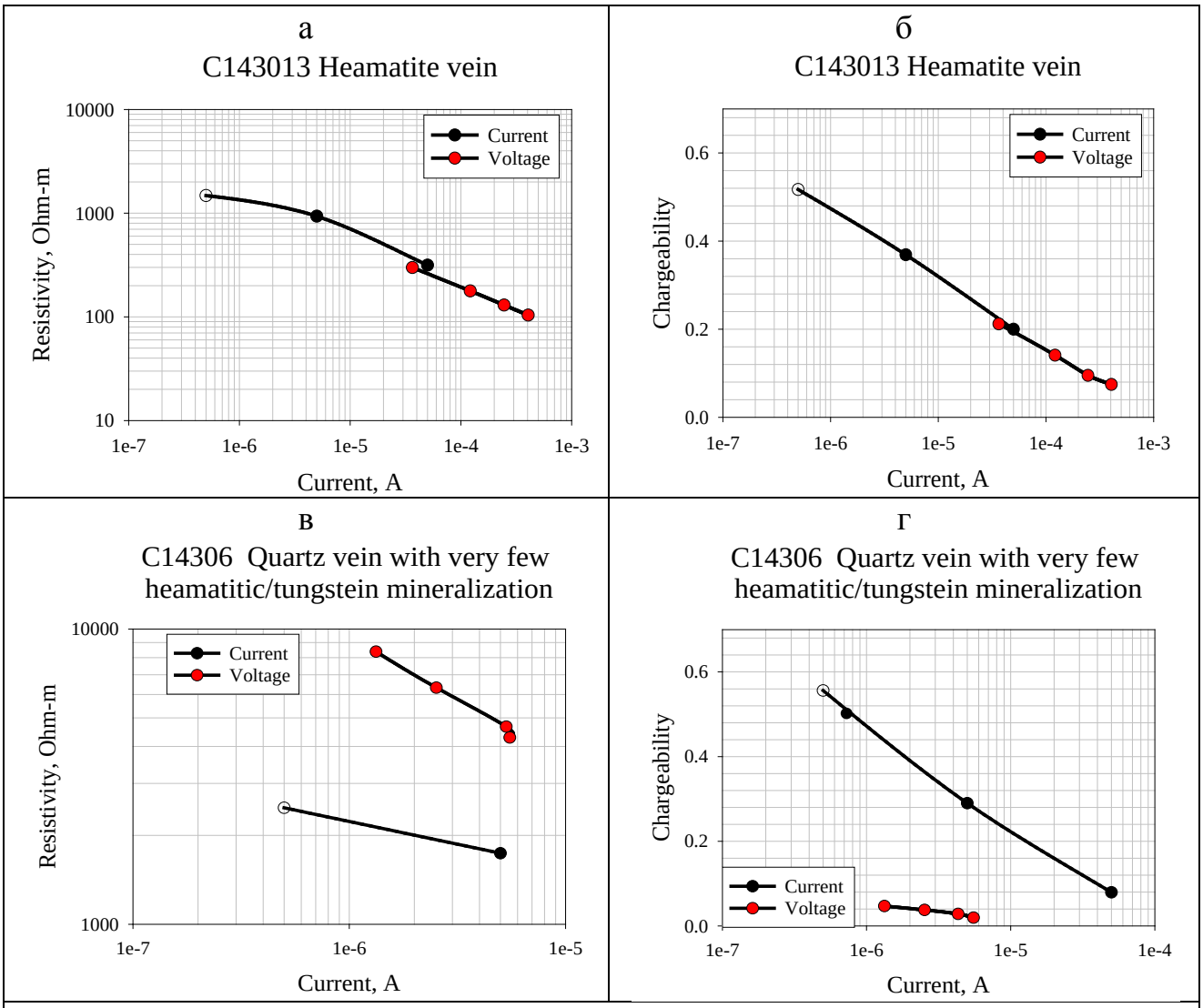


Рис.1. Электричское сопротивление (а) и поляризуемость (б) образца С1430313 (жила, содержащая гематит) и электричское сопротивление (в) и поляризуемость (г) образца С1430306 (кварцевая жила с незначительными вкраплениями гематита и вольфрамита) в зависимости от тока

Миграционная поляризация (как ее называет В.Н. Кобранова) возникает в породах, в которых проводящие компоненты разделены непроводящими. Это есть ни что иное как эффект Максвелла-Вагнера (МВ). Этот эффект возникает при наложении разности потенциалов. Изучению этого эффекта посвящены многочисленные работы, например, В.П. Губатенко, Б.С. Светова и др. Для решения задачи перераспределения ионов внутри изолированной поры использовано однородное уравнение диффузии, однако граничные условия в

этом случае линейны к разности потенциалов. Длительность процессов МВ как правило, не превышает нескольких миллисекунд, что сопоставимо длительностью ЭО процессов. С течением времени после включения тока пора представляет собой классический конденсатор, и эквивалентные электрические схемы (как правило, Cole-Cole), эффективо используются при интерпретации данных.

Модель электролитической (электродной) поляризации широко известна и за последние 60 лет многократно описывалась в научной литературе [8]. Эта модель содержит металлические включения, блокирующие поры. Наряду с химическими процессами, происходящими на контакте электролита и зерна, разнополярные ионы скапливаются по обеим сторонам зерна. Для расчетов распределения ионов и определения электрического дипольного мометна нами использовалось уравнение диффузии для полуограниченной поры (функция ошибок). Следует отметить, что этот тип поляризации линеен, но не универсален.

Рассмотрим некоторые наиболее интересные примеры поляризации, выявленные как при лабораторных измерениях так и на кривых становления поля. Измерения проводились в лаборатории физических свойств в Council for Geoscience (Южная Африка) во временной области с использованием аппаратуры GDD Core IP tester (Канада). Для увеличения измеряемого токового интервала измерения выполнялись на токах различной амплитуды и при разности потенциалов 3-12 В. При измерениях образец размещался между двумя силиконовыми электродами, которые, в период пропускания тока и напряжения являлись токовыми, а при выключении тока – измерительными. В качестве примера рассмотрим два образца, отобранные на профилях в Руанде, именно С3143013 из жилы, содержащей гематит и С314306 из кварцевой жилы с незначительными вкраплениями гематита и вольфрамита. Очевидно, для расчета сопротивления образца совершенно неважно: накладывается ли разность потенциалов или пропускается ток (образец С3143013). Обратная зависимость сопротивления и поляризуемости η с амплитудой тока связана с феноменом мембранной поляризации (Рис.1а). Иную картину мы наблюдаем для образца С314306. Сопротивления и поляризуемости, рассчитанные для тока и напряжения в 3-4 раза отличаются друг от друга (Рис.1 в,г). Мы предполагаем, что это связано с совместным и одновременным проявлением двух типов поляризации – мембранной и эффекта Максвелла-Вагнера, который, возникает при наложении разности потенциалов.

Кривые становления поля искажены процессами ВП, но форма сигналов зависит от длительности токового импульса. (Отметим, что частота 32, 8 и 4 Гц означает количество циклов разнополярных импульсов в секунду). Насколько нам известно, никто ранее не опубликовал похожие результаты, таким образом, мы рассматриваем этот тип кривых ЗСБ как новый феномен связанный с нелитейным типом поляризации. Мы предполагаем, что в данном случае зарегистрировано наложение двух типов поляризации – электроосмотической и мембранной. Упрощенный алгоритм для интерпретации мембранной

поляризации позволил подобрать для каждой кривой ЗСБ единую геологическую модель для импульсов тока различной длины [4].

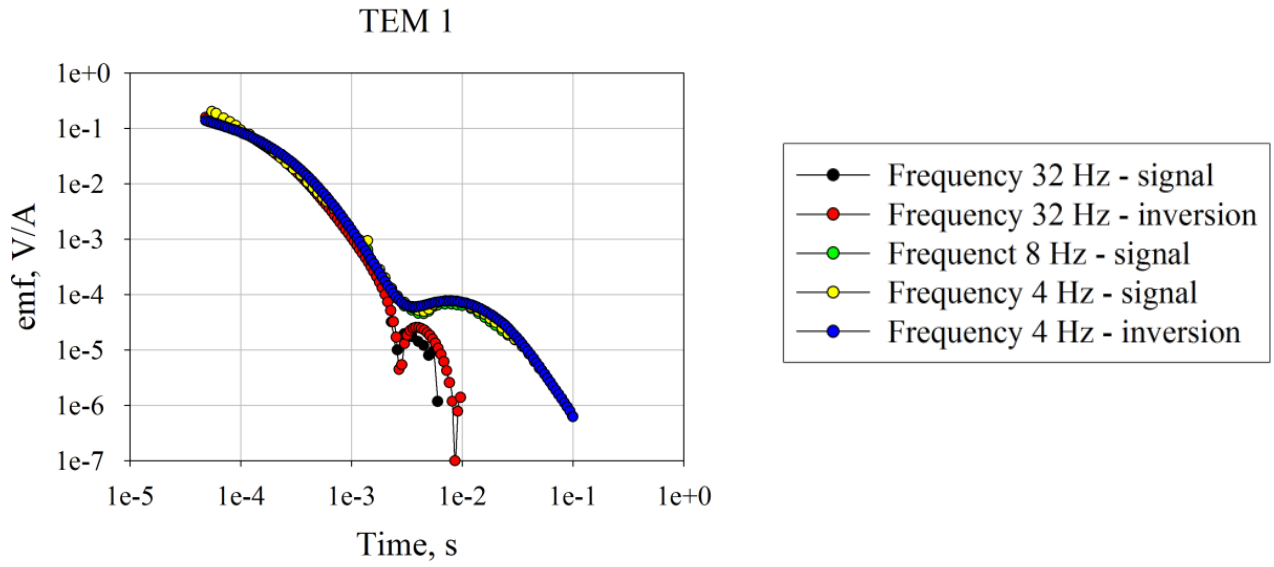


Рис.2. Полевые сигналы, зарегистрированные на разных частотах и результаты математического моделирования

Авторы благодарят команду Beak (Pty). Ltd (Германия) помогавшей в проведении полевых работ ЗСБ и сбора образцов пород. Авторы также благодрят N. Abu Zeid и S. Bignardi (Университет Феррары, Италия) за их вклад в изучение комплексной ВП, обнаруженной на кривых ЗСБ в окрестности Rio Terme.

Литература

1. Кобранова В.Н. Петрофизика. М: Недра. 1986. 392 с.
2. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and adsorption in dielectrics // Journal of Chemical Physics. 1941. V. 9. No. 4. P. 341-352.
3. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu., Santarato G., Abu Zeid N. Non-linear behaviour of electrical parameters in porous, water-saturated rocks: a model to predict pore size distribution // Geophysical Journal International. 2015. V. 202. No. 2. P. 883-897.
4. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu., Santarato G., Abu-Zeid N, Bignardi S. A new induced polarization effect generated by current pulses on TEM soundings // Journal of Applied Geophysics. 2016. V. 133. P. 16–24.
5. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu., Stettler E.H. The detection of hydrocarbon contaminated of groundwater by using the IP effect in TDEM soundings // South African Journal of Geology. 2006. V. 109. No. 4. P. 529-540.
6. Kamenetsky F.M. Correlation of the IP effect with the depth of polarized layer in transient EM sounding // Extended Abstracts of 63rd European Association of Geoscientists and Engineers, Conference and Technical Exhibition in Amsterdam, The Netherlands. 2001. M 020.

7. Kamenetsky F.M., Gubatenko V.P. Inter-correlation of conductivity and dispersion parameters of sedimentary rocks. Protokol über das 18. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung”, Altenberg, Deutschland, 2000., P. 23-30.
8. Keller G.V., Frischknecht F.C. Electrical Methods in Geophysical prospecting: Pergamon Press. 1966.
9. Marshal D.J., Madden T.R. Induced Polarization, a Study of its cases // Geophysics. 1959. V. 24. No. 4 P. 790-816.

Совершенствование методики интерпретации мониторинговых электроразведочных наблюдений при выделении опасных инженерно-геологических осложнений

Христенко Л.А., Степанов Ю.И., Кичигин А.В., Паршаков Е.И., Тайницкий А.А., Ширяев К.Н.

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия, liudmila.hristenko@yandex.ru

Ключевые слова: естественное электрическое поле, кажущееся сопротивление, вейвлет-преобразование, статистические характеристики, безэталонная классификация, инженерно-геологические осложнения.

В результате геолого-геофизических мониторинговых исследований, выполненных в 2012 г на подработанных площадях юго-восточного окончания шахтного поля БКПРУ-2 (восточные панели 5-13), были выявлены два потенциально опасных участка. В пределах одного из них (на пересечении пр.43, 51, 59) в 2015 г. были выполнены детальные исследования по 7 профилям методами естественного поля (ЕП) и трехразносного симметричного электропрофилирования (СЭП) с разносами питающей линии АВ/2=50, 125 и 250 м. Методы электропрофилирования позволяют получить высокую детальность изучения геологической среды на сравнительно небольших глубинах, повысить точность получаемой информации при комплексировании с другими геолого-геофизическими методами.

Интерпретация данных полевых измерений этих методов чаще всего основана на простейших приемах оценки глубин и размеров тел или на качественном анализе, что влечет неоднозначность выводов о наличии и природе явлений, вызвавших изменения наблюдаемых параметров. Что касается метода естественного поля, то, несмотря на многолетний опыт использования явления тока течения в гидрогеологических исследованиях, методика анализа полевых данных, как правило, ограничивается изображением на схемах стрелок, направленных по градиенту потенциала ЕП от отрицательных значений к положительным. Многие исследователи, опираясь на свой многолетний опыт, пытаются оценивать полученные результаты моделированием. Имеются примеры успешного использования ЕП для

количественного изучения движения подземных вод и калибровки численных фильтрационных моделей [4]. Повысить достоверность интерпретации ЕП и СЭП можно также путем расширения анализируемого признакового пространства за счет формальных признаков, например, статистических характеристик самих наблюденных параметров.

Анализ статистических характеристик потенциалов естественного поля и кажущихся сопротивлений с помощью аппарата теории оценок позволяет существенно увеличить объем полезной информации и более четко проследить неявно выраженные в наблюденных полях особенности геологического строения [6]. Получаемые в результате геолого-геофизических исследований данные, в силу объективных причин, можно считать выборкой одной или нескольких случайных величин. Это позволяет анализировать их статистические характеристики с помощью аппарата теории оценок [3].

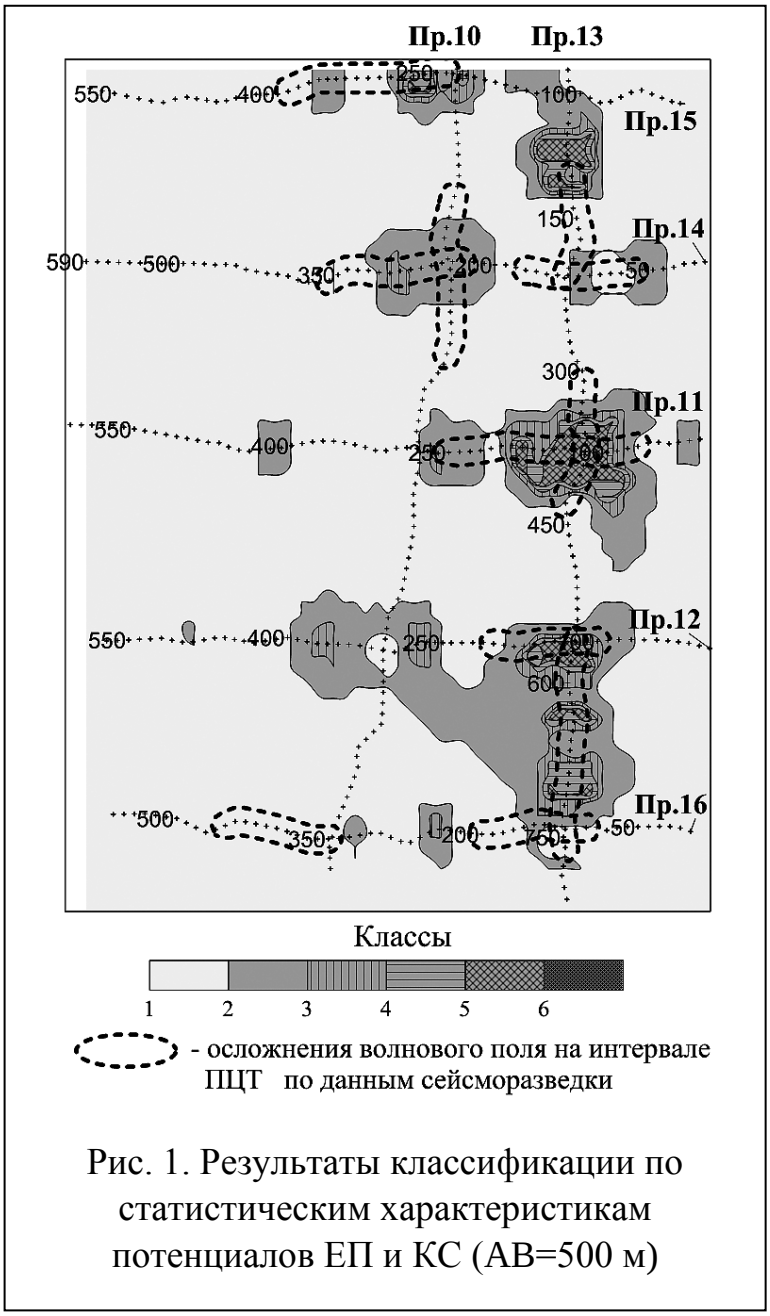


Рис. 1. Результаты классификации по статистическим характеристикам потенциалов ЕП и КС (АВ=500 м)

Для более отчетливого выделения скрытых закономерностей изменения амплитуды поля КС предварительно было выполнено быстрое вейвлет–преобразование дискретных значений кажущихся сопротивлений с помощью программы HAAR_2 [2]. Расчеты проводились по каждому профилю для 3, 4 и 5 уровней разложения сигнала при заданной погрешности аппроксимации наблюденных значений 1 и 2 Омм. Расчеты на 4 уровнях с погрешностью аппроксимации 2 Омм позволили получить предпочтительное для решения задачи разложение сигнала. Авторами уже предпринималась попытка выполнения быстрого вейвлет–преобразование кажущихся сопротивлений по отдельному профилю [5].

Чтобы выделить зоны возможных инженерно-геологических осложнений по единым критериям, целесообразно было получить общее признаковое пространство по всем 7 профилям. Восстановленные значений КС и увязанные между собой значения потенциалов ЕП интерполировались в узлы регулярной сети. Программным комплексом «КОСКАД» (Петров А.В. и др.) в скользящем окне рассчитывались статистические характеристики полученных электрических параметров.

Объединением статистических характеристик потенциалов ЕП поочередно со статистиками КС, полученными на 3-х разносах АВ (100, 250 и 500 м) были сформированы 3 многопризнаковых пространства и выполнены процедуры безэталонной классификации. В результате анализируемые совокупности были разбиты на однородные, по формальным математическим критериям, классы. Метод общего расстояния позволил получить наиболее содержательные классы.

Пространственное положение контуров классов сопоставлялось с результатами сейсмических исследований [1]. На временных разрезах, полученных в рамках инженерных сейсморазведочных исследований в ингервале глубин до 100 м, отмечается ряд наиболее динамически выраженных осей синфазности, которые соответствуют целевым сейсмическим отражающим горизонтам (ОГ), приуроченным к кровле: пестроцветной толщи (ПЦТ), терригенного пласта в пестроцветной толще (ОГ1), терригенно-карбонатной толщи (ТКТк), пласта известняков в верхней части терригенно-карбонатной толщи (ОГ2). Характер сочетания структурно-физических параметров разреза в пределах осложнений волнового поля предполагает более вероятным их техногенное происхождение. На карту результатов классификации, полученной по статистическим характеристикам потенциалов ЕП и КС (АВ=500 м), вынесены осложнения волнового поля в пределах участка исследований, которые по сейсмическим данным отвечают интервалу пестроцветной толщи (рис. 1).

Отмечается пространственное совпадение контуров выделенных классов с осложнениями волнового поля. Это можно рассматривать, как косвенное свидетельство о достаточной высокой достоверности выполненных преобразований.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-45-590046.

Литература

1. Геомеханическое заключение и прогноз состояния водозащитной толщи на основе комплексных геофизических исследований и инструментальных наблюдений на потенциально-опасном участке в юго-восточной части БКПРУ-2: отчет по договору № 4390/2015 с ПАО «Уралкалий»: в 1 кн. и 1 папке. / ГИ УрО РАН; рук. И.А. Санфиров. Пермь, 2015. 51 с. (Фонды ГИ УрО РАН).

2. Долгаль А.С., Симанов А.А. Применение кратномасштабного вейвлет-анализа при аналитических аппроксимациях геопотенциальных полей // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418, № 2. С. 256–261.

3. Петров А.В., Солоха Е.В. Технология анализа геополей в скользящих окнах // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН. 2006. С. 272-275.

4. Титов К.В., Коносавский П.К., Ильин Ю.Т., Левицки А. Естественное электрическое поле как средство калибровки геофильтрационных моделей // Сборник докладов конференции «Современные проблемы гидрогеологии и гидрогеомеханики» памяти В.А. Мироненко» 28 февраля 2 марта 2002. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ. С. 522–532.

5. Христенко Л.А., Степанов Ю.И. Быстрое вейвлет-преобразование с базисными функциями Хаара при интерпретации данных электропрофилирования // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН. 2015. С 354-356

6. Христенко Л.А., Степанов Ю.И. Интерпретация геоэлектрических данных с использованием вероятностно-статистических характеристик при решении инженерно-геологических задач // GEOINFORMATIKA. 2015. № 4 (56). С. 29-34.

Глобальный анализ вертикальных движений поверхности Земли на основе ITRF2000, ITRF2005, ITRF2008, ITRF2014

Чуйкова Н.А.[1], Максимова Т.Г.[1], Чеснокова Т.С.[1], Грушинский А.Н.[2]

[1] ГАИШ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, a.grushinsky@mail.ru

Ключевые слова: вертикальные движения земной коры, Международные Системы Координат ITRF2000, ITRF2005, ITRF2008, ITRF2014.

Анализ огромного объема геолого-геоморфологических данных, проведенный рядом исследователей и обобщенный в работах [1-3], свидетельствует о новейших синхронных поднятиях поверхности Земли. Наиболее значительные поднятия были в северных приполярных районах Земли. В работе мы используем современные данные о движениях земной коры, полученные на основе анализа координат и скоростей точек земной коры,

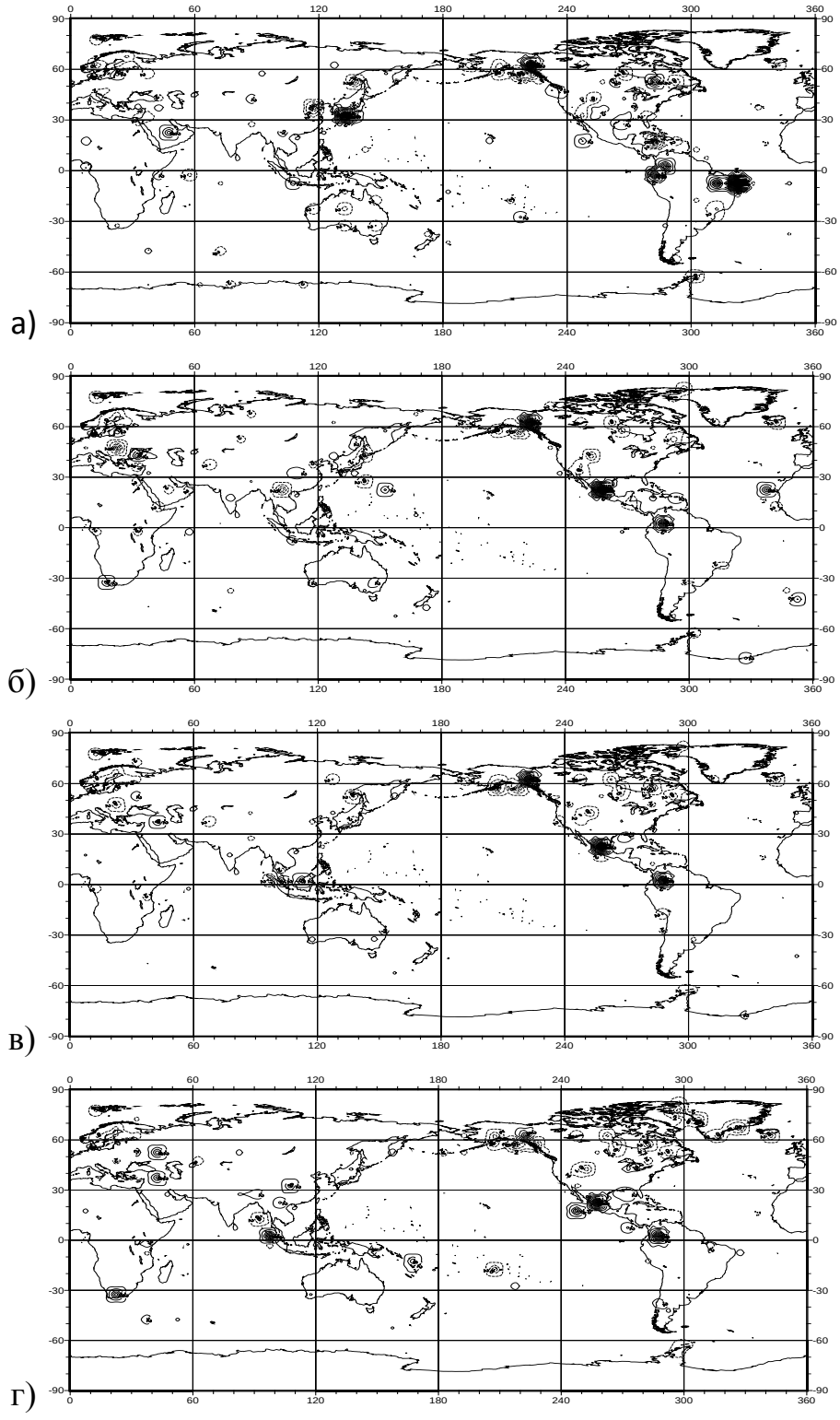


Рис. 1. Радиальные скорости движения земной коры для систем:
(а) ITRFi2000, диапазон изменений –148.19 мм/год ÷34.03 мм/год.
(б) ITRFi2005**,** диапазон изменений –91.21 мм/год ÷ 23.01 мм/год.
(в) ITRFi2008, диапазон изменений –74.00 мм/год÷ 21.78 мм/год.
(г) ITRFi2014, диапазон изменений –58.18 мм/год ÷ 24.56 мм/год.
Сечение изолиний 4 мм/год, пунктир – положительные значения (характеризуют подъем поверхности), сплошная линия – отрицательные значения (характеризуют опускание)

и попытаемся найти причины вертикальных движений. В качестве исходных данных использованы координаты и скорости станций наблюдения, полученные в Международных Системах Координат ITRF2000, ITRF2005, ITRF2008, ITRF2014 на основе обработки радиоинтерферометрических, лазерных, допплеровских и GPS наблюдений, которые реализуются декартовыми координатами X Y Z и скоростями V_x V_y V_z пунктов наблюдений с началом в центре масс Земли. Задача анализа исходных данных решалась нами в сферическом приближении. В итоге были определены радиальные компоненты V_r скоростей движения пунктов на поверхности земной коры как для всей Земли, так и осредненные по регионам, а также для приполярных и экваториальных областей, материков и океанов. С целью глобального анализа все исходные значения скоростей были осреднены нами по трапециям 5°×5°. Полученные значения вертикальных скоростей для всех систем координат приведены на рис. 1, которые в общем согласуются с геолого-геоморфологическими данными, особенно для приполярных районов. Построенные карты для вертикальных скоростей были сравнены с полученной нами картой распределения вертикальных напряжений в земной коре. Так, области подъема поверхности Земли совпадают с областями вертикальных напряжений растяжения, а области опускания с областями сжатия.

Таблица 1. Осредненные характеристики вертикальных скоростей для различных регионов Земли и для различных систем координат.

	Котл. -3.65 ÷ -2.0км	прибр.зоны -2.0 ÷ 0.0км	равнины 0.0 ÷ 2.0км	горы 2.0 ÷ 5.24км	океан -3.65 ÷ 0.0 км	матер. 0.0 ÷ 5.24 км	Земля -3.65 ÷ 5.24 км	Система координат
z %	12.05	34.29	50.50	3.16	46.34	53.66	11.33	ITRF2000
V_r	5.24	0.17	-2.67	-2.88	1.49	-2.68	-0.75	ITRF2000
z %	11.62	34.30	51.70	2.38	45.92	54.08	10.30	ITRFi2000
V_r	0.21	0.35	-2.36	1.93	0.31	-2.17	-1.03	ITRFi2000
z %	13.54	35.45	48.12	2.90	48.99	51.01	10.39	ITRF2005
V_r	-1.75	0.82	-0.16	2.43	0.11	-0.02	0.04	ITRF2005
z %	13.57	35.55	47.98	2.90	49.12	50.88	10.36	ITRFi2005
V_r	-1.76	0.50	-0.25	2.43	-0.13	-0.10	-0.11	ITRFi2005
z %	13.37	35.47	48.64	2.53	48.83	51.17	14.02	ITRF2008
V_r	-0.60	-0.75	-0.26	2.10	-0.71	-0.14	-0.42	ITRF2008
z %	13.40	35.56	48.50	2.54	48.96	51.04	13.99	ITRFi2008
V_r	-0.60	0.73	-0. 44	2.10	0.37	-0.31	0.02	ITRFi2008
z %	13.12	36.72	48.24	1.93	49.84	50.16	19.09	ITRF2014
V_r	-4.52	-0.70	-0.60	0.51	-1.71	-0.55	-1.13	ITRF2014
z %	13.17	36.87	48.02	1.93	50.04	49.96	19.01	ITRFi2014
V_r	-0.98	-0.52	-0.63	0.51	-0.64	-0.59	-0.62	ITRFi2014

Для заполненных наблюдениями трапеций было проведено разложение по сферическим функциям до степени N=36. Гармонические коэффициенты разложения позволили определить глобальные характеристики вертикальных движений земной коры как для всей Земли, так и для отдельных полушарий, приполярных и экваториальных областей. Результаты анализа осредненных по

регионам характеристик вертикальных скоростей представлены в табл. 1, глобальные характеристики для различных полушарий приведены в табл. 2.

Здесь z%= $\sum \frac{\cos\varphi_i \cdot 100}{zz}$, где при счете последнего столбца $zz = \sum \cos\varphi_i$ (для всей Земли). При счете остальных столбцов $zz = \sum \cos\varphi_i$ для площадок с наблюдениями скоростей, соответствующие разным регионам, V_r(мм/год)= $\frac{\sum V_r \cos\varphi_i}{zz}$ - средние значения для заполненных наблюдениями площадок. Положительные значения V_r характеризуют подъемы поверхности, отрицательные – опускания. В системах ITRFi2000, ITRFi2005, ITRFi2008, ITRFi2014 по сравнению с исходными ITRF исключены точки, для которых ошибки определения V_r превышают абсолютные значения V_r. Ошибочные значения в основном соответствуют океаническим областям.Распределение по регионам сделано на основе данных о высотах рельефа Земли относительно геоида, осредненных нами по пятиградусным площадкам. Из табл.1 видно, что усредненные результаты V_r как для всей Земли, так и для различных регионов довольно разнородны для разных систем координат, причем исключение точек с большими ошибками определения для ITRF2000, 2014 не изменяет знака V_r. Надо отметить также, что осредненные значения V_r для 2000 года значительно отличаются от всех других систем, что может говорить о значительных ошибках в исходных данных. Как мы видим из таблицы, полученные результаты не отмечают общего подъема поверхности ни для материков, ни для океанов, а скорее характеризуют среднее опускание поверхности всей Земли ($V_r < 0$), особенно характерное для материковых областей.

Таблица 2. Глобальные характеристики вертикальных скоростей для различных полушарий Земли и для различных систем координат.

z юг %	z эк %	z сев %	V юг мм/г	V эк мм/г	V сев мм/г	c10 мм/г	c20 мм/г	c22 мм/г	d22 мм/г	c30 мм/г	Система координат
2.61	12.34	15.19	2.35	-1.43	1.40	0.31	1.50	0.73	1.29	1.53	ITRF2000
2.61	11.07	14.28	2.35	-1.78	1.16	0.82	1.98	-0.58	1.17	0.79	ITRFi2000
3.07	10.76	15.93	0.37	-0.63	2.18	0.70	1.36	0.63	-0.09	0.40	ITRF2005
3.07	10.76	15.73	0.37	-0.75	1.89	0.54	1.25	0.50	-0.03	0.41	ITRFi2005
3.76	14.97	19.70	0.38	-1.09	1.89	0.47	1.81	1.38	0.23	0.53	ITRF2008
3.76	14.97	19.45	0.38	-0.60	2.25	0.47	1.36	0.46	-0.00	0.53	ITRFi2008
4.66	21.14	23.66	-0.14	-1.97	2.32	0.63	2.25	0.92	-1.28	0.49	ITRF2014
4.66	21.14	23.13	-0.14	-1.33	2.45	0.80	1.56	0.56	-0.31	0.53	ITRFi2014

Здесь z юг определяется широтами в диапазоне $-90^0 \div -45^0$, z эк - широтами в диапазоне $-45^0 \div 44^0$, z сев - широтами в диапазоне $45^0 \div 90^0$; V юг, V эк,V сев характеризуют средние радиальные скорости для указанных диапазонов. Коэффициенты гармонического разложения c10, c20, c22, d22, c30 характеризуют глобальные характеристики всей Земли. Из таблицы видно, что приполярные области испытывают подъем, особенно характерный для северного полушария, а экваториальные – опускание, что может свидетельствовать о современном уменьшении сжатия земной поверхности. Об

этом же свидетельствуют и положительные значения коэффициентов c20 для всех систем. По-видимому, причина уменьшения сжатия земной поверхности связано с уменьшением скорости вращения Земли. Отметим здесь, что положительные значения коэффициентов c10, c30 свидетельствуют о большем поднятии приполярных районов северного полушария, что видно также на картах рис.1. Малые отрицательные значения Vюг для южного полушария в системах 2014 года обусловлены малым количеством наблюдений в южном полушарии, где основной вклад вносят положительные значения для Антарктического полуострова. Положительные значения коэффициентов c22 для всех систем, кроме ITRFi2000, свидетельствуют об опускании материковых частей экваториальной области и о подъеме океанических частей (максимум при $\lambda=0^0$, 180^0, минимум при $\lambda=90^0$, 270^0). Коэффициенты же d22 довольно неоднородны для разных систем.

Одновременно с гармоническими коэффициентами определялись среднеквадратические ошибки аппроксимации для разложения степени $n=1\div N$ и степенные дисперсии.Поскольку результаты плохо сходятся и дисперсия не уменьшается с ростом n (для всех систем локальный максимум при n=2 достигается за счет гармоники c20), то отсюда можно сделать вывод, что вертикальные движения (кроме соответствующих c20) не характеризуют глобальное движение земной коры и указывают на несвязанный характер этих движений. По-видимому, основной причиной возникновения таких движений являются локальные сейсмические события (землетрясения, извержения вулканов и др.). Это подтверждается нашими выводами о соответствии областей максимальных градиентов вертикальных напряжений (а следовательно, и вертикальных скоростей) карте распределения землетрясений.

Выводы. Анализ показывает, что современные поднятия земной поверхности в приполярных областях связаны в основном с уменьшением сжатия земной поверхности из-за уменьшения скорости вращения Земли, обусловленного приливным торможением из-за гравитационного воздействия Луны [6]. Луна за время существования системы Земля-Луна удаляется от Земли. Возникающие при этом вариации скорости вращения Земли могут приводить к соответствующим вариациям в подъеме и опускании поверхности в приполярных и экваториальных областях Земли, особенно заметные в древние геологические эпохи. Так, по палеонтологическим данным 440 млн. лет назад продолжительность суток на Земле была 21.53 часов, т.е. Земля с тех пор существенно замедляет свое вращение. Аналогичное замедление вращения Земли фиксируется на основе оценки расхождений вычислений дат античных затмений, начиная с наблюдения затмения в Вавилоне 3022 года тому назад. Увеличенное в то время приливное торможение к тому же приводит к повышению температуры Земли, что способствует миграции флюидных масс к поверхности. В более древние времена также отмечались некоторые изменения поверхности Земли. Так, на границе архей-протерозой $3.2\div2.5$ млрд. лет назад отмечалось развитие интенсивных процессов корового плавления, изменение глобального флюидного режима, что привело к образованию современной верхней коры [8]. Этот основной этап образования земной коры и

сформирования древних платформ завершился на рубеже нижнего и среднего протерозоя (1.9 ± 0.1 млрд. лет назад) [7]. Теоретические исследования эволюции системы Земля-Луна [4, 5] показывают, что примерно около 2 млрд. лет назад Луна приблизилась к Земле на наименьшее расстояние (порядка 10 радиусов Земли), что привело к увеличению приливного торможения и, следовательно, к диссипации кинетической энергии внутри Земли за счет трения в вязких слоях и к разогреву Земли. Все это могло обусловить процессы, начавшиеся на границе архей-протерозой. Связанное с уменьшением сжатия Земли стремление внутренних флюидных масс к гидростатическому равновесию приводит к их миграции в приполярные области Земли, как из глубинных регионов Земли, так и из экваториальных областей. Такая миграция приводит к подъему поверхности Земли в приполярных областях, а также к уменьшению площади поверхности экваториальных областей, что может привести к сжатию поверхности коры в области горных регионов и увеличению числа разломов, что увеличивает число экстремальных событий (землетрясений, цунами, извержений вулканов) в экваториальных областях.

Литература

1. Артюшков Е.В. Неотектонические поднятия земной коры на континентах как результат инфильтрации в литосферу большого объема мантийного флюида. // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М: ИФЗ РАН. 2012. Т. 1. С. 30–35.
2. Баренбаум А.А. Тектонофизический механизм новейших поднятий земной коры. // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М: ИФЗ РАН. 2012. Т. 1. С. 40–45.
3. Варущенко С.С. О причинах увеличения скоростей вертикальных тектонических движений в новейшее время. // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М: ИФЗ РАН. 2012. Т. 2. С. 5–7.
4. Голдрайх П. История лунной орбиты // Приливы и резонансы в солнечной системе». М: Мир. 1975. С. 97-129.
5. Макдональд Г.Дж.Ф. Приливное трение // Приливы и резонансы в солнечной системе. М: Мир. 1975. С. 9-96.
6. Мельхиор П. Физика и динамика планет. Ч. 2. М: Мир. 1976. 483 с.
7. Монин А.С. История Земли. Л: Наука. 1977. 228 с.
8. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М: Нац. Геоф. Ком. 1993. 194 с.

Латеральные вариации плотности и напряжений в глубинных слоях Земли на основе решения новой задачи гравиметрии

Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г.

ГАИШ МГУ им. М.В.Ломоносова», Москва, Россия,
nason@sai.msu.ru, chujkova@sai.msu.ru

Ключевые слова: Земля, кора, мантия, внешнее ядро, латеральные вариации плотности и напряжений.

Разработана оригинальная методика решения обратной некорректной задачи гравиметрии определения внутреннего аномального плотностного строения планет земной группы на основе космических наблюдений гравитационного поля и рельефа. Суть ее заключается в том, что определяются возможные глубины компенсации для гармоник разложения высот рельефа относительно равновесного эллипсоида для различных степеней и порядков гармоник. Поскольку каждая неоднородность рельефа характеризуется определенным набором гармоник, то максимальная концентрация компенсации этого набора в ограниченном диапазоне глубин может свидетельствовать о наиболее вероятных глубинах компенсации рассматриваемой неоднородности рельефа. С целью убедиться, что отсутствие сейсмических наблюдений на поверхности планет не приводит к значительным ошибкам при интерпретации внутреннего строения, мы проделали аналогичное исследование также с привлечением наиболее надежных сейсмических данных о глубинах поверхности Мохоровичича *M*). Чтобы определить глубину компенсации d_{nm} для произвольной гармоники $a_{nm}^{(s)}, b_{nm}^{(s)}$ разложения аномальных масс слоя (рельефа или рельефа плюс граница Мохоровичича *M*), нужно решить систему двух уравнений, одно из которых отражает соответствие наблюдениям вклада в гравитационное поле от масс слоя и компенсирующих масс, а другое – совпадение давлений с равновесной моделью ниже глубины компенсации. Полученное решение для глубины компенсации d_{nm} для произвольной гармоники рельефа определяется в итоге соотношением:

$$d_{nm} = R_0 - R_M \left(a_{nm}^{M1} / a_{nm}^{M2} \right)^{1/n} ,$$

где a_{nm}^{M1}, a_{nm}^{M2} - коэффициенты разложения по сферическим функциям высот поверхностей компенсации ***M1*** (полученных на основе гравитационного поля после вычета вклада масс слоя в квадратичном приближении) и ***M2*** (полученных на основе гипотезы изостатической компенсации аномальных масс относительно соответствующего равновесного эллипсоида при фиксированном значении радиуса R_M). Как мы видим, решение возможно, т.е. $R_0 \geq d_{nm} \geq 0$, если $0 \leq a_{nm}^{M1} / a_{nm}^{M2} \leq (R_0 / R_M)^n$. Для b_{nm} - аналогичная формула с заменой a_{nm} на b_{nm}.

Исследование решения как для Земли, так и для Марса показало, что компенсация масс рельефа на одном уровне возможна только для некоторого набора гармоник. Для остальных гармоник были выбраны два варианта компенсации, которые в наименьшей степени приводят к отклонениям внутреннего строения от равновесного: 1) компенсация осуществляется на двух уровнях, первым из которых является граница ***M*** **,** возможные глубины для второго уровня определялись из анализа результатов, полученных для гармоник, для которых существует решение (1), при этом окончательный выбор делался с учетом весовой функции, обратно пропорциональной отклонению внутреннего строения от равновесного; 2) не скомпенсированные гармоники рельефа приводят к напряжениям в литосфере при условии, что напряжения не превосходят предела прочности литосферы. После определения глубин компенсации были выделены основные диапазоны глубин компенсации. Карты распределения компенсирующих масс построены путем пересчета к плотности простого слоя на средней глубине для выделенных диапазонов.

Коэффициенты разложения вертикальных напряжений по сферическим функциям, т.е. вертикальные компоненты тензора напряжений, считались по формуле

$$\begin{Bmatrix} a_{nm}^{st} \\ b_{nm}^{st} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} a_{nm}^{M1} - a_{nm}^{M2} \\ b_{nm}^{M1} - b_{nm}^{M2} \end{Bmatrix} \Delta\sigma_M \cdot g_0 R_0 ,$$

где $\Delta\sigma_M = \Delta\sigma_{com}$ = 0.31 10^3 кг/м^3 (средний скачок плотности на ***M***), g_0=9.80 м/с^2, R_0=6370·10^3 м. Из формулы (2) видно, что напряжения отнесены к поверхности планеты радиуса $R_M = R_0$. При пересчете в нижние слои радиуса r коэффициенты a_{nm}^{st}, b_{nm}^{st} возрастают пропорционально $(R_0/r)^2$, а a_{nm}^{M1}, b_{nm}^{M1} возрастают пропорционально $(R_0/r)^n$.

Исходные данные. В качестве исходных данных для гравитационного поля Земли нами были использованы Стоксовы коэффициенты степени n≤18, взятые из модели GOCO01S, полученной из обработки данных слежения спутников гравитационной миссии GRACE and GOCE. В качестве исходных данных для рельефа Земли мы использовали разложение эквивалентного рельефа Земли по сферическим функциям степени n≤18, полученное нами в 1996 г. Для глубин поверхности ***M*** было использовано гармоническое разложение степени n≤18, полученное нами на основе анализа сейсмических наблюдений. Коэффициенты гармонического разложения для рельефа и границы ***M*** приведены на веб-сайте http://lnfm1.sai.msu.ru/~chujkova. В качестве равновесной модели при исследовании аномального внутреннего строения Земли была принята модель равновесного эллипсоида для вязко-упругой Земли, гармоника C_{20} которого соответствует измерениям внешнего гравитационного поля, а остальные гармоники поля отражают отклонение внутреннего строения Земли от равновесной модели, (модель гидростатически уравновешенного эллипсоида пригодна только для жидкого ядра Земли).

Результаты и основные выводы. Нами были построены гистограммы распределения глубин компенсации гармоник рельефа Земли, для которых компенсация существует на одном уровне. Оказалось, что только около 60%

аномальных масс рельефа компенсируются на одном уровне, причем почти вся компенсация рельефа происходит в коре и в верхней мантии (т.е., внутри литосферы). Из гистограмм видно, что компенсация различных гармоник рельефа в коре и мантии осуществляется на разных уровнях, что указывает на расслоение коры и мантии. Этот результат совпадает с результатом сейсмических исследований, показывающих расслоенность коры и верхней мантии. Тем не менее, из гистограмм видно, что можно выделить основные уровни компенсации, для которых мы определили средние глубины. И для этих средних глубин получено распределение аномальных масс. Четко выделяются основные уровни компенсации на глубинах 0-20 км, 20-55 км, 55-80 км, 90-165 км (рис.1a, c), 180-400 км, 600-1000 км (рис.1b,d), которые хорошо коррелируют с результатами сейсмологических исследований. Средние значения, рассчитанные с учетом весов, соответствующих амплитудам гармоник, хорошо совпадают с глубинами слоев, на которых, согласно сейсмологическим данным, возможна изостатическая компенсация масс рельефа: 25±16 км – средняя глубина поверхности ***M*** для океанов и материков в диапазоне 0-55 км; 90±27 км – глубины изостатической компенсации в диапазоне 55-165 км; 270±50 км – глубины астеносферы в диапазоне 180-400 км. В нижней мантии компенсируются лишь отдельные гармоники низкой степени (n=2-5) на глубинах 600-1000 км (средние глубины 690±90 км, 950 ±40 км). Для сравнения нами был проведен аналогичный анализ также с учетом вклада в гравитационное поле скачка плотности на границе ***M***. Полученные гистограммы соответствуют результатам, полученным без учета ***M***.

На рис.1e,f приведены карты возможных вертикальных напряжений в коре и мантии Земли, рассчитанными как без учета вклада ***M*** в гравитационное поле (1e), так и с учетом (1f). Видно, что карты имеют сходное распределение. Максимальные значения напряжений не превосходят 7 МПа, а распределение максимальных градиентов напряжений в областях перехода от напряжений сжатия (положительные значения) к напряжениям растяжения (отрицательные значения) коррелирует с картой распределения землетрясений. Можно заметить совпадение областей максимальных вертикальных напряжений растяжения с областями современного подъема поверхности Земли (Фенноскандия, Канада, Антарктида). Из рисунков также видно, что области вертикальных напряжений растяжения характеризуют приполярные районы материков, что может свидетельствовать о стремлении сжатия оболочек Земли соответствовать современной скорости вращения Земли (так, в настоящее время сжатие поверхности мантии значительно превышает как гидростатическое, так и динамическое сжатие, и соответствует более высокой скорости вращения Земли в начале неогея.

На рис. 1a,b,c,d приведены карты распределения аномальных масс в литосфере пересчитанные к плотности простого слоя на глубине 25 км, полученные как при учете компенсации только масс рельефа (рис.1a), так и с учетом принятого скачка плотности на границе ***M*** ($0.31 \cdot 10^3$ кг/м^3) (рис.1b). Разность распределения аномалий на рис. 1a и рис. 1b, представленная на рис. 1c, соответствует вкладу аномалий, обусловленных принятым скачком

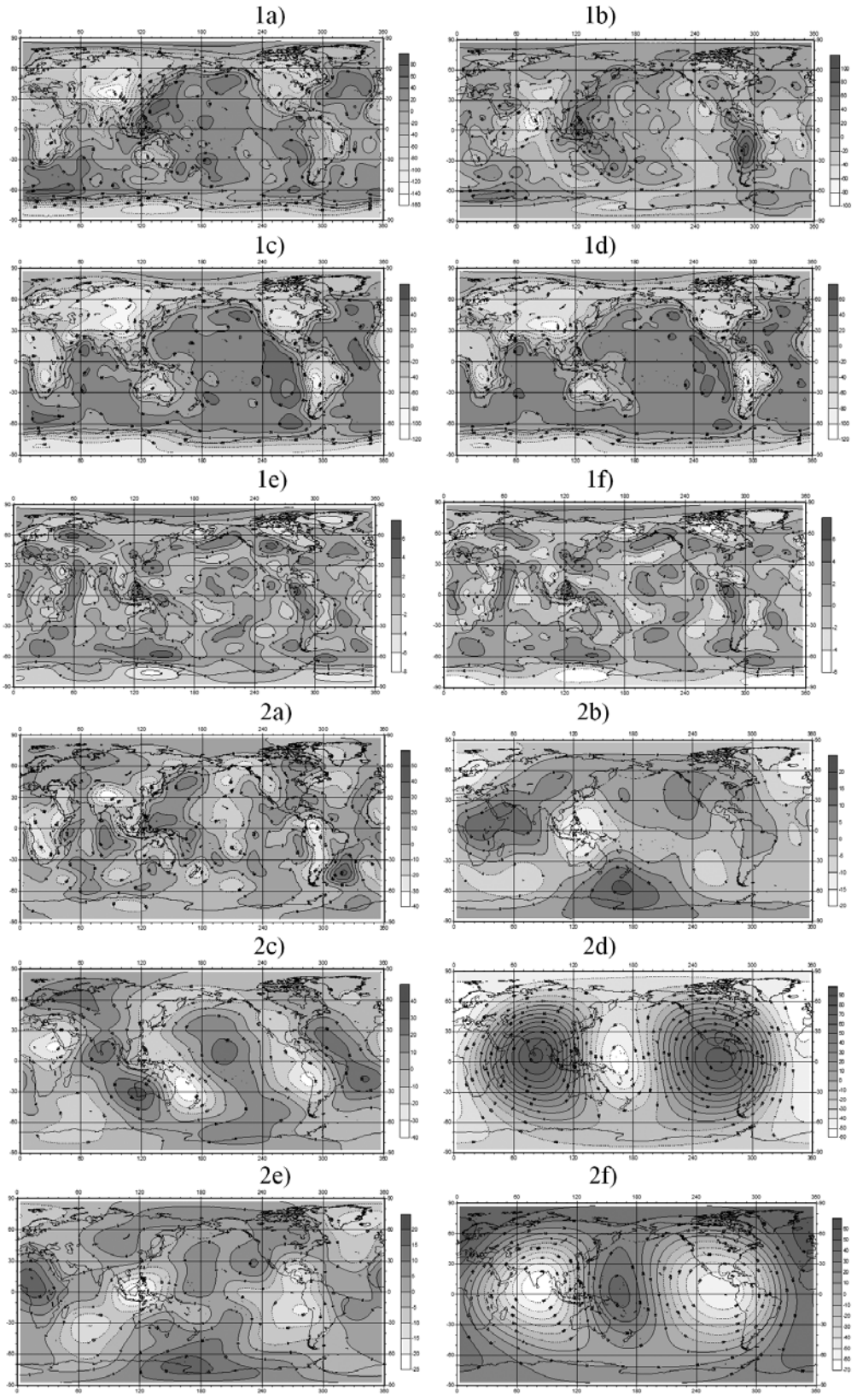


Рис.1, 2. Аномальные массы (в 10^5 кг/м^2) коры, мантии и ядра Земли на средних глубинах 25, 90, 270, 690, 950, 2370, 2870 км в диапазонах (1a (-150,77),b(-88,86),c(-103,54),d(-113,54); 2a(-39,43),b(-16,16),c(-37,33), d(-95,93),e(-24,19),f(-77,76)) и аномалии напряжений в МПа (1e(-6.4,4.9),f(-5.9,5.5))

плотности на ***M,*** учтенных только в данных, на основе которых получен рис.1b. Очевидно, что в рис. 1b отражено несоответствие реального скачка плотности на границе *M* принятому постоянному значению $0.31 \cdot 10^3$ кг/м^3. На рис. 1d представлена карта распределения аномальных масс, соответствующая постоянному скачку плотности на ***M***. Видно, что карты 1c и 1d имеют сходный характер. На рис. 1b особенно большие отклонения соответствуют индийской и австралийской аномалиям геоида, а также горным областям в Южной Америке (Анды). Видно также, что распределение аномальных масс на рис. 1b соответствует аномалиям геоида, что говорит о том, что аномалии гравитационного поля в основном обусловлены вкладом аномальных масс коры (для материков) и верхних слоев мантии (для океанов).

Все же остальные карты (рис. 2) показывают сходный характер распределения аномальных масс в верхней и средней мантии на глубинах 90 км (рис.2 a), 270 км (рис.2 c) и 690 км (рис. 2e) как с учетом, так и без учета скачка плотности на ***M,*** что показывает, что неучет скачка плотности на ***M*** не вносит значительных искажений. На рис. 2 также приведены распределения аномальных масс в верхах нижней мантии на средней глубине 950 км (рис. 2b), на верхней границе переходного слоя мантия-ядро на средней глубине 2370 км (рис. 2d), и в верхнем слое жидкого ядра на средней глубине 2970 км (рис. 2f), полученных при дополнительном учете условия гидростатического равновесия внутри жидкого ядра. Эти карты практически идентичны, как при учете ***M***, так и без учета ***M.*** Полученные карты хорошо соответствуют картам M. Ishii и J. Tromp распределения плотности на глубинах 600, 2300, 2850 км, полученными на основе анализа собственных колебаний Земли. Их основное отличие вызвано тем, что в процессе их построения использовались только нормальные моды S_{14}, S_{63} собственных колебаний Земли, а при построении наших карт использованы гармоники до степени N=6 для гравитационного поля, рельефа и границы ***M,*** причем наши исследования показали, что максимальный вклад вносят гармоники C_{22} и C_{31}, отсутствующие у M. Ishii и J. Tromp. Заметим также, что их карты отличаются для плотностных моделей различных глубин, особенно для глубины 600 км.

Заключение. Разработанная методика определения внутреннего аномального плотностного строения планет земной группы на основе космических наблюдений гравитационного поля и рельефа, проверенная для Земли, дает хорошее модельное представление, на которое можно будет ориентироваться при будущих исследованиях на поверхностях планет.

Геолого-геофизическая интерпретация результатов частотных зондирований с учетом влияния токов смещения

Шевцов А.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия,
shevtsov@geoksc.apatity.ru

Ключевые слова: частотные зондирования, эксперимент «Ковдор-2015», проводящий слой дилатантно-диффузионной природы.

Фундаментальные работы по исследованию электропроводности земной коры методом частотного зондирования проводились с применением как мощных контролируемых источников (заземленные участки промышленных линий электропередачи длиной 100-120 км, специальные излучающие установки электромагнитных колебаний в КНЧ-СНЧ диапазонах длиной 50-60 км) на удалениях до 2000 км (в частотном диапазоне 0.1 – 200 Гц), так и со стандартными заземленными питающими диполями длиной 1.5-2 км на удалениях 25-50 км на частотах до 2 кГц.

В экспериментах с длинными линиями на значительных удалениях от источника было обнаружено совместное влияние на величину измеряемых компонент электромагнитного поля как токов проводимости в верхних проводящих областях атмосферы (ионосферы), так и токов смещения в непроводящей атмосфере. Причем действие последних обнаруживалось на больших удалениях от источника (свыше 100 км) на достаточно низких частотах (100–200 Гц). Вместе с тем для импедансных отношений сопряженных горизонтальных электрических и магнитных компонент поля оба эти фактора наблюдаемого эффекта не оказывали, что находится в согласии с теоретическим рассмотрением граничных условий Леонтовича для импеданса как функции оклика подстилающего полупространства. Поэтому для геолого-геофизической интерпретации использовались только импедансные отношения, которые, к тому же, достаточно легко дополнялись данными измерений естественного АМТ-поля.

Эксперимент «Ковдор-2015» был предусмотрен планом гранта РФФИ с целью исследования природы и структуры электропроводности верхней части земной коры в пределах первого десятка километров и, в частности, с целью изучения свойств загадочного проводящей области в верхней части земной коры (на глубинах 1–10 км) дилатантно-диффузионной природы («ДД-слоя»). Слой этот впервые был открыт нами в Финляндии в 1997 году, в ходе проведения эксперимента по многолучевому частотному зондированию на территории Центрально-Финляндского гранитоидного массива [1]. Интерес к его изучению определяется, прежде всего, тем, что со «слоем ДД» связывается присутствие системы свободных флюидов в верхнем слое земной коры, проникающих на глубину по системе трещин, выполаживающихся с глубиной под действием тангенциальных напряжений. Появляющиеся при этом явления

дилатансии и хрупкого разрушения пород, согласно теоретическим представлениям В.Н. Николаевского, создают условия для существования свободных флюидов на глубине. Это, в свою очередь, приводит к повышению электропроводности горных пород.

Для решения научной задачи были установлены две системы взаимно ортогональных питающих линий длиной по 1.5 км на западном и на восточном участках Ковдорско-Енского района и выполнена серия многолучевых частотных зондирований на удалениях 25 и 50 км от каждого из питающих диполей.

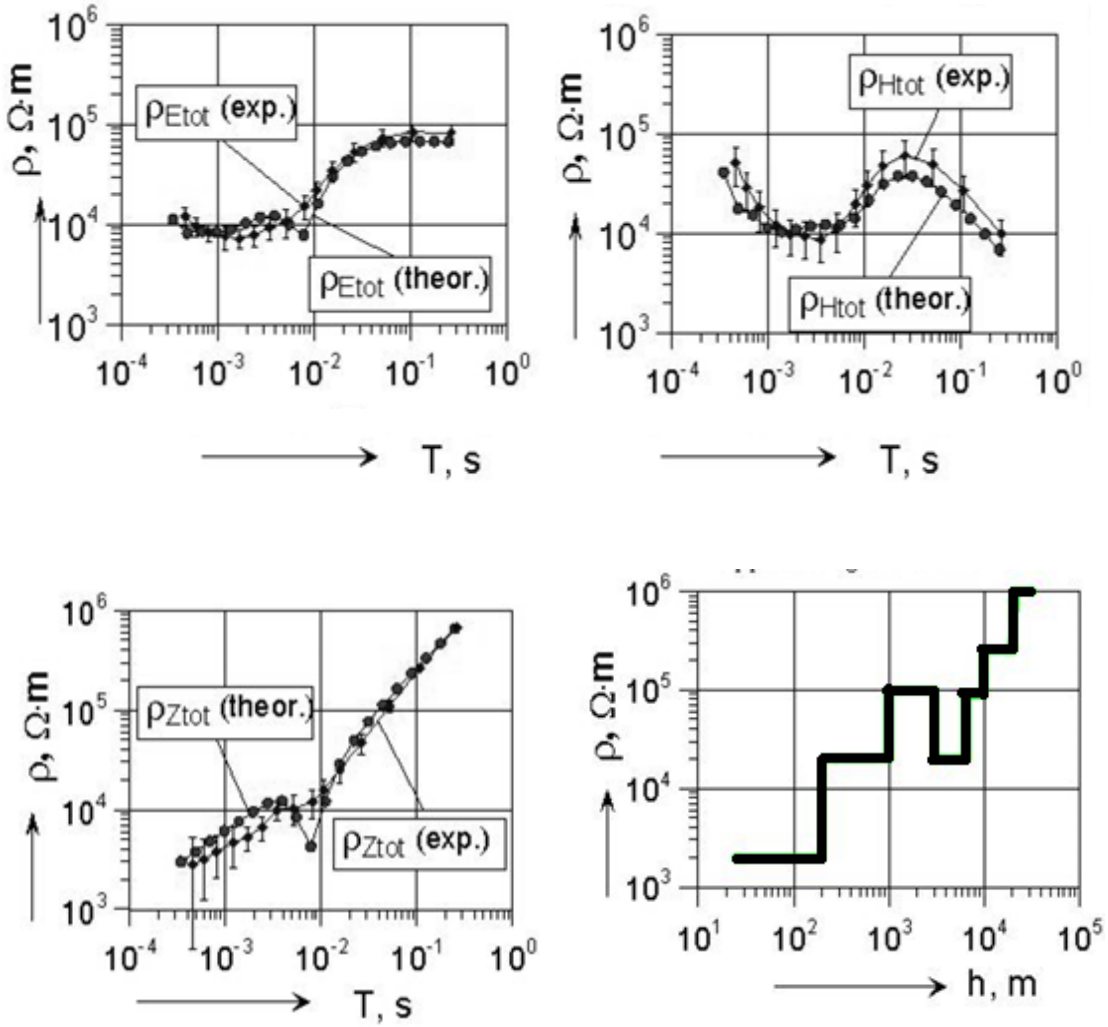


Рис. 1. Кажущееся сопротивление на удалении 50 км от заземленного горизонтального электрического диполя – экваториальная установка. Вверху - по электрическому (левая панель) и магнитному (правая панель) полю. На нижних панелях – слева кажущееся сопротивление по импедансному отношению, справа – результат инверсии – распределение удельного сопротивления в одномерной модели. Ромбы с барами – результат измерений, жирные точки – значения кажущегося сопротивления рассчитанные для модели, представленной на нижней панели справа

Измерения выполнялись с применением двух типов цифровых станций – VMTU-10 и КВВН-7 в каждой точке приема. Электромагнитное поле создавалось в частотном диапазоне от 2 кГц до 10 Гц. С этой целью к питающим диполям АВ подключался генератор направленного действия «Энергия-3М», установленный на шасси автомашины ЗИЛ-131.

В ходе обработки полученных результатов в условиях высокоомного геоэлектрического разреза (кажущееся удельное сопротивление 20 – 100 кОм м) на удалениях свыше 25 км для частот 1-2 кГц выявлено существенное расхождение формы кривых кажущегося сопротивления полученных по измеренным электрическим и магнитным компонентам поля и по их импедансным отношениям (рис. 1). Как известно, для однородно-слоистого распределения электропроводности в пределах дальней зоны источника в квазистационарном приближении все три типа кривых кажущегося сопротивления должны иметь одну и ту же форму и, более того, выходить на одни и те же значения.

Для объяснения имеющегося расхождения было выполнено численное моделирование поля заземленного горизонтального электрического диполя над горизонтально-слоистой средой и проведена интерпретация измеренных кривых кажущегося сопротивления методом сопряженных градиентов. При этом прямая задача решалась без ограничений квазистационарного приближения, а функционал невязки, минимизирующийся в ходе инверсии определялся по квадрату отклонения модельных и измеренных значений кажущегося сопротивления на данной частоте колебаний тока в источнике как для импедансных отношений, так и для электрических и магнитных компонент поля.

Аналогичные результаты получены в ходе многолучевого частотного зондирования и в других точках Енско-Ковдорского района на удалениях 25 – 50 км с использование двух расстановок двух взаимно-ортогональных питающих диполей, что подтверждает выводы о высокой степени горизонтальной однородности верхней части коры исследуемого региона, сделанные ранее по измерениям в поле мощных источников. Совместная инверсия импедансных кривых кажущегося сопротивления с кривыми, рассчитанными по электрическим и магнитным компонентам поля, повышает устойчивость построенных решений, что дает более уверенные оценки параметров геоэлектрического разреза. При этом сопоставление кривых кажущегося сопротивления рассчитанных по электрическому и магнитному полю с кривыми, полученными по импедансным отношениям позволяет количественно оценить статическое искажение, связанное с локальными приповерхностными неоднородностями.

Полученные разрезы имеют характерную область повышенной электропроводности (пониженного удельного сопротивления) на глубинах 3 – 10 км, с интегральной проводимостью около 1 См, которая была названа ранее ДД-слоем. В целом разрезы характеризуются высокоомным основанием с удельным сопротивлением 500 – 1000 кОмм.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-12044-офи-м.

Литература

1. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Токарев А.Д., Корья Т. Частотное электромагнитное зондирование земной коры на территории Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса. // Известия РАН. Физика Земли. 2002. № 11. С. 54-68.

Анализ отражения в геопотенциальных полях зон осложнений при бурении скважин на Ковыктинском ГКМ

Шелихов А.П.[1,2], Смирнов А.С.[1,2], Горлов И.В.[1]

[1] ООО «Газпром геологоразведка», Тюмень, Россия, a.shelihov@ggr.gazprom.ru
[2] Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

Ковыктинское газоконденсатное месторождение (ГКМ) - одно из уникальных по запасам месторождений, расположенное в Иркутской области в 450 км к северо-востоку от г. Иркутска.

Особенности геологического строения территории месторождения: наличие в разрезе мощных соленосных толщ, надвиговая и соляная тектоника, приводит к возникновению геологических осложнений, увеличивающих затраты на строительство скважин, а зачастую приводящих к необходимости их ликвидации. Поэтому прогнозирование зон возможного возникновения осложнений при бурении для рационального проектирования точек заложения скважин и минимизации рисков аварий, является важнейшей задачей.

В настоящей работе предпринята попытка установить приуроченность зон осложнений при бурении скважин к особенностям геопотенциальных полей.

Характеристики геопотенциальных полей взяты из регулярных сеток поля силы тяжести, полученного по данным съемок масштаба 1:200 000 и магнитного поля по результатам аэромагнитных работ масштаба 1:50 000. Средствами комплекса COSCAD 3D были выполнены различные преобразования исходных полей.

В анализе были использованы данные по 75 скважинам. Анализировались три вида осложнений: поглощение, рапопроявление и газопроявление. Их количественной характеристикой для каждой скважины явилось число соответствующих осложнений, возникших на разных интервалах проходки каждой скважины.

Из общего числа скважин 9 были пройдены без осложнений, поглощение встречено в 66 скважинах, рапопроявление и газопроявление в 11.

Получение данных и их анализ состояли в следующем. В точках расположения скважин с осложнениями с карт исходных полей и их различных трансформант снимались соответствующие характеристики полей. При анализе использовались так же альтитуды скважин. Средствами пакета Excel строились точечные диаграммы зависимости количества проявлений от характеристик

полей с наложением линейного тренда и расчётом достоверности аппроксимации линейной корреляции двух признаков (рис.1). Статистическая значимость полученных коэффициентов корреляции для выборок различной величины оценивалась вычислением доверительных интервалов для доверительной вероятности 95%.

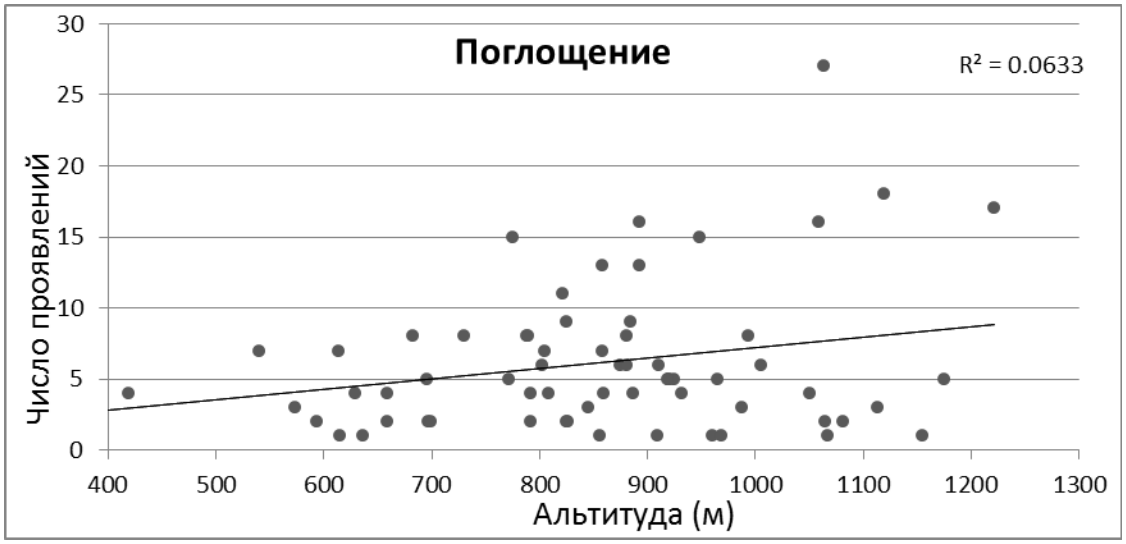


Рис.1 Связь количества поглощений в скважинах с их альтитудами

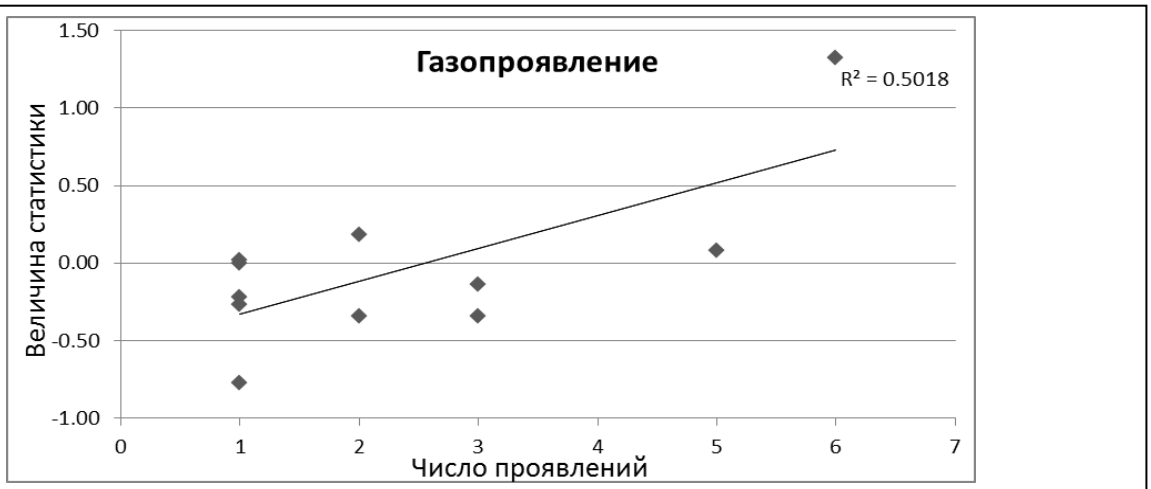


Рис.2 Связь количества газопроявлений с осями положительных локальных гравитационных аномалий

По итогам проведенного корреляционного анализа получены следующие результаты:

- Самая большая выборка из 66 скважин с поглощением показала отсутствие статистически значимой корреляции поглощения с каким-либо элементом гравитационного или магнитного полей. Проявилась слабая, на грани статистической значимости, корреляция поглощения с альтитудой ротора скважины (К=0.25 ±0.24, см. рис.1).
- Обнаружена статистически значимая корреляция газопроявлений с положительными локальными аномалиями силы тяжести (К=0.60±0.53).

Еще существеннее связь газопроявлений с осями положительных аномалий, рассчитанными в форме статистики процедурой трассировки осей аномалий (К=0.71±0.47, рис.2).

- Статистически значимой корреляции рапопроявлений ни с одним из анализируемых элементов геопотенциальных полей и альтитудами скважин не установлено.

При выполнении подобного рода анализа на наш взгляд необходимо иметь в виду одно важное обстоятельство. А именно: развитие осложняющих проявлений связано не только с геологическими условиями и предпосылками их возникновения, но и с правильным выбором и соблюдением технологии проходки скважин. В частности, речь идет о плотности бурового раствора. В работе [1] приводятся данные об интенсивности рапопроявления и поглощения бурового раствора в зависимости от превышения его плотности над плотностью рапы, полученные на основании анализа буровых работ на Астраханском своде. Из них следует, что превышение плотности бурового раствора над плотностью пластового флюида на величину от 0.25 до 0.8 г/см^3 при бурении хемогенных отложений является фактором, провоцирующим интенсивные проявления.

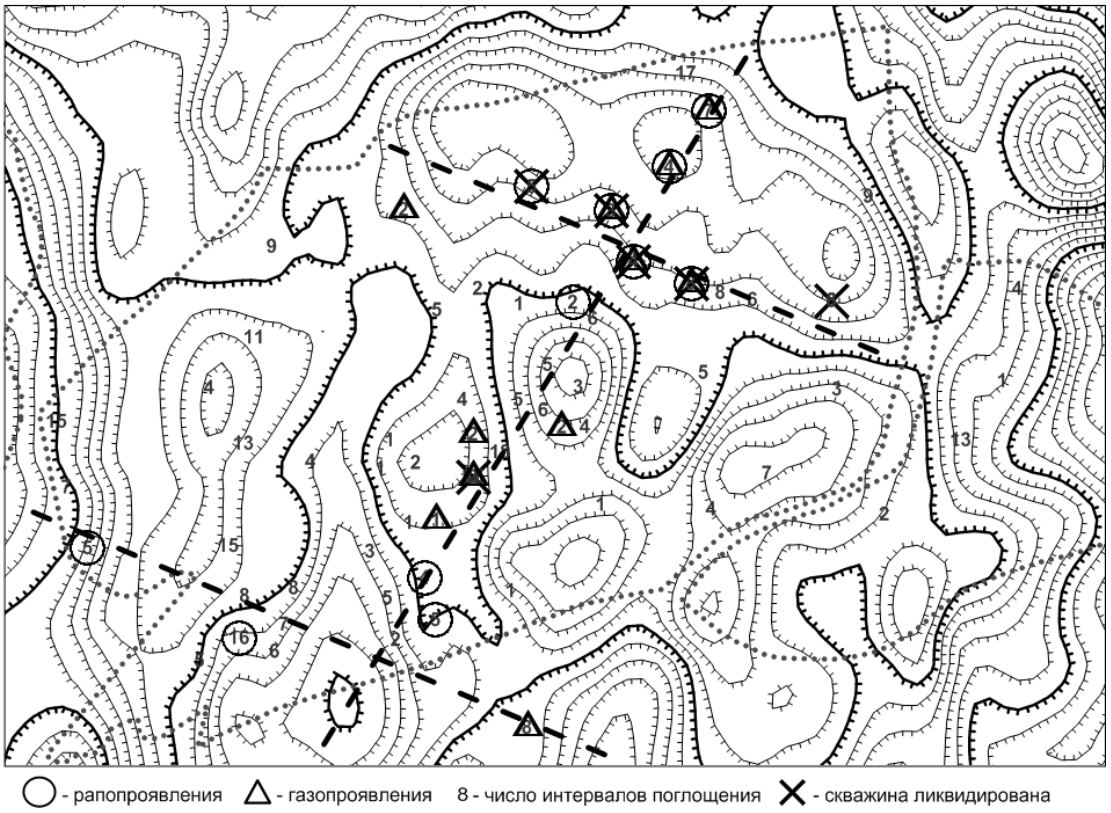


Рис. 3 Трассировка зон рапопроявлений и газопроявлений

Подтверждения этому имеются и на Ковыктинском месторождении. В частности, при бурении разведочной скважины №64 на утяжеленном растворе открылось поглощение, вызванное гидроразрывом пород, в то время как при бурении в том же интервале первого ствола на промывочной жидкости плотностью 1.27 г/см^3 поглощений и гидроразрыва не отмечалось. Следует

отметить, что утяжеление раствора потребовалось из-за появления второго раппоносного горизонта с АВПД, вскрытого в процессе бурения.

Следовательно, как наличие геологических предпосылок возникновения проявлений может не приводить с неизбежностью к серьезным осложнениям при бурении, так и повышенное количество проявлений при проходке конкретной скважины может говорить и о сложных геологических условиях, и об отклонении (пусть даже вынужденном) от проектной технологии бурения. Поэтому количественная характеристика интенсивности проявлений, основанная на числе проявлений при проходке каждой скважины, не в полной мере отвечает задачам и может лежать в основе количественного анализа.

Интерес представляет качественный анализ, а именно пространственное положение скважин с рапопроявлениями и газопроявлениями, которое имеет определенные закономерности. Так, в отличие от скважин с поглощением, встречаемом в подавляющем большинстве случаев, скважины с рапо- и газопроявлениями расположены в пределах ортогональных линейных зон северо-западного и северо-восточного простирания (рис.3).

Одна из этих зон, расположенная к северо-востоку от центра Ковыктинского месторождения, совпадает с градиентной зоной вытянутого минимума силы тяжести (на рисунке 3 приведены изолинии аномалий силы тяжести с бергштрихом). На основании того, что в указанной зоне расположено подавляющее большинство скважин, ликвидированных по причине сложных геологических условий, можно сделать предположение о проявлении в виде градиента поля силы тяжести активной разломно-тектонической зоны.Результаты выполненного на Ковыктинском ГКМ анализа позволяют сделать следующие выводы:

1. Установлено наличие корреляционной связи интенсивности газопроявлений с положительными аномалиями силы тяжести;
2. Рапопроявления и газопроявления тяготеют к линейно вытянутым взаимно ортогональным зонам северо-восточного и северо-западного простирания;
3. Больше половины скважин с рапопроявлениями и газопроявлениями расположены в пределах вытянутого локального минимума силы тяжести в северо-восточной части месторождения. Большая часть скважин, ликвидированных по причине сложных геологических условий, расположена в градиентной зоне этого минимума;
4. На основе региональных данных возможен лишь зональный прогноз, для локального прогноза необходимы данные детальных гравимагнитных исследований.

Литература

1. Семенякин В.С. Распознание причин развития проявлений на ранней стадии их возникновения при бурении // Вестник Астраханского государственного технического университета №4(23), 2004, с. 107-111

Первые результаты обработки, интерпретации и моделирования в классе трехмерных моделей магнитной съемки с БПЛА в Бодайбинском районе Иркутской области и Лужском районе Ленинградской области

Шибеко Е.А.[1,4], Давыденко А.Ю.[3], Давыденко Ю.А.[1,2,4], Лаврентьева Н.А.[1,4], Бухалов С.В.[1,4], Паршин А.В.[1], Анцев В.Г.[5], Лухманов В.Л.[6]

[1] Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия, mirair@bk.ru
[2] Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск, Россия
[3] Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
[4] ООО «Гелиос», Иркутск, Россия
[5] АО «НПП «Радар ММС», Санкт-Петербург, Россия
[6] ООО «КГЭ Астра», Санкт-Петербург, Россия

Ключевые слова: магнитная съемка с беспилотными летательными аппаратами, наземная магнитная съемка, 3D-инверсия магнитных данных.

В условиях сокращения бюджета на поисковые работы на рудные полезные ископаемые существенно уменьшаются, и становится актуальным внедрение новых геофизических технологий, позволяющих с высокой экономической эффективностью решать геологические задачи. Одной из таких технологий является съемка магнитного поля с помощью беспилотных летательных аппаратов, применение которой в комплексе с традиционными геолого-геохимическими и геофизическими исследованиями позволяет картировать тектонические нарушения и выявлять аномалиеобразующие объекты. Апробация технологии магнитной съемки с БПЛА активно проводится как в России, так и за рубежом, и важным аспектом является разработка технологии предварительной обработки результатов массовой съемки и инверсия в рамках трехмерных моделей.

В 2015-16 гг. магнитной съемкой с БПЛ были выполнены площадные полевые работы в Бодайбинском районе Иркутской области (более 9.5 км^2) и специалистами АО «НПП «Радар ММС» (съемка с БПЛ) совместно с ООО «КГЭ Астра» (наземная съемка) в Лужском районе Ленинградской области (более 1.5 кв^2).

Описание технологии обработки. Для обработки результатов магнитной съемки использовались программные комплексы Oasis Montaj и GelioSMI [1] Технологии, используемые в GelioSMI, позволяют в условиях интенсивных помех различного генезиса выделять объекты, отражающиеся в физических полях аномалиями относительно невысокой контрастности. Функционал GelioSMI позволяет подавлять не только короткопериодные случайные помехи, но также длиннопериодные смещениями значений магнитного поля на соседних профилях – так называемый эффект «профильности» (levelling effect) [2]. Кроме того, в технологии GelioSMI реализован функционал, предназначенный для многомерного статистического анализа (метод главных

компонент, метод независимых компонент, регрессионный анализ) и фильтрации в классических и робастных вариантах [3], позволяющий разделять поле на составляющие с различными пространственно-амплитудными свойствами.

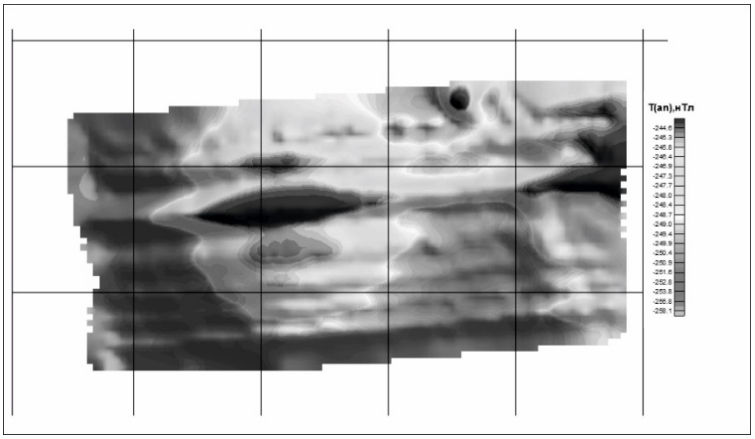


Рис. 1. Магнитное поле на участке Лужский, полученное съемкой с БПЛА

а) *б)*

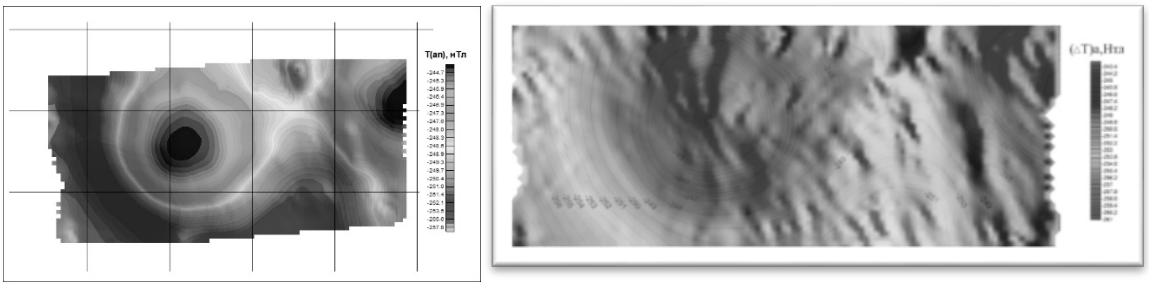


Рис. 2. Стадии обработки данных съемки магнитного поля с помощью БПЛА. Аномальное магнитное поле участка Лужский (БПЛА) а) после первичной обработки данных в Oasis Montaj; б) после подавление эффекта профильности в GelioSMI

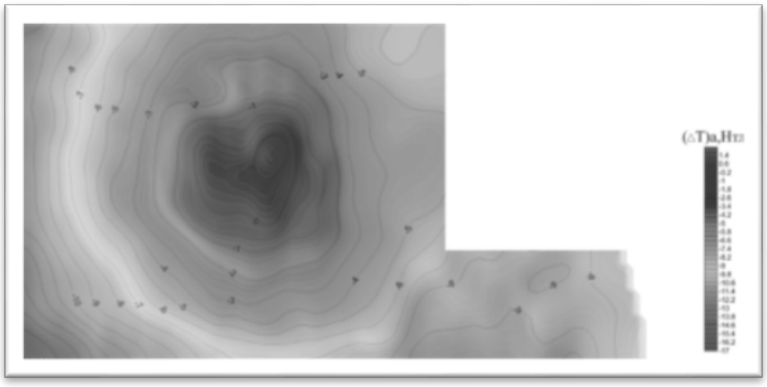


Рис. 3. Аномальное магнитное поле уч. Лужский по результатам наземной съемки

Важным элементом технологии, позволяющим комплексировать данные различных геофизических методов с результатами площадных грави- и магниторазведочных съемок, является возможность трёхмерной инверсии потенциальных полей. В результате инверсии по данным площадных магнитных съемок, в зависимости от модели магнитной среды, может быть определено пространственное распределение составляющих вектора суммарной намагниченности или магнитной восприимчивости [4]. Инверсия проводится для полей, заданных на плоском или реальном рельефе для сетки ячеек в виде прямоугольных призм с регулируемыми горизонтальными и вертикальными размерами. Параметры инверсии определяются также количеством дополняющих ячеек для компенсации эффектов от объектов, находящихся за пределами сети наблюдений, значением параметра регуляризации, функцией взвешивания по глубине, количеством итераций для нахождения решения. Для того, чтобы сделать возможным инверсию больших объёмов данных без привлечения дорогих высокопроизводительных платформ, реализован так называемый метод опорной области [5], который позволяет локализовать зону влияния каждой точки измерения в модели и пренебречь эффектами, относительный вклад которых весьма мал. Для данных, измеренных на больших площадях, подобный подход позволяет значительно снизить объём требуемой памяти и времени при решении обратной задачи.

Препроцессинг данных БПЛА магнитной съемки

На участке Лужский была выполнена обработка данных съемки магнитного поля, выполненной с помощью БПЛА и в наземном варианте (рис. 1). Эффект профильности, прежде всего, обусловлен незначительными изменениями высоты полета. После первичной увязки маршрутов в Oasis Montaj (рис.2 а) была выполнена процедура подавления эффекта профильности в GelioSMI (рис.2 б). Результаты хорошо сопоставимы с данными наземной съемки и позволяют по магнитному полю выделить тектонические нарушения.

Детальная 3D-инверсия магнитных данных, проведенная с определением составляющих вектора намагниченности для четырех слоев в диапазоне глубин: 0-200; 200-400; 400-900 и 900-1900 м, позволило проследить тектонические нарушения на глубину.

Результаты обработки и интерпретации данных магнитной съемки с БПЛА показали целесообразность использования технологий обработки геофизической информации, интегрирующих возможности эффективных методов пространственной фильтрации полей, основанных на применении робастных методов многомерного анализа данных, и способов 3D инверсии потенциальных полей.

Литература

1. Давыденко А.Ю., Грайвер А.В. Программный комплекс многомерного статистического анализа структуры геофизических полей GelioSMI. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2012613705.Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ 19.04.2012 г.

2. Davydenko, A.Y., Grayver A.V. Principal component analysis for filtering and leveling of geophysical data // J. Appl. Geophys. 2014. V. 109. P. 266–280.

3. Грайвер А.В. Особенности представления данных и реализации ресурсоемких вычислений в программе обработки и интерпретации геофизических данных GelioSMI // Геоинформатика. 2012. № 3. С. 20-27.

4. Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В Определение физико-геологических характеристик разреза с помощью инверсии данных электроразведки и магниторазведки при поисках подземных вод в условиях многолетней мерзлоты // Материалы 42-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Пермь: ГИ УФО РАН. 2015. С. 66–69.

5. Martin Cuma M., Wilson G.A. and Zhdanov M. Large-scale 3D inversion of potential field data // Geophysical Prospecting. 2012. V. 60. No. 6. P. 1186–1199.

Нелинейная нейросетевая инверсия и оценка достоверности решений в многомерных обратных задачах геоэлектрики

Шимелевич М.И. [1], Оборнев Е.А. [1], Оборнев И.Е. [2], Родионов Е.А. [1], Леушканова К.А. [1]

[1] - Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия, shimelevich-m@yandex.ru
[2] - Научно-исследовательский институт ядерной физики имени Д.В. Скобельцына Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Ключевые слова: обратная задача, геоэлектрика, аппроксимационный нейросетевой метод, нейросетевая инверсия, нейросетевая палетка.

Многие практические обратные задачи геофизики могут быть сведены к численному решению нелинейного операторного уравнения вида:

$$A_N s = e, \quad s \in S_N \subset R^N, \quad e \in R^M$$
$$S_N : \ [s_{\min} \le s^n \le s_{\max}], \quad n = 1,...,N\text{'} \qquad (1)$$

где $s = (s_1,...,s_N)$ - искомый вектор параметров среды, определяемый значениями искомой характеристики среды в ячейках *регуляризованной сетки* θ_N *обратной задачи* размерности N, S_N - множество априорных ограничений, $e = (e_1,...,e_M)$ - вектор измеренных данных, A_N - заданный оператор *прямой параметризованной* задачи. Регуляризованная сетка θ_N, на которой ищется решение обратной задачи (1), строится путем объединения

ячеек исходной конечно-разностной сетки прямой задачи θ_{N_0} размерности $N_0 > N$ таким образом, чтобы ее размерность N была максимальной при условии, что степень неоднозначности $\beta_N(2\delta_0)$ решений уравнения (1) не превышала заданной желаемой величины ε_0, при заданном уровне погрешности данных δ_0 [3, 5]:

$$\beta_N(2\delta_0) \le \varepsilon_0, \tag{2}$$

где $\beta_N(x)$ - модуль непрерывности обратного оператора A_N для уравнения (1), определяемый выражением, не требующим знания обратного оператора A^{-1}, вида [1, 2]:

$$\beta_N(x) = \sup_{s,s' \in S_N} \| s' - s \|_{R^N} \quad \text{при} \quad \| A_N s' - A_N s \|_{R^M} \le x. \tag{3}$$

При этом прямая задача решается на исходной конечно-разностной сетке θ_{N_0}, на которую предварительно проектируется параметризованная модель среды, заданная на *регуляризованной* сеткой θ_N.

В работе рассматривается аппроксимационный нейросетевой метод инверсии, при котором приближенное решение (1) ищется в виде заданной функции Ψ от входных данных $e_1,...,e_N$, называемой *нейросетью* или *нейросетевым (НС) аппроксиматором* [4]:

$$s \approx \Psi(V, W, e), \tag{4}$$

или в развернутом виде:

$$s_n = \sum_{l=1}^{L} v_{nl}\, g\left(\sum_{m=1}^{M} w_{lm} e_m\right), \quad n = 1,..., N, \tag{5}$$

где g - заданная монотонная функция, например, $g(x) = 1/(1+e^{-x})$, $V = \{v_{nl}\}, W = \{w_{lm}\}$ - матрицы свободных коэффициентов НС аппроксиматора Ψ, определяемые в процессе обучения нейросети на множестве опорных решений прямых задач (банке решений), L - параметр, который характеризует сложность аппроксимационной конструкции (5). Если матрицы коэффициентов нейросети определены, то приближенное решение уравнения (1) может быть получено в аналитическом виде по формуле (5) для любых данных $e \in R^M$.

Для численного расчета матриц $V = \{v_{nl}\}, W = \{w_{lm}\}$ свободных коэффициентов НС-аппроксиматора (5) и модуля непрерывности обратного оператора (3) решаются соответствующие нелинейные оптимизационные задачи с использованием методов группы Монте-Карло.

В работе приводятся примеры и анализ НС инверсии модельных и полевых данных магнитотеллурических зондирований. Проводится сопоставление с результатами инверсии полевых данных других исследователей.

В работе использовались ресурсы суперкомпьютерных кластеров МВС-100К МСЦ РАН, «Ломоносов» и «Чебышев» НИВЦ МГУ. Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ (проект №14-11-00579, И.Е. Оборнев, НИИЯФ МГУ).

Литература

1. Иванов В.К. О некорректно поставленных задачах // Математический сборник. 1963. № 61(103):2. С. 211-223.

2. Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Шишатский С.П. Некорректные задачи математического анализа. М: Наука. 1980. 288 с.

3. Шимелевич М.И. Методы повышения устойчивости инверсии данных геоэлектрики на основе нейросетевого моделирования // Геофизика. 2013. № 4. С. 49-55.

4. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А. Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей // Физика Земли. 2009. № 12. С. 22-38.

5. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А. Численные методы оценки степени практической устойчивости обратных задач геоэлектрики // Физика Земли. 2013. № 3. С. 58–64.

Применение гравиметрии для изучения аномальных участков на Верхнекамском месторождении калийных солей

Щербинина Г.П., Простолупов Г.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия, gravik2@rambler.ru

Через 56 лет после начала ввода в эксплуатацию в 1930 г. гигантского Верхнекамского месторождения на его территории, выведенной из равновесия появлением большого количества шахтных пустот, наступило время формирования на подработанных участках провалов в земной поверхности. С 1986 г. по февраль 2015 г. произошло шесть провалов. Образование провалов сопровождается прорывом верхних надсоляных вод в горные выработки. Первым был затоплен Третий Березниковский рудник. В настоящее время происходит аварийное затопление Первого Березниковского и Второго Соликамского рудников.

Обычно на участках готовящегося провала наблюдается ускоренное оседание земной поверхности. Такие участки выявляются геодезическими наблюдениями, проводимыми через некоторые временны′е промежутки, по маркшейдерским профилям. Участки аномального оседания представляют потенциальную опасность для рудников и поэтому изучаются различными методами геофизики.

На юго-востоке территории функционирующего Второго Березниковского рудника зафиксирован участок ускоренного оседания земной поверхности. С

октября 2011 г. по апрель 2016 г. оседание на одной из маркшейдерских линий составило более 1600 мм. Рассчитанная за 2016 г. скорость оседания составила 150 мм/год. Можно предположить, что нестандартное поведение земной поверхности проявляется по причине снижения жесткости целиков в ослабленных зонах. Последние, как правило, характеризуются пониженной плотностью пород.

Гравитационное поле чувствительно к состоянию геологической среды и позволяет выявлять области пониженной плотности, поэтому летом 2016 г. на юго-востоке Второго Березниковского рудника была проведена детальная гравиметрическая съемка масштаба 1:10000 по сети 50 × 200 м. Использовались высокоточные гравиметры AUTOGRAV CG-5 фирмы SCINTREX. Среднеквадратическая погрешность определения аномалии Буге составила ±0.019 мГал. В результате получено поле силы тяжести, рассчитанное с плотностью промежуточного слоя 2.4 г/см^3, подобранной для изучаемого участка.

Интерпретация поля осуществлялась по программе VECTOR, разработанной в Горном институте УрО РАН (Пермь) в конце 1980-х годов под руководством В.М. Новоселицкого [1-3]. Программа предусматривает построение разного рода трансформант: пространственной плотностной модели (трехмерного квазиполя) и послойного гравитационного эффекта (разностные трансформанты). Разностные трансформанты характеризуют усредненное по вертикали плотностное строение толщ, задаваемых разными коэффициентами трансформации (коэффициенты размера окна осреднения поля) от 0 до 1. Коэффициенты трансформации можно пересчитать в эффективные глубины [4]. Таким образом, на разностной трансформанте отражается распределение по площади изучаемой территории плотных и разуплотненных участков в слое.Последовательная серия разностных трансформант с увеличивающимися коэффициентами трансформации создает трехмерную картину аномального поля, где положительные и отрицательные аномалии занимают определенные области в плане и по вертикали трехмерной трансформанты. Трехмерная трансформанта отражает изменчивость аномального поля по объему, с формированием локальных аномалий на разных уровнях. При этом на вертикальных сечениях трехмерной трансформанты лучше проявляется градиент изменения поля по вертикали. В результате чего на этих сечениях можно наблюдать аномалии, не различимые на разностных трансформантах. Трехмерную трансформанту гравитационного поля можно трактовать как куб квазиплотности, где отражено плотностное строение породного массива. Эффективные глубины при благоприятных геолого-геофизических условиях на площади исследований близки к реальным глубинам залегания толщ.

В процессе многолетнего применения программы VECTOR на территориях с различным геологическим строением были выявлены и осмыслены случаи ограничения использования данной программы [5]. Поэтому при интерпретации всегда проводится комплексный анализ трансформант поля и особенностей геологического строения изучаемой территории с истолкованием генезиса каждой аномалии.

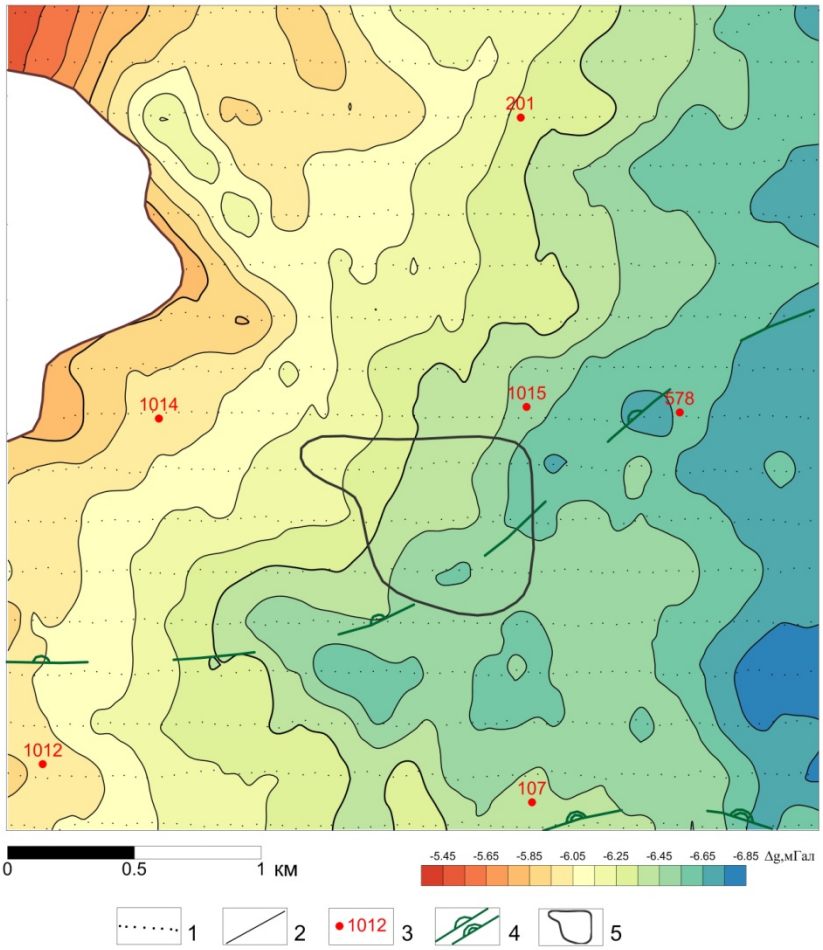


Рис. 1. Поле силы тяжести в редукции Буге (2.4 г/см^3, уровень условный, сечение изоаномал 0.1 мГал). 1 - пункты наблюдения, 2 – изоаномалы, 3 – скважины, 4 - границы франско-турнейского карбонатного массива и его вершины, 5 - зона ускоренного оседания земной поверхности

Территория характеризуется сложной тектонической обстановкой. Появлению предполагаемой ослабленной области в недрах юго-востока Второго Березниковского рудника, где наблюдается ускоренное оседание земной поверхности, именно на данном месте, имеются определенные предпосылки.

1) Наблюдается несоответствие структурных планов подошвы соляной толщи (ОГ «С») и кровли покровной каменной соли - верхней поверхности пластичной толщи. Это указывает на то, что в подстилающей соли имели место пластичные перетоки соляных масс, вследствие чего продуктивная толща и жесткие надсоляные отложения деформировались - погружались на участках оттока соляных масс и поднимались на участках нагнетания. Результат деформирования верхней части разреза – его плотностная и прочностная неоднородность. 2) Ослабленный участок с повышенной скоростью оседания земной поверхности приурочен к бортовой зоне франско-турнейского

рифогенного массива (Сибирского) – жесткого карбонатного тела, залегающего на глубине 2 –2.5 км. Бортовые же зоны рифогенных массивов характеризуются неоднородностью различных параметров геологического разреза – градиентным изменением морфологии структурных поверхностей, ярко выраженной неоднородностью плотностных свойств пород, высокой изменчивостью проницаемости, неоднородностью механических напряжений. 3) Область оседания находится в зоне динамического влияния Зырянского сдвига [6], пересекающего бортовую зону рифа.

Таким образом, область аномального оседания приурочена к участку со сложной историей тектонического развития, с деформированием толщ и формированием в недрах локальных областей механических напряжений разного знака, сопровождающихся изменением плотности пород в сторону ее увеличения или уменьшения. Участки пониженной плотности представляют механически ослабленные породы с пониженной прочностью.

На тектонические причины возможного ослабления пород наложилось влияние выветривания в зоне гипергенеза.

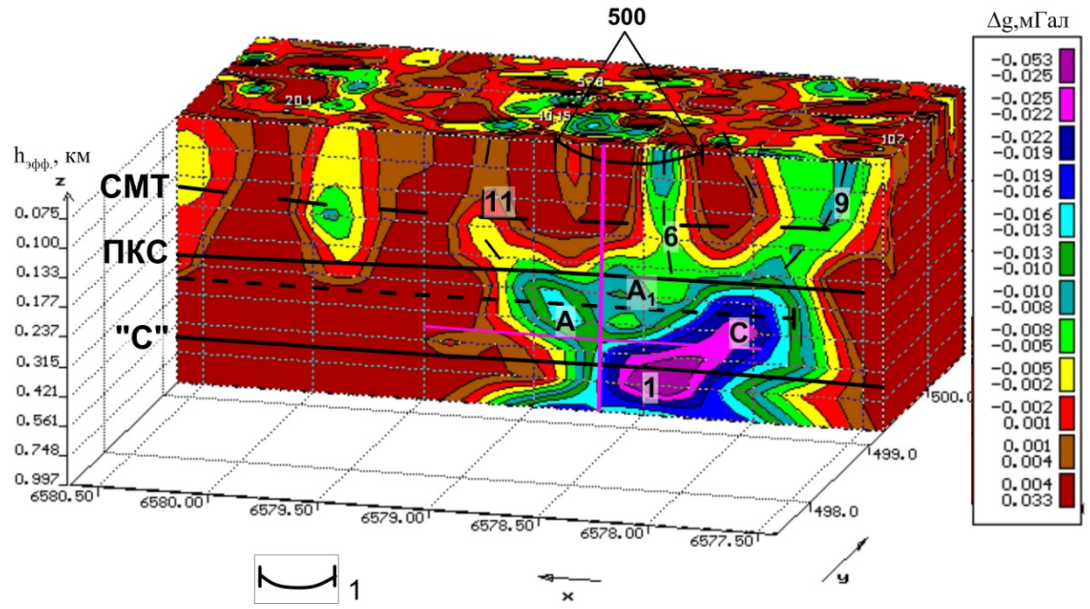


Рис. 2. Вертикальное сечение трехмерной трансформанты гравитационного поля через область ускоренного оседания. 1 - участок аномального оседания земной поверхности

На рис. 1 показано положение участка аномального оседания на карте поля силы тяжести. Визуально данный участок ничем не выделяется на фоне других аномалий. Сложно его распознать и на разностных картах гравитационного поля. И только на вертикальных сечениях трехмерной трансформанты (рис. 2) в районе повышенных оседаний земной поверхности на эффективных глубинах соляной и надсоляной толщ наблюдается сложная картина плотностного строения, включающая локальные отрицательные аномалии. Аномалии А, A_1, С на рис. 2 отражают разуплотненные ослабленные объемы в пространстве

соляной толщи, что определяет низкие несущие качества целиков и ускоренное оседание земной поверхности. Разуплотнения, отражаемые отрицательными аномалиями 11, 6, 9, осложняют надсоляную толщу и являются элементами, связывающими разуплотненную область соляной толщи с земной поверхностью.

Таким образом, гравиметрический метод объясняет ускоренное оседание земной поверхности на подработанной территории юго-востока Второго Березниковского рудника снижением несущей способности целиков по причине понижения плотностных, а значит и прочностных свойств соляных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-45-590426).

Литература

1. 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, 1983. С. 33-35.

2. Новоселицкий В.М., Чадаев М.С., Погадаев С.В. Векторное сканирование потенциальных полей - инструмент глубинных исследований// Горные науки на рубеже XXI века: Материалы Междунар. конф. Москва-Пермь. 1997. С. 147.

3. Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий // Геофизика и математика. М: ОИФЗ РАН. 1999. С. 104-107.

4. Погадаев С.В. Определение вертикальных координат источников гравитационных аномалий методом псевдосканирования// Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Межвуз. сб. науч. тр. Пермь: ПГУ. 1999. С. 71-77.

5. Погадаев С.В. Изучение возможностей метода векторного сканирования // Проблемы горного недроведения и систематизации: Материалы науч. сессии Горного института УрО РАН. Пермь. 1999. С. 28-30.

6. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей / под редакцией Н.М. Джиноридзе // СПб – Соликамск: ОГУП Соликамск. типография. 2000. 400 с.

Прогноз перспективных площадей на нефть и газ по комплексу геофизических полей в малоизученных частях п-ова Ямал, Обской губы и прилегающих территорий

Яицкий Н.Н, Халиулин И.И, Касьянов В.В.

ООО «Газпром геологоразведка», Тюмень, Россия, n.yaickiy@ggr.gazprom.ru

Ключевые слова: гравиразведка, магниторазведка, комплексирование геофизических методов, сейсморазведка.

Полный цикл геологических исследований, с целью прогнозирования и поиска месторождений углеводородов, на любой территории делится на два основных этапа: региональный – изучение общих черт строения исследуемого района с целью выяснения его потенциальной нефтегазоносности и детальный – исследование и доизучение конкретных залежей углеводородного сырья. Основным средством поисков и разведки месторождений углеводородного сырья как в различных нефтегазоносных бассейнах страны, являются сейсморазведка методом общей глубинной точки (СР МОГТ) и глубокое бурение. В тоже время объектами геологоразведочных работ на нефть сейчас являются слабо изученные территории, а также ловушки и залежи УВ, залегающие на больших глубинах, на территориях с неблагоприятными поверхностными сейсмогеологическими условиями. В таких условиях эффективность использования только СР МОГТ для поисковых целей недостаточно высока. Кроме того, важную роль играет выбор первоочередных поисковых участков недр, выставляемых на конкурсы и тендеры. В таких условиях для повышения эффективности ГРР необходимо вовлечение в геологоразведочный процесс, и других методов разведочной геофизики (гравиразведку, магниторазведку и др.).

Региональное прогнозирование нефтегазоносности с целью районирования, классификации земель по степени их перспективности является одной из актуальных практических задач нефтяной геологии, так как позволяет сосредоточить разведочные работы на наиболее важных направлениях, значительно сократить время и материальные затраты на выявление первоочередных объектов для поисковых работ. Последовательность работ при прогнозе продуктивности по комплексу полей на региональном этапе исследований иллюстрируется рисунком 1.

Для выявления зон перспективных на залежи углеводородов (УВ) по гравитационному и магнитному полям использовалась ИС Пангея®. В ней выполняется прогнозирование областей наиболее вероятного присутствия углеводородного сырья. Прогнозирование нефтегазоносности на региональной стадии работ с целью районирования земель по степени их перспективности позволит сосредоточить дальнейшие работы на наиболее важных направлениях, значительно сократить время на выявление первоочередных объектов для постановки поисковых работ.

Залежи УВ и зоны флюидомиграции находят проявления в каждом из геофизических полей (сейсмическом, гравитационном, магнитном и электрическом). При прогнозе залежей нефти и газа каждое из геофизических полей имеет свои преимущества и ограничения. Задачей интерпретатора является вычленение и усиление слабых сигналов в каждом из полей, в той или иной степени связанных с нефтегазоносностью. Авторами прогноз на региональной стадии производится с использованием потенциальных полей и структурных карт, построенных по гравитационному полю.

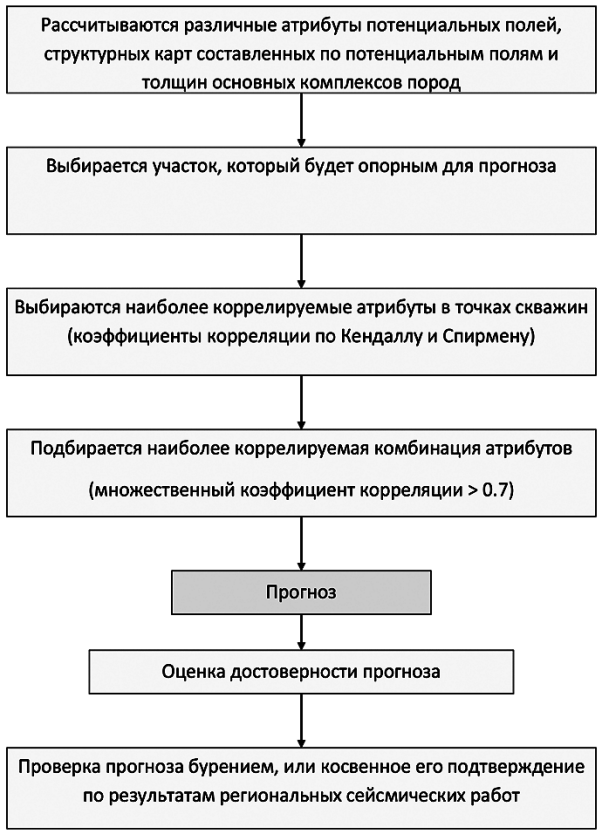


Рис. 1 Схема прогноза продуктивности на региональной стадии работ

Различными исследователями [1-5, 7] установлено, что локальные гравитационные минимумы над месторождениями УВС, обусловлены наличием поднятий, дефицитом плотностей в газовых и, в меньшей степени, нефтяных залежах, наличием, подводящих углеводороды каналов и трещинных зон, которые также приводят к понижению плотности пород. Приуроченность месторождений нефти и газа к минимумам магнитного поля объясняется их приуроченностью к «легким» приподнятым блокам земной коры, сложенным преимущественно немагнитными породами. Кроме того, углеводороды – в большей степени диамагнетики, поэтому само наличие залежей УВ и зон их миграции может создавать локальные магнитные минимумы. Так большинство крупных месторождений УВ в центральной части ЗС приурочены к минимумам гравитационного и магнитного полей [1].

Для прогноза участков, перспективных в нефтегазоносном отношении, использовалась ИС ПАНГЕЯ®. В ней выполнено прогнозирование областей наиболее вероятного распространения залежей УВС. Прогноз строился на основе теории регрессионного анализа прогнозируемых параметров со скважин-эталонов на сопредельную площадь. Прогнозирование проведено с использованием карт-признаков потенциальных полей, их трансформаций, структурных построений по кровле сеномана и различным их преобразованиям, с привлечением в качестве эталонов для обучения скважин, как с присутствием сеноманского газа, так и без его наличия. Предварительно, на основании вычисления ранговых коэффициентов корреляции, производилась оценка связи

между признаками и параметрами (данными) об отсутствии или наличии сеноманского газа в точках скважин.

Анализ получаемых ранговых коэффициентов корреляции дал возможность сделать определенные выводы о пригодности того или иного признака для прогнозирования газоносности. Из признаков со значимым коэффициентом корреляции, с помощью программы Хелвига ИС ПАНГЕЯ®, составлялись оптимальные комбинации, которые в дальнейшем, использовались в программе «Топология» непосредственно для прогноза перспективных участков газоносности исследуемой территории.

Прогноз продуктивности в малоизученных частях п-ова Ямал и прилегающих к нему территорий с использованием потенциальных полей осуществлялся авторами в течение последних десяти лет на различные участки с опорой на разные участки [6, 8]. В последний раз экспресс-прогноз месторождений УВ в районе п-ова Ямал производился с опорой на 28 площадей (рис. 2).

Анализ совокупности всех данных позволил наметить и оконтурить участки для постановки первоочередных поисковых геофизических работ и рекомендовать точки заложения детальных сейсморазведочных работ и параметрических скважин. Проведенные исследования позволили выделить наиболее оптимальный набор атрибутов для прогноза продуктивности на региональной стадии работ: локальные и первые производные потенциальных полей с различными радиусами, главные компоненты потенциальных полей и локальные составляющие структурных поверхностей, составленных по потенциальным полям.

Сравнение последнего (рис. 2) и двух других прогнозов [6, 8], сделанных авторами в районе Обской губы, п-ова Ямал и прилегающей территории в последние 10 лет с использованием различных опорных площадей и разных атрибутов потенциальных полей показало, что большая часть перспективных площадей совпадают. Отличаются только их форма и размеры, но следует учитывать, что перспективные площади, выделяемые по потенциальным полям нельзя отождествлять с ГВК и ВНК конкретных залежей. Перспективные территории отражают примерное положение участков, аналогичных опорным по геофизическим полям с определенной степенью вероятности (коэффициент корреляции больше 0,7). Следует также учитывать, что прогнозируются перспективные участки не на все виды залежей УВ, а только аналогичные опорным. В связи с этим большое значение приобретает выбор опорных участков. Нельзя выбирать продуктивные площади, залегающие в различных геологических условиях, иначе прогноз с достаточной связью (коэффициент корреляции больше 0,7) не получается.

Некоторые из перспективных участков на малоизученных территориях были подтверждены по региональным сейсмическим данным, а также по переобработанным детальным сейсмическим работам и данными поискового бурения [6, 8]. Кроме того есть перспективные участки в пределах которых следует провести детальные сейсморазведочные работы и провести поисковое бурение.

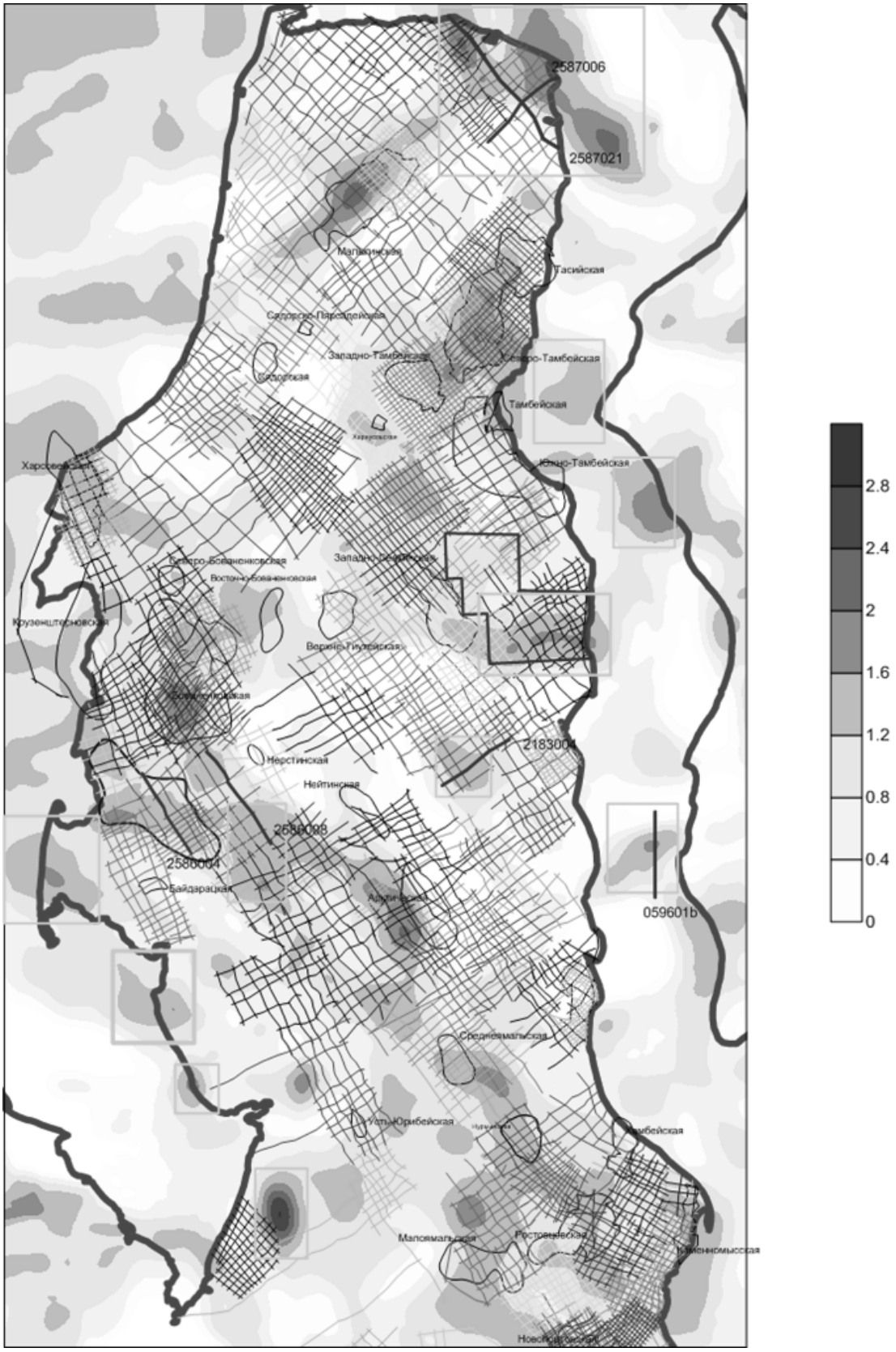


Рис. 2 Прогноз продуктивности по комплексу геофизических полей в районе п-ова Ямал, Обской губы и прилегающих территориях

Перспективные участки, подтвержденные различными вариантами прогноза [6, 8] и рис. 2 можно считать наиболее надежно выделенными.

Литература

1. Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель М.Р., Кузьмин А.А. Геосолитонная активность в сейсмологии, результатах сейсморазведки, гравитационном, магнитном и электрическом, тепловых и геохимических полях // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири (Материалы международной академической конференции) Тюмень. 2007. С. 110-114..

2. Валяев Б.М., Дмитриевский А. Н. Вторичная флюидизация как механизм воздействия глубинных геодинамических процессов на литогенез и нефтегазонакопление в осадочных бассейнах // Геодинамическая эволюция осадочных бассейнов // Тезисы докладов международного симпозиума. Москва. 1992. С. 111-112.

3. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. М: Недра. 1987. 471 с.

4. Комплексирование методов разведочной геофизики (справочник геофизика) / под редакцией В.В. Бродового и А.А. Никитина. М: Недра. 1984. 384 с.

5. Михайлов И.Н. и др. Методические рекомендации по гравиметрическому обнаружению и оконтуриванию залежей нефти и газа (методика ГОНГ). М: ВНИИгеофизика. 1987. 30 с.

6. Парасына В.С., Коваленко В.С., Нежданов А.А., Туренков Н. А., Огибенин В.В., Горбунов С.А., Косарев И.В., Яицкий Н.Н., Халиулин И.И. Направление геологоразведочных работ в акваториях Обской, Тазовской и Гыданской губ // XI Координационное совещание ОАО Газпром. М: ИРЦ ГАЗПРОМ. 2006. С. 23-27.

7. Слепак З.М. Применение гравиразведки при поисках нефтегазоносных структур. М: Недра. 1989. 135 с

8. Халиулин И.И, Яицкий Н.Н, Кирильчатенко А.В. Комплексирование и интегрированный анализ методов разведочной геофизики с целью поиска залежей нефти и газа на полуострове Ямал // АГЕ Геомодель. Геленджик. 2015.