



ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Сборник научных трудов

Выпуск 1 (46)

Пермь 2019

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Пермский
федеральный исследовательский центр Уральского отделения Российской
академии наук
филиал
ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Пермское отделение межрегиональной общественной организации
«ЕВРО-АЗИАТСКОЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО»

**ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И
ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

Сборник научных трудов

Выпуск 1 (46)

Пермь 2019

УДК 550.3(063)

ББК 26.2

В 74

ISBN 978-5-91252-139-3

Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов. Вып. 1 (46). - Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. - 433 с.

Сборник научных трудов подготовлен по материалам 46-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей» (г. Пермь, 20-25 января 2019 года). Материалы семинара отражают современное состояние теории и практики интерпретации данных отдельных геофизических методов - гравиметрии, магнитометрии, электростатометрии, а также интерпретации данных указанных методов в комплексе геолого-геофизических работ. Рассмотрены теоретические аспекты, современные алгоритмы и компьютерные технологии обработки и интерпретации геофизических полей. Приводятся результаты геологического истолкования геофизических аномалий в различных регионах земного шара. Публикуемые статьи адресованы широкому кругу специалистов-геофизиков, занимающихся вопросами теории и практики геофизических исследований, и могут быть полезны для студентов, аспирантов и преподавателей высших учебных заведений геолого-геофизического профиля. Статьи публикуются в авторской редакции.

Редакционная коллегия:

Бабаянц П.С. (ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва),

Блох Ю.И., д.ф.-м.н. (Москва),

Бульчев А.А., д.ф.-м.н. (МГУ, Москва),

Бычков С.Г., д.г.-м.н. (ГИ УрО РАН, Пермь),

Глазнев В.Н., 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),

Кобрунов А.И., д.ф.-м.н. (УГТУ, Ухта),

Костицын В.И., д.т.н. (ПГНИУ, Пермь),

Мартышко П.С, чл.-корр. РАН (ИГф УрО РАН, Екатеринбург),

Михайлов В.О., д.ф.-м.н. (ИФЗ РАН, Москва),

Никитин А.А., д.ф.-м.н. (РГГРУ, Москва),

Новикова ПН к.г.-м.н. (ГИ УрО РАН, Пермь),

Старостенко В.И., академик НАНУ (ИГф НАНУ, Киев),

Тихоцкий С.А., д.ф.-м.н. (ИФЗ РАН, Москва)

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Абрамов Д.В., Бебнев А.С., Бычков С.Г., Горожанцев С.В., Дробышев М.Н., Овчаренко А.В., Храпенко О.А.</i> Проведение синхронных экспериментальных гравиметрических наблюдений в 2017-2018 годах в точках, разнесённых на большие расстояния	8
<i>Абубакарова Э.А.</i> Выделение разрывных нарушений Терско-Каспийского прогиба по результатам интерпретации потенциальных полей с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D»	11
<i>Акимова Е. Н., Третьяков А.И.</i> Решение нелинейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии с использованием графических ускорителей	16
<i>Александров П.Н.</i> О несостоятельности интерпретации данных пассивной сейсморазведки, основанной на модели плоского поля	21
<i>Алексеев С.Г., Духанин А.С., Сенчина Н.П., Штокаленко М.Б.</i> Закономерности проявления рудных систем в потенциальных полях.....	26
<i>Антонов Ю.В.</i> Пульсации силы тяжести и сейсмического шума на Евразийском континенте.....	32
<i>Антонова И.Ю., Глазнев В.Н.</i> Модель строения верхней части коры Елецкого участка по комплексу геолого-геофизических данных.....	36
<i>Бабаянц П.С., Трусов А.А.</i> Геологическая интерпретация современных аэрогеофизических данных при изучении нефтегазоперспективных территорий: структурная задача.....	39
<i>Банникова П.А.</i> Применение высокоточной аэромагнитной градиентометрической съемки при поисках кимберлитовых тел в Якутской алмазонасной провинции.....	43
<i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Филипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.</i> Подводные вулканы Броутонской вулканической зоны (центральная часть Курильской островной дуги).....	47
<i>Борисов А.В., Виноградов В.Б.</i> Применение геофизических методов для изучения гидротехнических сооружений в Якутии.....	51
<i>Боровский М.Я., Богатов В.И., Борисов А.С., Шакуро С.В.</i> Геофизическая подготовка месторождений к применению методов увеличения нефтеотдачи.....	55
<i>Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А.</i> Интерпретация результатов гравиметрического мониторинга на аварийных участках рудников Верхнекамского месторождения калийных солей.....	59
<i>Вельтистова О.М., Мотрюк Е.Н.</i> Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с целью выделения рифогенных построек Верхнепечорской впадины	63
<i>Володькова Т.В.</i> Динамика обогащенных мантийных магм в краевой зоне Сибирской платформы.....	68
<i>Воронова Т.А., Глазнев В.Н., Муравина О.М.</i> Технология детального плотностного моделирования верхней части коры Воронежского кристаллического массива	72
<i>Ворошилов В.А.</i> Оптимальное дискретное замощение геологической среды элементарными ячейками при решении прямой задачи магниторазведки.....	75
<i>Галиева М.Ф., Крутенко Д.С.</i> Связь нефтегазонасности и глубинного теплового потока (на примере арктического полуострова Ямал).....	79
<i>Гейхман А.М., Потапчук И.С., Баньковский М.В.</i> Научно-прикладное значение метода геофизической голографии в решении современных геологических проблем	83
<i>Геник И.В.</i> Возможности прогнозирования результатов региональных гравиметрических работ на нефть и газ.....	89

<i>Гласко Ю.В., Мегеря В.М., Старостенко В.И., Корчагин И.Н.</i> Комплекс вычислительных алгоритмов интерпретации и web-ориентированная информационная система относительно месторождений нефти и газа	94
<i>Горячев Ю.П.</i> Картирование вулcano-купольных структур Западного-Забайкалья перспективных на поиск месторождений полезных ископаемых по результатам анализа аэромагнитных данных.....	97
<i>Груздев В.Н., Антонова И.Ю.</i> Глубинная электропроводность восточного склона Воронежского кристаллического массива	101
<i>Давудова Э.И., Муравина О.М., Жаворонкин В.И.</i> Результаты идентификационного моделирования петрофизических параметров кристаллических пород Хоперского мегаблока Воронежского кристаллического массива.....	106
<i>Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В.</i> Инверсия аэромагнитных данных при подавлении магнитного эффекта траппов.....	109
<i>Давыденко А.Ю.</i> Трехмерная инверсия потенциальных полей на основе комбинированного функционала эластичной сети	112
<i>Долгаль А.С.</i> Применение монтажного метода для моделирования геологических тел, характеризующихся эффективной плотностью разного знака.....	117
<i>Долгаль А.С., Бычков С.Г., Костицын В.И., Симанов А.А., Хохлова В.В.</i> Оценка искажений аномалий силы тяжести, обусловленных влиянием сферичности Земли	121
<i>Ермолин Е.Ю., Ингеров О.</i> Методы экспресс-интерпретации магнитовариационных аномалий при решении рудных и региональных задач	126
<i>Ермолин Е.Ю., Мельников В.Н.</i> Аномалия гравитационного поля над участком размыва Санкт-Петербургского метрополитена.....	130
<i>Иванов П.В., Астапенко В.Н., Варенцов Ив.М., Леонов М.Г., Лозовский И.Н., Пушкикарёв П.Ю.</i> Изучение крупномасштабного тектоно-геодинамического узла Восточно-Европейской платформы магнитотеллурическими методами.....	133
<i>Иголкина Г.В.</i> Изучение железорудных формаций в Криворожской сверхглубокой скважине СГ-8 по данным магнитометрии	138
<i>Ильченко В.Л.</i> Моделирование тектонического расслоения корово-мантийной оболочки Земли по каротажным данным	142
<i>Исаев В.И., Кузьменков С.Г., Лобова Г.А., Лунёва Т.Е.</i> Прогнозирование трудноизвлекаемых запасов доюрских нефтегазоносных комплексов Нюрольской мегавпадины (Томская область)	148
<i>Калинин Д.Ф., Яновская Ю.А., Долгаль А.С.</i> Использование метода эмпирической модовой декомпозиции потенциальных полей с целью оценки региональных перспектив нефтегазоносности	153
<i>Каплун В.Б., Носырев М.Ю.</i> Глубинное строение Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований и плотностного моделирования	157
<i>Керимов И.А., Степанова И.Э.</i> Методы F- и S-аппроксимации: состояние и перспективы развития.....	162
<i>Керцман В.М., Мойланен Е.В., Подмогов Ю.Г.</i> Особое место аэроэлектроразведки при детальном поисках кимберлитов	167
<i>Кишман-Лаванова Т.Н.</i> Вероятностный подход к решению обратных гравиметрических задач	172
<i>Кобрунов А. И., Бурмистрова О.Н., Мотрюк Е.Н.</i> Методы контроля оценки достоверности геологических моделей.....	177
<i>Кобрунов А. И., Дорогобед А. Н., Кожевникова П. В.</i> Информационная модель месторождения нефти и газа.....	183
<i>Кобрунов А. И., Мотрюк Е.Н., Бурмистрова О.Н.</i> Критерии оптимальности при решении обратных задач геофизики	188

<i>Кожевникова П. В.</i> Построение нечетких петрофизических моделей: методы, их преимущества и недостатки	195
<i>Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьёв В.Н., Железняк Л.К.</i> Сравнение современных глобальных ультровысокостепенных моделей гравитационного поля Земли	199
<i>Кочнев В.А., Поляков В.С., Белолипецкий П.В.</i> Возможности детальных 2D гравитационных съемок при обработке и интерпретации сейсмических данных, получаемых в Восточной Сибири.....	202
<i>Кризский В.Н., Александров П.Н., Викторов С.В.</i> Математическое моделирование магнитного поля катодно-поляризуемого трубопровода	207
<i>Кузин А. В.</i> Комплексная интерпретация геофизических полей при прогнозировании медноколчеданного месторождения в северной части Челябинской области	212
<i>Кузнецов К.М., Булычев А.А., Лыгин И.В., Буденный С.А., Журавлев С.Д., Григорьев Г.С.</i> Решение прямой задачи гравиразведки и магниторазведки на рельефе	215
<i>Кузнецов К.М., Булычев А.А., Лыгин И.В.</i> Решение прямой задачи гравиразведки на сферической поверхности.....	220
<i>Кунцев В. Е., Кобрунов А. И., Мотрюк Е. Н.</i> Прогнозирование параметров эффективного фильтрационного сопротивления продуктивного пласта на основе принципов пассивной гидродинамической томографии.....	225
<i>Кунцев В. Е., Кобрунов А. И., Мотрюк Е. Н.</i> Функциональные элементы программного комплекса «Пассивная гидродинамическая томография» построения прогноза пространственного распределения фильтрационного сопротивления продуктивного пласта	229
<i>Ласкина Т.А., Колесников В.П.</i> О разработке технологии наземно-подземного электромагнитного зондирования	232
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Божежа Д.Н., Корчагин И.Н., Дрогицкая Г.М.</i> Оперативное обнаружение участков с золоторудной минерализацией с использованием геоэлектрических и дистанционных методов	237
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Божежа Д.Н., Корчагин И.Н.</i> Опыт использования мобильных геоэлектрических методов при проведении геофизических исследований в туннелях метрополитена глубокого заложения.....	242
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Божежа Д.Н., Корчагин И.Н.</i> Применение геоэлектрических методов для оценки углеводородного потенциала поискового участка в транзитной зоне суша-море	247
<i>Леденгский Р.А.</i> Выяснение природы магнитной аномалии Норильско-Хараелахского прогиба	252
<i>Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Савченко А.С., Старостенко В.И., Легостаева О.В.</i> Плотностная неоднородность осадочной толщи Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования	255
<i>Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И.</i> О численном алгоритме решения прямой задачи гравиметрии для эллипсоидальных моделей	260
<i>Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г.</i> Построение трехмерных моделей земной коры и верхней мантии на основе комплексной интерпретации геофизических данных	264
<i>Мартышко П.С., Ладовский И.В., Гемайдинов Д.В.</i> О методе регуляризации для расчета параметров сглаживающего фильтра при аналитическом продолжении потенциальных полей.....	267
<i>Миненко П.А., Миненко Р.В., Мечников Ю.П.</i> О перспективах Анновского железорудного месторождения на больших глубинах	272

<i>Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н., Карташев И.М.</i> Сопоставление данных о временных вариациях гравитационного поля (ГРЕЙС) с данными о смещениях земной поверхности (спутниковая геодезия, радарная интерферометрия) и дна океана для района землетрясения Тохоку-Оки (11 марта 2011 г)	276
<i>Михеева Т.Л., Лапина Е.П., Панченко Н.В.</i> Построение аналитической модели гравитационного поля при интерпретации нефтегазоносных структур.....	279
<i>Муравьев Л.А., Бызов Д. Д., Федорова Н.В.</i> Структурные особенности аномального магнитного поля прилегающей к Уралу части Арктики	283
<i>Натяганов В.Л., Шамина А.А.</i> Триггерное влияние вариаций солнечной активности, циклонов или тайфунов на сейсмичность	287
<i>Никитин А.А., Черемисина Е.Н.</i> Вейвлет анализ как средство максимального извлечения полезной информации	291
<i>Новикова П.Н.</i> Локализация ликвидированных скважин по данным микромагнитной съемки	294
<i>Петров А.В.</i> Технология оценки и анализ шумовых компонент геофизических полей	297
<i>Петров А.В., Зиновкин С.В.</i> Оригинальная технология объемного моделирования по данным гравиразведки и магниторазведки	299
<i>Пономарева Т.А., Пыстин А.М.</i> Новые данные по комплексной интерпретации петрофизических и геофизических данных (Полярный Урал).....	301
<i>Пономаренко И.А., Муравина О.М., Аузин А.А.</i> Изучение коллекторских свойств осадочных разрезов методом группового учета аргументов	304
<i>Причетий Т.И.</i> Применение скалярных импедансов и мнимых векторов при визуализации магнитотеллурических данных	307
<i>Романов А.М.</i> Обоснование применения геофизических методов для изучения гидродинамических структур литосферы	312
<i>Савин В.А., Санжаровская В.В.</i> Особенности обработки и интерпретации данных магниторазведки в низких магнитных широтах при картировании редкометальных пегматитов	317
<i>Сапожников В. М.</i> Способы повышения эффективности электропрофилирования при выявлении маломощных крутопадающих геологических тел.....	322
<i>Сапунов В.А, Нархов Е.Д., Денисов А.Ю., Савельев Д.В., Муравьев Л.А.</i> Современные оверхаузеровские магнитометры POS – надежный источник данных для геологической интерпретации.....	327
<i>Слепак З.М.</i> Методика полевых гравиметрических измерений при решении задач нефтяной геологии.....	332
<i>Стариков В.С., Глазнев В.Н.</i> Магнитные свойства и аномальное магнитное поле прямошовных стальных труб	337
<i>Тамахин А.С., Кислова Е.Б.</i> Стохастическое моделирование коровых отражений для метода общей глубинной точки	340
<i>Триколиди Г.Ю., Медведев Н.О., Зеленухин И.А.</i> Состояние изученности территории Сибири и Дальнего Востока среднemasштабными гравиметрическими съемками и перспективы их использования при геологическом картографировании.....	343
<i>Урдабаев А.Т.</i> Отражение палеозойских сдвигов литосферы Казахстана в структуре геопотенциальных полей	347
<i>Филатов В.В., Болотнова Л.А.</i> Прогноз динамических явлений по данным гравиразведки на Верхнекамском месторождении калийных солей	352
<i>Халиулин И.И., Мельникова М.В.</i> Применение комплексирования сейсморазведки и электроразведки при поисках газовых залежей на площадях ЯНАО	356

<i>Христенко Л.А., Степанов Ю.И., Кичигин А.В., Паршаков Е.И., Тайницкий А.А.</i> Содержательный анализ результатов классификаций данных электроразведки в пределах Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей	361
<i>Чадаев М.С., Костицын В.И., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Тарантин М.В.</i> Построение гравиметрических разрезов в системе ВЕКТОР при изучении земной коры	364
<i>Чепиго Л.С., Ткаченко Н.С., Лыгин И.В.</i> Определение положения и массы точечного источника гравитационного поля с учетом сферичности	368
<i>Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А.</i> Особенности строения юго-западной части Индийского океана на основе геофизических данных	370
<i>Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А.</i> Строение и эволюция поднятий Афанасия Никитина и Конрад по геофизическим данным	372
<i>Шелихов А.П.</i> К вопросу об оценке точности аэрогравиметрических работ.....	374
<i>Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А., Ляховец Д.А.</i> Применение нейросетевого алгоритма для решения обратной задачи гравиразведки.....	377
<i>Широкова Т.П., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Чепиго Л.С.</i> Особенности плотностного моделирования в разных геологических ситуациях	379
<i>Шкиря М.С., Богданович Д.В., Айкашева Н.А., Белова А.Ю., Бухалов С.В., Жуков А.А., Давыденко Ю.А.</i> Оценка состояния водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении солей по результатам трехмерной инверсии наземных электромагнитных зондирований	385
<i>Щербинина Г.П., Простолупов Г.В.</i> Надсоляная толща – важный объект исследования для обеспечения безопасности разработки Верхнекамского месторождения солей	390
<i>Яицкий Н.Н., Касьянов В.В., Мельникова М.В., Халиулин И.Э.</i> Выявление и картирование флюидонасыщенных каверново трещинных зон, по комплексу геофизических полей (волновое, гравитационное, магнитное).....	395
<i>Якимчик А.И.</i> О построении аналитических аппроксимаций в гравиметрии.....	398

ПРОБЛЕМЫ ВЫСШЕГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ

<i>Боровский М.Я., Борисов А.С., Богатов В.И.</i> Профессор Э.К.Швыдкин: инновационные геофизические исследования в проблемах освоения ресурсов природных битумов (разведка, контроль за разработкой, экология)	403
<i>Бычков С.Г., Митюнина И.Ю.</i> Состояние топливно-энергетического комплекса России и высшего образования с точки зрения пессимиста	408
<i>Вельтистова О.М., Овчарова Т.А.</i> Особенности подготовки специалистов геологического профиля в УГГУ	411
<i>Виноградов В.Б., Вандышева К.В.</i> Место и роль дисциплины «Физико-геологическое моделирование» в подготовке инженеров-геофизиков.....	415
<i>Гершанок В.А., Костицын В.И.</i> Роль математической подготовки в обучении студентов геофизических специальностей	418
<i>Гильмундинов А.Ю.</i> Разработка учебно-полевого цифрового геофизического регистратора.....	421
<i>Костицын В.И.</i> О научных исследованиях кафедры геофизики Пермского университета и проблемах в образовательной деятельности.....	423
<i>Лобанов А.М.</i> Вузовские научные направления в гравиразведке	427
<i>Спасский Б.А.</i> Особенности преподавания сейсморазведки у студентов геофизиков в ПГНИУ	429

ПРОВЕДЕНИЕ СИНХРОННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В 2017-2018 ГОДАХ В ТОЧКАХ, РАЗНЕСЁННЫХ НА БОЛЬШИЕ РАССТОЯНИЯ

Абрамов Д.В. (ИФЗ РАН, г. Москва),

Бибнев А.С. (Геоф. обсерватория Аркти, ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург),

Бычков С.Г. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, bsg@mi-perm.ru),

Горожанцев С.В. (ГС РАН, г. Обнинск),

Дробышев М.Н. (ИФЗ РАН, г. Москва, drnika88@gmail.com),

Овчаренко А.В. (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург),

Храпенко О.А. (ООО "НИИМоргеофизика-Сервис.ком", г. Мурманск)

Аннотация. Осуществлена синхронная регистрация показаний гравиметров CG-5 (Scintrex) в Обнинске, Мурманске, Перми, Екатеринбурге и Красноярске. Выявлена синхронность вариаций интенсивности микросейсмического шума для приборов, размещенных на европейской территории РФ и отличие записи гравиметра в Красноярске. Проведенные экспериментальные работы позволяют сделать вывод, что зарегистрированное воздействие возможно имеет субконтинентальный характер. Для определения областей распространения и причин возникновения данного воздействия требуется проведение дальнейших экспериментов.

Ключевые слова: гравиметр, среднеквадратичное отклонение, микросейсмический шум.

Сотрудниками Института Физики Земли РАН при содействии сотрудников Горного института ГИ УрО РАН (Пермь), Института геологии и минерального сырья КНИИГиМС (Красноярск), Геофизической службы ГС РАН (Обнинск), Института геофизики ИГФ УрО РАН (Екатеринбург) и ООО "НИИМоргеофизика-Сервис.ком" (Мурманск) осуществлялась синхронная запись гравиметрических данных относительно гравиметрами CG-5 Scintrex в пунктах, разнесённых на значительные расстояния. В период с 14 февраля по 3 апреля 2017 года максимальное расстояние достигало 1200 км, а в период с 18 февраля по 11 мая 2018 года, максимальное расстояние достигало 3400 км.

В ходе проведения работ основное внимание уделялось такому, вычисляемому относительным гравиметром, параметру, как среднеквадратичное отклонение (СКО, SD), а также характеристикам точности гравиметрического отсчёта. Гравиметр регистрирует измерения с частотой 6-Гц, которые усредняются за период установленный оператором для формирования гравиметрических отсчетов и из которых вычисляется СКО [1].

СКО гравиметрических отсчетов характеризует зашумленность рядов высокочастотных измерений, используемых для получения отсчетов, то есть частотный диапазон шумов ограничивается периодом регистрации. Основным источником зашумленности является интенсивность микросейсмической активности сопровождающей гравиметрические измерения, что подтверждается сопоставлением с синхронными сейсмическими наблюдениями.

По результатам наблюдений за 2017 год выявлена синхронность вариаций микросейсмической активности. На рис. 1 приведены вариации СКО на максимальном разнесении приборов CG-5 (Обнинск - Пермь) [2]. На рис. 2 приведена вариация интенсивности шумов гравиметрических отсчетов в местах дислокации приборов.

В ходе проведения работ, в целях расширения географии эксперимента, были использованы данные аналогичных измерений приборами CG-5 в городах Мурманске и Екатеринбурге. Хотя настройки этих приборов несколько отличались, тем не менее, сопоставимость СКО позволило сделать предположение о субконтинентальном характере

зарегистрированных воздействий. На рис. 3 приведен результат применения фильтра с постоянной времени равной 24 часам к СКО(SD).

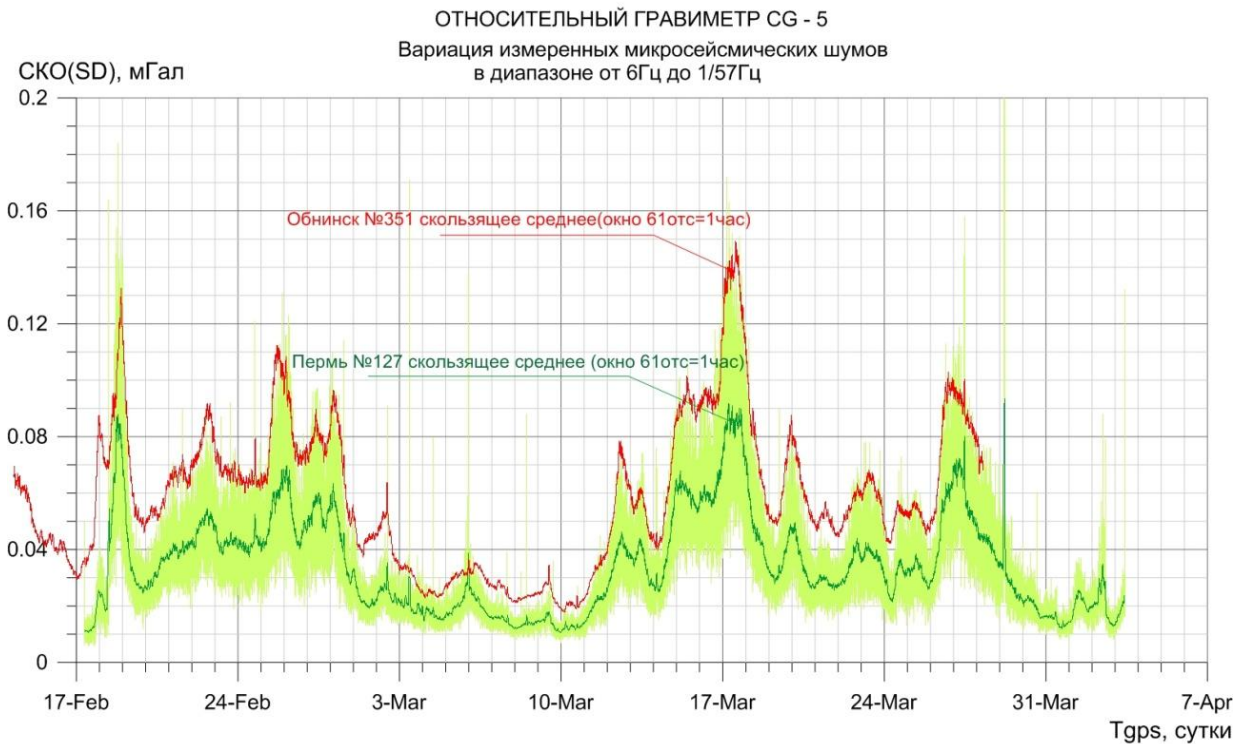


Рис. 1. Вариации СКО на максимальном разнесении приборов CG-5 (Обнинск - Пермь)

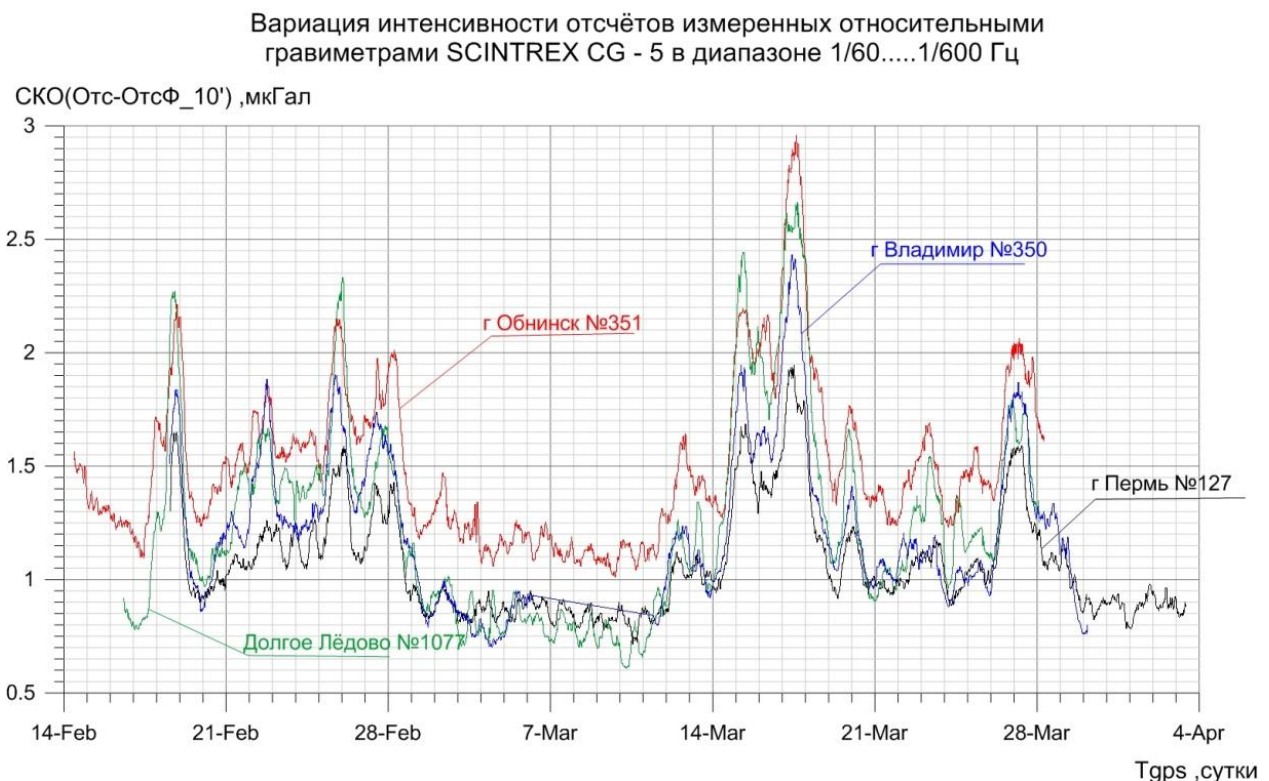


Рис. 2. Вариация интенсивности шумов гравиметрических отсчётов в местах дислокации приборов

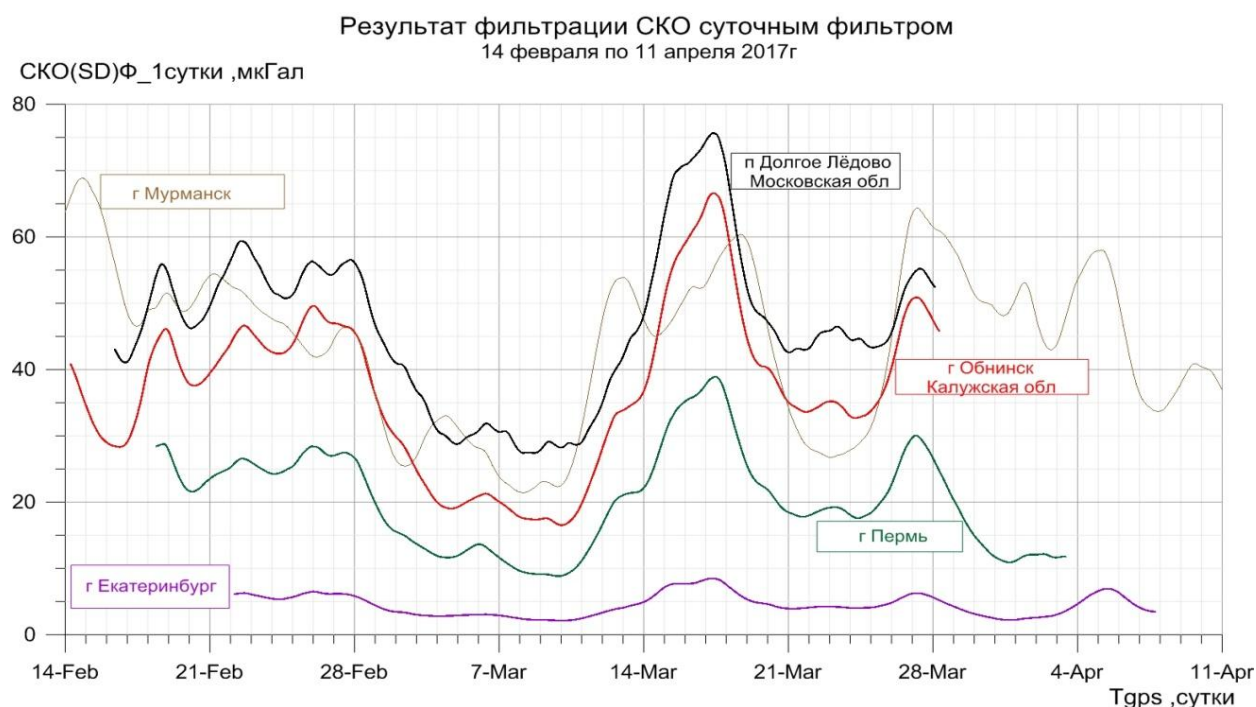


Рис. 3. Ряды данных СКО, фильтрованных фильтром с постоянной времени равной 24 часа.

В 2018 г. география размещения приборов была расширена, а максимальный разнос увеличился до 3200км. Полученные ряды СКО приведены на рисунке 4



Рис. 4. Ряды данных СКО, фильтрованных фильтром с постоянной времени равной 24 часа, за 2018 год

Как видно из этого рисунка, синхронности вариаций интенсивности микросейсмического шума для приборов, размещенных в Красноярске и на европейской территории РФ, не наблюдается.

Проведенные экспериментальные работы позволяют сделать вывод, что зарегистрированное воздействие, скорее всего, имеет субконтинентальный характер. Для определения областей распространения и причин возникновения данного воздействия требуется проведение дальнейших экспериментов.

Список литературы

1. CG-5. Гравиметрический комплекс Autograv компании Scintrex. Руководство по эксплуатации: пер. с англ. AGT Systems. М.: 2002. 248 с.
2. Абрамов Д.В., Бычков С.Г. Возможная природа пульсаций гравитационного поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Казань: Казанский университет, 2018. С. 16-18.

ВЫДЕЛЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ «КОСКАД 3D»

Абубакарова Э.А. (КНИИ РАН, ГГНТУ, г. Грозный, eliza_ggni@mail.ru)

Аннотация. В работе проанализированы исходные геофизические поля Терско-Каспийского прогиба, результаты их интерпретации с использованием компьютерной технологии «Коскад 3D» позволившие отобразить разрывную тектонику в грави-магнитных полях. Проведен сравнительный анализ потенциальных геофизических полей и разрывных нарушений исследуемого региона.

Ключевые слова: Терско-Каспийский прогиб, геофизические поля, гравитационное поле, магнитное поле, разрывные нарушения, интерпретация.

Разломы играют большую роль в структуре складчатых систем, платформенных областей, нефтегазоносности и сейсмической активности. Первые сведения о разломах появились в научной литературе в конце XIX – начале XX в., которые имеют сложную и продолжительную историю. Под этой терминологией подразумевались различного вида складки, нарушения – сдвиги, сбросы и т.д. Вопросы, связанные с характером простирающихся глубинных разломов, влиянием их на тектонические особенности фундамента и осадочного чехла, а также на формирование скоплений нефти и газа в пределах Предкавказья, нашли отражение в работах многих ученых, таких как: В.В. Белоусова, Г.Д. Ажгирея, М.Ф. Мирчинка, М.В. Муратова, Б.Г. Сократова, Н.Ю. Успенской, А.И. Летавина, Б.К. Лотиева, М.Н. Смирновой, Ю.А. Стерленко, Р.С. Керимов И.А., Моллаев З.Х. и др.

В результате исследований в пределах ТКП были выделены разноориентированные линеаменты и кольцевые структуры. В.Д. Скарятиным было проведено сопоставление линеаментов и кольцевых структур с известными глубинными разломами и структурно тектоническими элементами в пределах ТКП. В целом, разломно-блоковая структура ТКП отмечается более густой сетью линеаментов и, соответственно, множеством блоков небольших размеров. Терскому и Сунженскому глубинным разломам соответствует один крупный линеамент субширотного простираения и несколько линеаментов меньших размеров.

Северо-восточно ориентированному Аргунскому разлому соответствует ряд линеаментов, простирающихся в том же направлении. Краевой разлом субширотного простираения и Бенойско-Эльдаровский разлом северо-западного простираения пространственно совпадают с Червленско-Бурунным и Эльдаровским линеаментами. Гудермесско-Моздокскому разлому частично соответствует Чапаевско-Брагунско-Правобережный линеамент. Кроме того, выделено еще несколько линеаментов, ориентированных в северо-западном направлении. С Черногорским разломом совпадает линеамент субширотного простираения, располагающийся к западу от Датыхской структуры. Наиболее крупные и четко проявляющиеся кольцевые структуры установлены в районах расположения Малгобекской, Бенойской, Датыхской и Бурунной площадей [1-7].

В конце 80-х гг. рядом исследователей (М.Н. Смирновой, И.М. Крисюк, В.Д. Талалаевым и др.) в пределах Терско-Каспийского прогиба были выделены системы разноориентированных глубинных разломов фундамента, имеющих субширотное, северо-западное и северо-восточное простираения.

Изучение разломно-блоковой тектоники основывается на результаты интерпретации исходных геофизических материалов и методов, входящих в состав программного комплекса спектрально-корреляционный анализа данных «Коскад 3D». В данной работе были использованы методики автоматического трассирование осей аномалий, разложения полей на составляющие и т.д. Разрывные нарушения исследуемого региона являются основным фактором обуславливающий сложный характер геофизических полей. Блоковое строение исследуемой территории образует пересечение разноориентированных разломов, которые определяют историю геологического развития, нефтегазоносность отдельных структурно-тектонических зон и подчиненных им локальных ловушек. Выделяемые по геолого-геофизическим данным разломы служат границами платформ, краевых прогибов и межгорных впадин. На приподнятых крыльях таких флексур в ряде случаев располагаются валы и цепочки локальных структур.

Разрывные нарушения ТКП отчетливо выделяются в гравитационном поле. Как видно на рисунке (рис. 1, а) аномалии поля выражаются отрицательными значениями силы тяжести и характеризуют региональные закономерности геологического строения.

Гравитационное поле исследуемой территории относится к центральной и западной части Терско-Каспийского регионального минимума. Анализ гравиметрических карт пределах описываемой территории позволяет выделить ряд особенностей поля силы тяжести. Гравитационное поле региона характеризуется преимущественно субширотным простираением изоаномал. Для всей описываемой территории характерны крупные аномальные зоны субширотной и северо-западной ориентировки. Исключение составляет южная часть региона, где наблюдаются аномальные зоны субмеридиональной и северо-восточной ориентировок.

На севере описываемой территории выделяется зона плавного убывания гравитационного поля. Северная зона гравитационного поля постепенно расширяется в направлении с запада на восток. На фоне общего понижения поля к югу отмечаются осложнения в виде характерных изгибов или разрежения изоаномал. В тектоническом плане данный гравитационный склон соответствует северному платформенному борту Терско-Каспийского краевого прогиба.

Магнитное поле слабо дифференцированно характеризуется положительными значениями аномалий. На карте (рис. 1, б) магнитного поля выделяется крупный Грозненский региональный максимум, протягивающийся в широтном направлении. Обусловлен региональный магнитный максимум интрузивным комплексом пород, связанных с крупным глубинным разломом. Область отрицательного магнитного поля, расположенная севернее, отвечает глубокому залеганию докембрийского фундамента. На меридиане г. Владикавказ Грозненский максимум сочленяется с поперечным магнитным максимумом, по-

видимому той же природы. Для юга исследуемой территории характерно наличие большого количества небольших аномалий обоих знаков. Обусловлены они, по-видимому, магматизмом в зонах разломов [2-5].

Как видно на картах магнитного и гравитационного полей разломы отображаются рядом признаков, к их числу относятся большие градиенты гравитационного и магнитного полей, полосы интенсивных положительных магнитных и гравитационных аномалий, цепочки максимумов силы тяжести и цепочки округлых положительных магнитных аномалий, резкая смена простираний аномалий магнитного и гравитационного полей, резкая смена знаков магнитного и гравитационного полей, резкая смена общего характера магнитного и гравитационного полей, поля сложно дифференцированы, слабо возмущены, почти без аномалий, или смена линейной формы слабо выраженных аномалий на изометрическую.

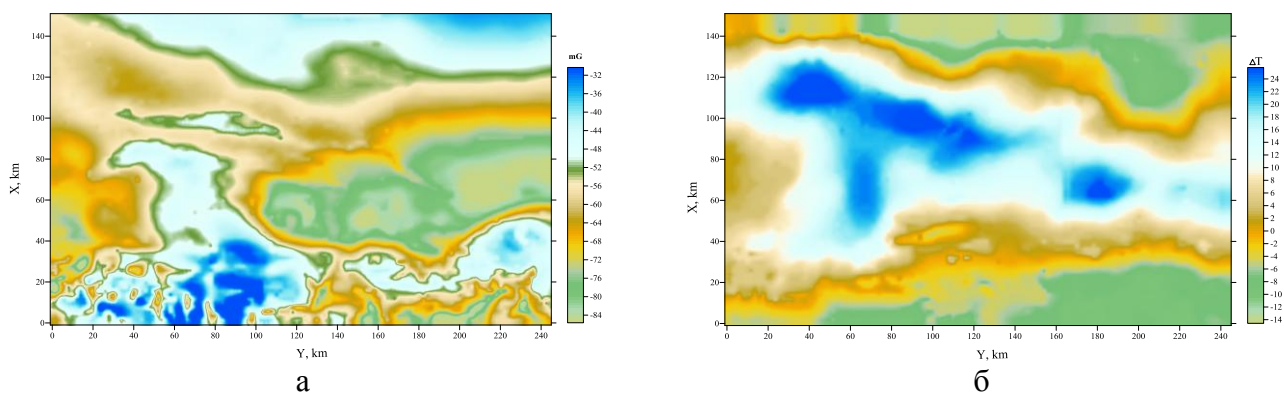


Рис. 1. Карты аномального гравитационного (а) и магнитного (б) полей

Для выделения линейных неоднородностей гравитационного и магнитного полей, исходные данные были трансформированы с применением компьютерной технологии спектрально-корреляционного анализа геофизических данных. Алгоритмы, входящие в состав программного комплекса, позволяют выделять осевые линейные зоны экстремальных значений, обнаружить слабые аномалии и т.д.

Выявленные на рисунке (рис. 2) линеаментные зоны в большинстве своем соответствуют известным глубинным разломам. Природа линеаментных зон, не имеющих разломных аналогов, по-видимому, также обусловлена глубинными процессами, возможно не нашедшими отражения в результатах прежних геолого-геофизических исследований вследствие меньших масштабов проявления.

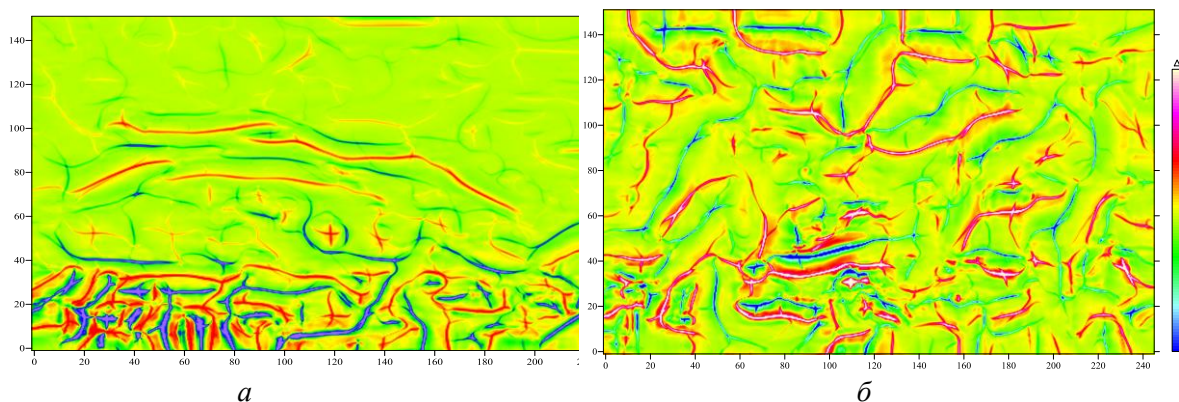


Рис. 2. Трассирование осей аномалий по локальной компоненте гравитационного (а) и магнитного (б) полей

Распределение разрывных нарушений наиболее отчетливо проявляются в гравитационном поле в пределах Терской и Сунженской антиклинальных зонах.

Анализ распределения повышенных значений густоты линеаментов показывает, что практически они сконцентрированы в узлах пересечения двух и более тектонических зонах различного простирания, т.е. в участках максимальных современных деформаций, обусловленных реализацией напряжений при взаимодействии, либо наложении разноориентированных полей [6-7].

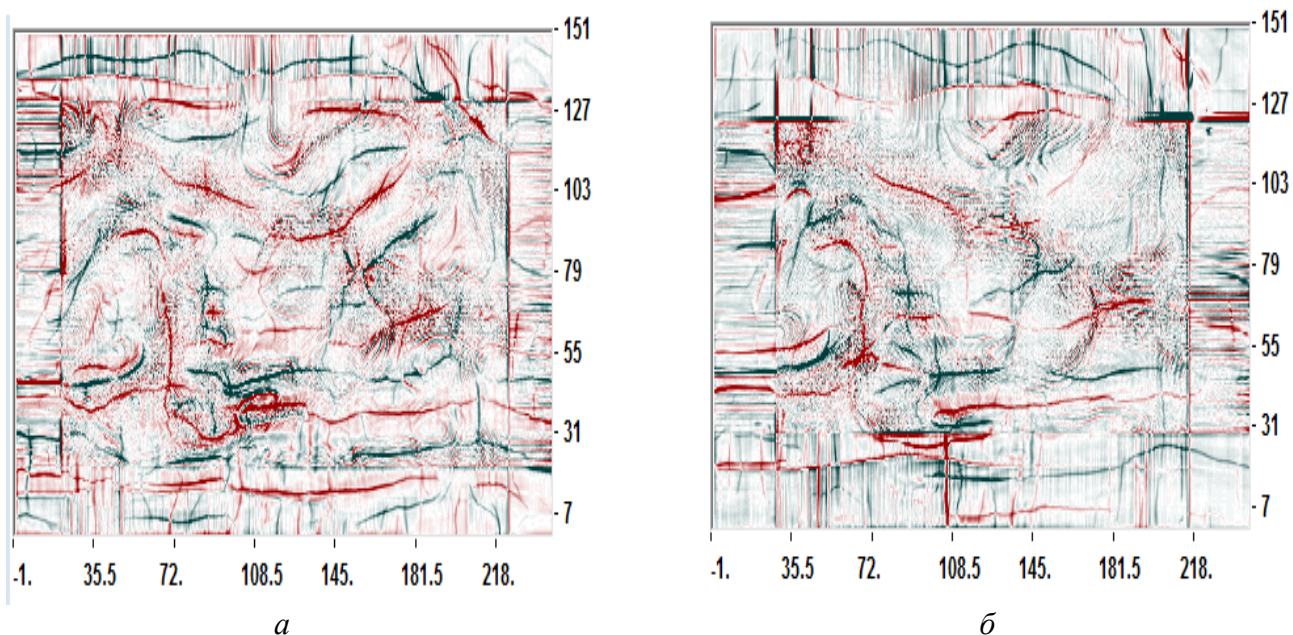


Рис. 3. Результат трассирования осей аномалий в магнитной модели на глубинах 5,7км

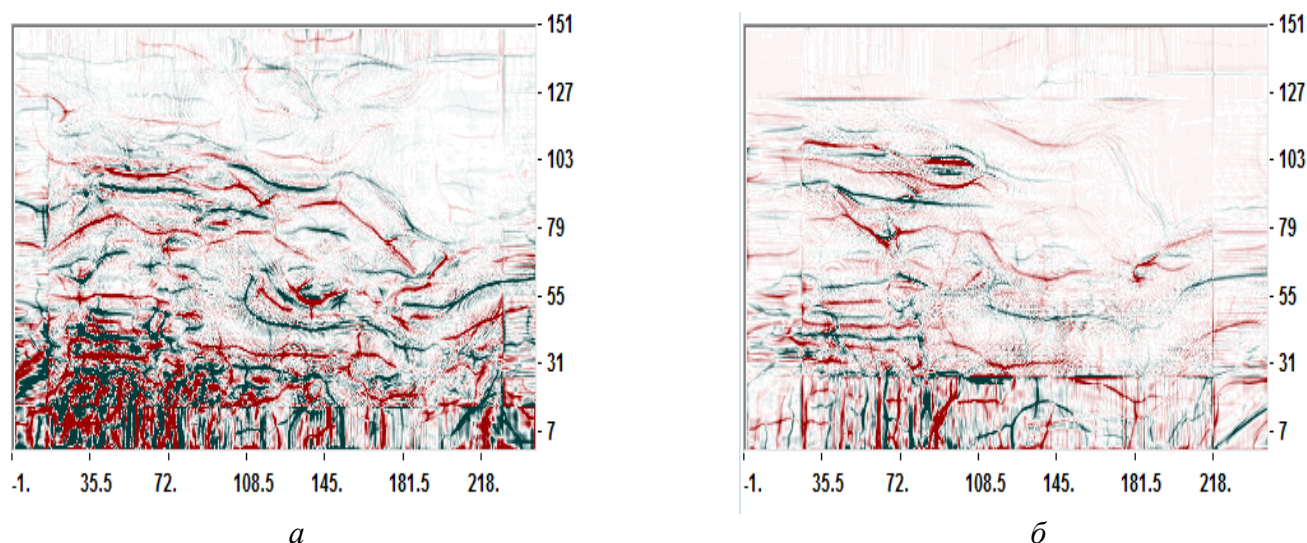


Рис. 4. Результат трассирования осей аномалий по гравитационной модели на глубинах 9 (а), 20 (б) км

Разновозрастные разломы несколько различно проявляются в геофизических полях. Наиболее древние разломы, образующиеся унаследование по отношению к структуре фундамента, выражены весьма четко в магнитном поле (рис. 3), а иногда и в гравитационном (рис. 4) поле в виде интенсивных линейных аномалий или зон высоких градиентов. Молодые

наложенные разломы, секущие, по отношению к структуре фундамента, отражаются лишь в гравитационном поле в виде отчетливых гравитационных ступеней или смены простирания аномалий. Большинство зон нефтегазоаккумуляции связано с местоположением отдельных разломов и зон дробления фундамента [9].

Положительная роль разломов, очевидно, заключается в том, что они приводят к растрескиванию земной коры и создают благоприятные условия для вертикальной миграции и концентрации углеводородов. Кроме того, именно новейшие вертикальные перемещения блоков фундамента часто обуславливают образование валов и локальных структур осадочного чехла. Выявление разломов имеет не только научное, но и большое практическое значение [10].

Геологическая интерпретация и анализ морфологических особенностей гравимагнитных полей ТКП с использованием современных компьютерных технологий позволило выделить области разуплотнения горных пород, тектонические зоны, соответствующие разломным структурам исследуемой территории, картировать пространственные закономерности разрывной тектоники, контролирующей распределение залежей углеводородов ТКП.

По результатам исследований, можно проследить следующую зависимость:

- по результатам обработки потенциальных полей выделены тектонические зоны, соответствующие разломным структурам исследуемой территории;
- области простирания и пересечения разломов характеризуются высокой современной геодинамической активностью.
- отмечается приуроченность разломов к высокоградиентным зонам региональных и локальных минимумов силы тяжести.

Список литературы

1. Керимов И.А., Моллаев З.Х. Гравитационное поле и сейсмичность Чечено-Ингушетии // Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья / Тр. Института геологии Даг. Филиала АН СССР. Вып.40. Махачкала, 1989. С.90-97.
2. Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Абубакарова Э.А. Геофизические поля и разломная тектоника Терско-Каспийского прогиба // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятое научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 06-10 июля 2009 г. Материалы конференции. Екатеринбург, 2009. С.226-230.
3. Керимов И.А., Крисюк И.М., Гайсумов М.Я. Геофизические поля, системы разломов и сейсмичность Чечено-Ингушетии. Депонировано в ВИНТИ. №1066-В 92 от 30.03.92. 91 с.
4. Общая геология / Под ред. Г.Д. Ажгирея и др. М.: *Просвещение*, 1974. 479 с.
5. Развитие представлений о разломной тектонике Терско-Каспийского прогиба / Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Даукаев А.А. и др. // *Вестник Академии наук Чеченской Республики*, 2010. № 1(12). С.63-74.
6. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра, 1979.
7. Петров А.В., Трусов А.А. «Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трёхмерной геоинформации - Коскад 3D». Геофизика №4, 2000 г.
8. Смирнова М.Н., Бражник В.М., Керимов И.А. Системы разломов Терско-Каспийского прогиба и их роль в эндодинамике территории // Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений. - Днепрпетровск, 1988. С. 91-93.

9. Смирнова М.Н., Станулис В.А., Яковлева Т.В. Рекомендации по дальнейшему направлению поисково-разведочных работ и новые данные о глубинном строении Терско-Сунженского прогиба. Грозный: *Грозненский рабочий*, 1967. 51 с.

10. Разломная тектоника Терско-Каспийского прогиба и ее проявление в аномальных геофизических полях Керимов И.А., Абубакарова Э.А., Ахматханов Р.С., Бадаев С.В., Чимаева Х.Р. *Проблемы региональной экологии*. 2013. № 6. С. 21-25

РЕШЕНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГРАФИЧЕСКИХ УСКОРИТЕЛЕЙ

*Акимова Е. Н. (ИММ УрО РАН, УрФУ, г. Екатеринбург, aen15@yandex.ru),
Третьяков А.И. (ИММ УрО РАН, УрФУ, г. Екатеринбург)*

Аннотация. Для решения структурных обратных задач гравиметрии и магнитометрии о восстановлении поверхностей раздела сред на основе итеративно регуляризованных методов градиентного типа (метода сопряженных градиентов, модифицированного метода сопряженных градиентов, покомпонентного градиентного метода, модифицированного покомпонентного градиентного метода) разработаны экономичные по затратам оперативной памяти и времени счета параллельные алгоритмы. Алгоритмы реализованы для графических процессоров с использованием технологии NVIDIA CUDA. Проведен анализ эффективности и ускорения параллельных алгоритмов.

Ключевые слова: обратная задача гравиметрии, обратная задача магнитометрии, методы градиентного типа, параллельные алгоритмы, графические процессоры.

ВВЕДЕНИЕ

Задачи о нахождении поверхности раздела двух слоев с различными постоянными плотностями или намагниченностями по гравитационным или магнитным данным рассматриваются во многих работах, например, в работах [1–2]. Эти задачи описываются нелинейными интегральными уравнениями первого рода и являются некорректными задачами. Для их решения используются методы итеративной регуляризации. После дискретизации области на сетке и аппроксимации интегрального оператора задачи сводятся к решению систем нелинейных алгебраических уравнений.

В практических задачах необходимость исследования больших территорий с высокой степенью детализации требует использование сеток большого размера. Решение задач гравиметрии и магнитометрии занимает много времени и требует большого объема оперативной памяти. Одним из способов снижения времени счета является использование параллельных алгоритмов.

В данной работе на основе итеративно регуляризованных методов градиентного типа построены параллельные алгоритмы, реализованные для графических ускорителей (GPU) с использованием технологии CUDA. Алгоритмы протестированы на модельных задачах на большой сетке с использованием ускорителей NVIDIA Tesla, входящих в состав суперкомпьютера «Уран», установленного в Институте математики и механики УрО РАН. Проведено исследование эффективности и ускорения параллельных алгоритмов.

ПОСТАНОВКИ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Предполагается, что нижнее полупространство состоит из двух однородных слоев, разделенных искомой поверхностью. Задана декартова система координат с осью z ,

направленной вниз. Пусть поверхность раздела задана уравнением $z = \zeta(x, y)$. Поверхность имеет горизонтальную асимптотическую плоскость $z = h$, т.е. $\lim_{|x|+|y| \rightarrow \infty} |\zeta - h| = 0$.

В случае задачи гравиметрии разность плотностей слоев равна $\Delta\sigma$. Гравитационное поле, порождаемое таким полупространством, измеренное на поверхности $z = 0$, с точностью до постоянного слагаемого, равно [1]

$$\Delta g(x, y, 0) = f \Delta\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + \zeta^2(x', y') \right]^{3/2}} - \frac{1}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2 \right]^{3/2}} \right\} dx' dy', \quad (1)$$

где f — гравитационная постоянная.

В случае задачи магнитометрии разность намагниченностей однородно намагниченных слоев обозначим как $\Delta\mathbf{J} = \{\Delta J_x; \Delta J_y; \Delta J_z\}$. Магнитное поле, порождаемое полупространством (без учета размагничивания), находится по следующей формуле [3]

$$\Delta Z(x, y, 0) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{\Delta J_x(x'-x) + \Delta J_y(y'-y) - \Delta J_z h}{\left((x'-x)^2 + (y'-y)^2 + h^2 \right)^{3/2}} - \frac{\Delta J_x(x'-x) + \Delta J_y(y'-y) - \Delta J_z \zeta(x', y')}{\left((x'-x)^2 + (y'-y)^2 + \zeta^2(x', y') \right)^{3/2}} \right] dx' dy'. \quad (2)$$

Относительно поверхности ζ уравнения (1) и (2) являются двумерными нелинейными интегральными уравнениями первого рода. Обозначив интегральные операторы через A , можно записать уравнения в операторном виде

$$A(\zeta) = u. \quad (3)$$

После дискретизации области на сетке $n = M \times N$ и аппроксимации интегральных операторов по квадратурным формулам получаем следующую систему нелинейных алгебраических уравнений

$$A(z) = F, \quad (4)$$

где векторы z и F имеют длину n .

МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Для решения систем вида (4) можно использовать следующие методы:

- *регуляризованный линейризованный метод сопряженных градиентов* [4]

$$z^{k+1} = z^k - \psi \frac{\langle p^k, S_\alpha(z^k) \rangle}{\|A'(z^k) p^k\|^2 + \alpha \|p^k\|^2} p^k, \quad p^k = S_\alpha(z^k) + \beta^k p^{k-1}, \quad p^0 = S_\alpha(z^0), \quad (5)$$

$$\beta^k = \max \left\{ 0, \frac{\langle S_\alpha(z^k), S_\alpha(z^k) - S_\alpha(z^{k-1}) \rangle}{\|S_\alpha(z^{k-1})\|^2} \right\}, \quad S_\alpha(z) = A'(z)^T (A(z) - F) + \alpha (z - z^0),$$

- *модифицированный регуляризованный линейризованный метод сопряженных градиентов* [4]

$$z^{k+1} = z^k - \psi \frac{\langle p^k, S_\alpha^0(z^k) \rangle}{\|A'(z^0)p^k\|^2 + \alpha \|p^k\|^2} p^k, \quad p^k = S_\alpha^0(z^k) + \beta^k p^{k-1}, \quad p^0 = S_\alpha^0(z^0), \quad (6)$$

$$\beta^k = \max \left\{ 0, \frac{\langle S_\alpha^0(z^k), S_\alpha^0(z^k) - S_\alpha^0(z^{k-1}) \rangle}{\|S_\alpha^0(z^{k-1})\|^2} \right\}, \quad S_\alpha^0(z) = A'(z^0)^T (A(z) - F) + \alpha (z - z^0),$$

- *регуляризованный покомпонентный метод* [5]

$$z_i^{k+1} = z_i^k - \psi \frac{A_i(z^k) - F_i + \alpha \|z^k - z^0\|^2 \left(\frac{\partial A_i(z^k)}{\partial z_i} \right)}{\|\nabla A_i(z^k)\|^2 + \alpha}, \quad (7)$$

где ψ — демпфирующий множитель, α — параметр регуляризации.

Для решения системы (4) в случае задачи магнитометрии при значительных отклонениях разности намагниченности от вертикали эффективен *модифицированный покомпонентный метод* [5]

$$z_i^{k+1} = z_i^k - \psi \frac{A_j(z^k) - F_j + \alpha \|z^k - z^0\|^2 \left(\frac{\partial A_j(z^k)}{\partial z_i} \right)}{\|\nabla A_j(z^k)\|^2 + \alpha}, \quad (8)$$

$$j = i + M \frac{-3\Delta J_z + \text{sgn}(\Delta J_z) \sqrt{8\Delta J_y^2 + 9\Delta J_z^2 h}}{4\Delta J_y \Delta y} + \frac{-3\Delta J_z + \text{sgn}(\Delta J_z) \sqrt{8\Delta J_x^2 + 9\Delta J_z^2 h}}{4\Delta J_x \Delta x},$$

где Δx , Δy — шаги сетки. Модификация метода состоит в сдвиге индексов вычисляемых компонент вектора решения в зависимости от вектора разности намагниченностей ΔJ .

В качестве условия останова используется относительная норма невязки правой части $\|A(z) - F\|/\|F\| < \varepsilon$ при малом ε . Для начального приближения используется плоскость $z^0 \equiv h$.

ПАРАЛЛЕЛЬНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ НА GPU

На основе перечисленных методов разработаны параллельные алгоритмы для графических процессоров с использованием технологии CUDA.

Отметим, что наиболее трудоемкой операцией является вычисление значений интегрального оператора и его матрицы производных на каждой итерации. Эта операция состоит из четырех вложенных циклов. При использовании нескольких графических процессоров внешние циклы распределяются по процессорам, а два внутренних выполняются на каждом процессоре. Центральный процессор управляет пересылкой данных между оперативной памятью и графическими процессорами и вызывает ядерные функции.

При реализации используется вычисление элементов матрицы производных «на лету», когда значение элемента матрицы вычисляется только в момент обращения к нему, без хранения в памяти. Это позволяет существенно снизить затраты оперативной памяти.

Подбор параметров выполнения ядерных функций в зависимости от размера сетки является важной задачей. Для её решения был разработан оригинальный метод автоматического подбора параметров. Для эталонной сетки размера 128×128 и процессоров

NVIDIA Tesla M2090 были вручную подобраны оптимальные параметры. Для сеток, кратных 128, эталонные параметры умножаются на коэффициент кратности. При использовании нескольких процессоров параметры для x делятся на число графических процессоров, т.е., число нитей в блоке уменьшается, при этом число блоков остается тем же. Такой подход накладывает некоторые ограничения на входные данные и конфигурацию вычислительной системы: размер сетки должен быть кратен 128 и число графических процессоров должно быть степенью двойки.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Рассматривается модельная задача магнитометрии о нахождении поверхности раздела между двумя средами.

На рис. 1 показано модельное магнитное поле. Оно было получено путем решения прямой задачи по известной модельной поверхности $\zeta_{\text{exact}}(x, y)$, показанной на рис. 2. Поверхность имеет асимптоту $h = 10$ км. Разность намагниченностей слоев $\Delta J = \{1,23; 1,23; 1\}$ А/м.

Задача решалась на узлах суперкомпьютера «Уран», состоящих из восьмиядерных процессоров Intel Xeon E5-2660 и восьми графических процессоров NVIDIA Tesla M2090. Для решения задачи использовались четыре метода:

- регуляризованный линейризованный метод сопряженных градиентов RLCGM (5),
- модифицированный регуляризованный линейризованный метод сопряженных градиентов MRLCGM (6),
- регуляризованный покомпонентный метод RCWM (7),
- модифицированный покомпонентный метод MRCWM (8).

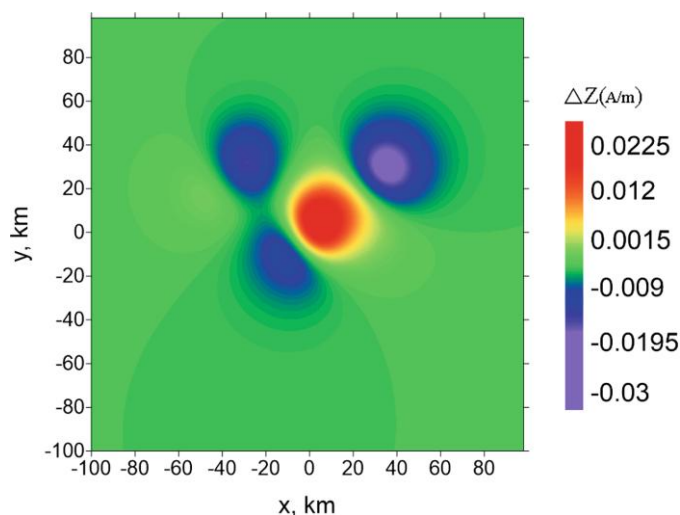


Рис. 1. Модельное магнитное поле

Для методов использовались следующие параметры: $\psi = 0,75$, $\alpha = 0,1$. Все четыре метода дали схожие результаты. Восстановленная поверхность $\zeta_{\text{recon}}(x, y)$ показана на рис. 3. Относительная погрешность полученных решений $\delta = \|\zeta_{\text{recon}} - \zeta_{\text{exact}}\| / \|\zeta_{\text{exact}}\|$ не превышает 1%. Разница между поверхностями, восстановленными различными методами, также не превышает 1%.

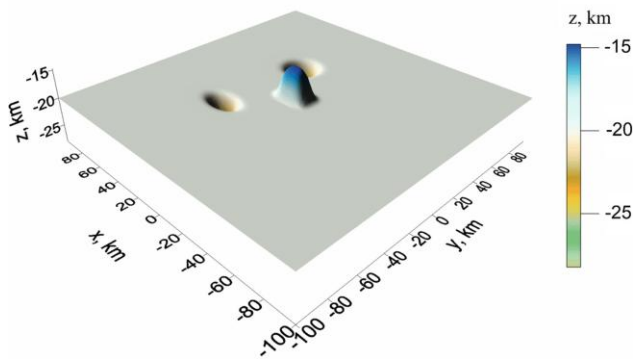


Рис. 2. Исходная поверхность

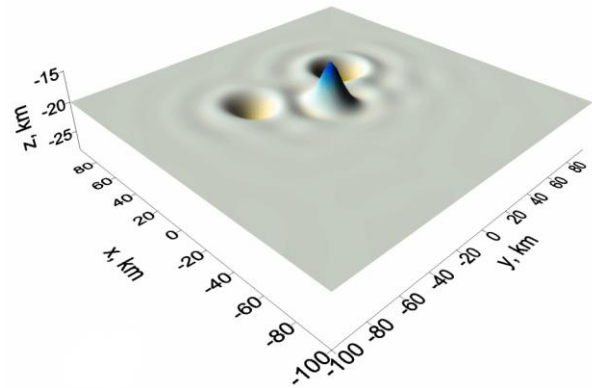


Рис. 3. Восстановленная поверхность

В таблице 1 для рассмотренных методов приведены числа итераций N , времена счета на одном (T_1) и восьми (T_8) видеоускорителях, ускорение $S_m = T_1/T_m$ и эффективность $E_m = S_m/m$ параллельных алгоритмов при использовании m графических процессоров для сетки 512×512 .

Проведенные эксперименты показывают высокую эффективность построенных параллельных алгоритмов. Эффективность распараллеливания для нескольких процессоров близка к 100%. Модифицированный покомпонентный градиентный метод показал лучшее время за счет малого числа действий на каждой итерации и отсутствия явных векторно-матричных операций.

Таблица 1

Результаты численных экспериментов

Метод	N	T_1	T_8	S_8	E_8
RLCGM	26	34	4,5	7,6	0,95
MRLCGM	40	30	4	7,6	0,95
RCWM	16	20	2,6	7,8	0,97
MRCWM	14	18	2,3	7,8	0,98

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для решения структурных обратных задач гравиметрии и магнитометрии построены эффективные параллельные алгоритмы на основе итеративно регуляризованных методов градиентного типа. Параллельные алгоритмы реализованы для вычислительных систем с несколькими графическими ускорителями с использованием технологии CUDA. Проведены численные эксперименты по решению модельной задачи магнитометрии. Построенные алгоритмы показывают высокую эффективность распараллеливания для нескольких графических процессоров. Наиболее быстрым оказался модифицированный покомпонентный метод.

Список литературы

1. Akimova, E.N., Martyshko, P.S., Misilov, V.E. Algorithms for solving the structural gravity problem in a multilayer medium // Dokl. Earth Sci., 2013. Vol. 453(2), P. 1278–1281 <https://doi.org/10.1134/S1028334X13120180>
2. Martyshko, P.S., Byzov, D.D., Martyshko, M.P. Solving the structural inverse problem of magnetic prospecting with respect to demagnetization for a two-layer medium model // Dokl. Earth Sci., 2013. Vol. 453(2), P. 1264–1267. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1312012X>

3. Akimova, E.N., Martyshko, P.S., Misilov, V.E., Tretyakov, A.I. On solving the inverse structural magnetic problem for large grids on GPUs // AIP Conference Proceedings, 2017. Vol. 1863, p. 050010. <https://doi.org/10.1063/1.4992207>

4. Akimova, E.N., Misilov, V.E., Tretyakov, A.I. Optimized algorithms for solving structural inverse gravimetry and magnetometry problems on GPUs // Communications in Computer and Information Science. 2018. Vol. 753: Parallel Computational Technologies. P. 144–155. https://doi.org/10.1007/978-3-319-67035-5_11

Akimova, E.N., Misilov, V.E., Tretyakov, A.I. Modified Componentwise Gradient Method for Solving Structural Magnetic Inverse Problem // Communications in Computer and Information Science. 2018. Vol. 910: Parallel Computational Technologies. P.162–173.

О НЕСОСТОЯТЕЛЬНОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ПАССИВНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ, ОСНОВАННОЙ НА МОДЕЛИ ПЛОСКОГО ПОЛЯ

Александр П.Н. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Троицк, alexandr@igemi.troitsk.ru)

Аннотация. Проведен анализ полученного решения прямой задачи пассивной сейсморазведки в приближении к плоскому сейсмическому полю. Показано, что основную роль в спектре сейсмического сигнала играет форма импульса, которая неизвестна. Это приводит к неверной интерпретации данных пассивной сейсморазведки в инженерной геофизике.

Ключевые слова: пассивная сейсморазведка, инженерная геофизика.

В инженерной геофизике и сейсмологии применяется метод сейсмической разведки, основанный на пассивной регистрации микросейсм - метод пассивной сейсморазведки. Этот подход, основной целью которого является определение глубины первой жесткой границы, развивается в работах многих авторов см., например, [1,2,5,6].

Суть метода заключается в определении частоты максимума амплитудного спектра сейсмического сигнала, зарегистрированного трехкомпонентным сейсмоприёмником на дневной поверхности. При известной скорости продольных и поперечных волн и знания частоты максимума амплитудного спектра определяется глубина до первой жесткой границы по очень простой формуле. Практика применения этого метода постоянно расширяется. Однако современный уровень развития теории этого метода не соответствует требованиям практики. Это несоответствие - недостаточно развитая теория, приводит, зачастую, к неверной интерпретации получаемых данных. Основная проблема связана с использованием модели плоского сейсмического поля при обработке данных пассивной сейсморазведки.

Основная задача пассивной сейсморазведки заключается в следующем: имеется жесткое основание, на котором находится слой с упругими параметрами Ламе λ и μ , плотностью ρ . В этом слое существует поле смещений. Эта задача является задачей с начальными условиями. Поле, и его первая производная по времени, задано в момент времени $t = t_0$ - времени начала регистрации упругого поля. Кроме этого внутри слоя могут существовать источники упругого поля - сторонние силы.

В одномерной среде и частотной области сейсмическое поле описывается двумя уравнениями [4]:

1. для вертикальных смещений S_z упругих колебаний, продольные волны, распространяющиеся со скоростью V_p

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} S_z - k_z^2 S_z = -F_z, \quad k_z^2 = -\omega^2 \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} = -\omega^2 \frac{1}{V_p^2},$$

2. для горизонтальных смещений S_x упругих колебаний, поперечные волны, распространяющиеся со скоростью V_s

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} S_x - k_x^2 S_x = -F_x, \quad k_x^2 = -\omega^2 \frac{\rho}{\mu} = -\omega^2 \frac{1}{V_s^2},$$

где ω - частота, S_x и S_z - компоненты вектора смещения по направлению осей декартовой системы координат x и z , соответственно, (ось z направлена вниз), F_x и F_z - компоненты вектора сторонних сил, в которые входят как начальные условия, так и источники упругого поля, появляющиеся в интервале времени регистрации.

Верхнее полупространство - воздух. В силу чего краевые условия для задачи теории упругости являются следующие:

- на поверхности земли нормальные компоненты напряжений равны нулю:

$P_{xz} = \mu \frac{\partial}{\partial z} S_z = 0$, $P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial}{\partial z} S_z = 0$ - свободная поверхность при $z = 0$, отсюда вытекают следующие граничные условия на поверхности земли для производных от смещений:

$$\frac{\partial}{\partial z} S_z = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial}{\partial z} S_x = 0;$$

- на подошве слоя с жестким основанием $S_z = S_x = 0$ при $z = h$, h - толщина слоя.

Решая поставленную задачу, поле на поверхности земли будет описываться следующими выражениями

$$S_z = A \frac{-e^{-k_z |z_s|} (e^{-2k_z h} - 1) + 2e^{k_z |z_s|} e^{-2k_z h}}{ch(k_z h)} e^{-k_z h}$$

$$S_x = B \frac{-e^{-k_x |z_s|} (e^{-2k_x h} - 1) + e^{-k_x |h - z_s|} e^{k_x h}}{ch(k_x h)} e^{-k_x h}$$

где $A = A(\omega)$ и $B = B(\omega)$ - амплитуды первичного поля (в общем случае $A(\omega) \neq B(\omega)$), включающая как начальные условия, так и форму импульса источников упругого поля внутри слоя, z_s - координата сосредоточенного источника внутри слоя $0 < z_s < h$.

Резонанс (равенство нулю знаменателя) наступает при $ch(k_z h) = 0$ и $ch(k_x h) = 0$, откуда следует $\text{Im}(k_z h) = \pi n$ и $\text{Im}(k_x h) = \pi n$, n - нечетное целое число. При $n = 1$ получим формулу для определения толщины слоя, которая используется в настоящее время при интерпретации

данных пассивной сейсморазведки: $h = \frac{V_p}{\omega_p} \pi = \frac{V_s}{\omega_s} \pi$, где ω_p и ω_s - частоты, на которых

амплитудный спектр достигает своего максимума для вертикальных и горизонтальных компонент, соответственно. Заметим, что в этом случае $|S_x| \rightarrow \infty$ и $|S_z| \rightarrow \infty$. В силу этого обратное преобразование Фурье не существует, поскольку интеграл от модуля спектра расходится в следствии того, что подынтегральная функция является суммой бесконечных величин [3]. В следствие этого, необходимо использовать комплексную частоту или преобразование Лапласа.

Рассмотрим численный пример. Пусть регистрация во времени происходит с шагом дискретизации $\Delta t = 2 \cdot 10^{-3}$ сек в интервале времени от $-512\Delta t$ до $3072\Delta t$. Слой, толщиной $h = 25$ м, в котором находится источник на подошве слоя $z_s = 25$ м, имеет следующие

параметры $V_p = 300 \text{ м/с}$, $V_s = \frac{V_p}{1.7}$, $\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$. Согласно теореме Котельникова В.А., диапазон частот принимался равным

$$\omega = 2\pi \left[\frac{0.5}{\max(t)} : \frac{0.5}{\max(t)} : \frac{2}{\Delta t} \right] - i \frac{0.001}{\max(t)}, \quad i = \sqrt{-1}.$$

Рассмотрим только один сосредоточенный источник импульсного типа, который включается в момент времени $t=0$. Поля вычисляются на кровле слоя (свободная поверхность). В частотной области результаты вычисления изображены на рис. 1, соответственно, для компонент вектора смещения S_z и S_x .

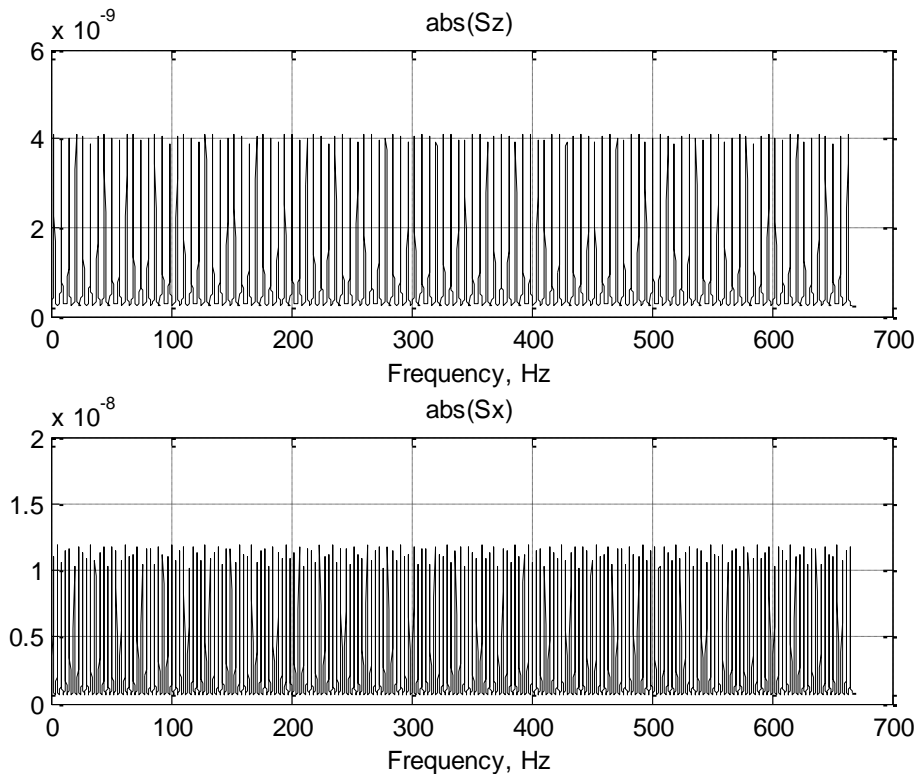


Рис. 1. Амплитудный спектр вертикальной и горизонтальной компонент вектора смещения S_z (вверху) и S_x (внизу) на дневной поверхности как функции частоты от одиночного источника, расположенного на подошве слоя.

Из этих расчетов следует, что амплитудный спектр не имеет отчетливого одного максимума как по горизонтальной, так и по вертикальной компонентам сейсмического поля.

Распределим источники по всей толщине слой. Результат вычислений от суммы полей от этих источников представлен на рис. 2.

Как следует из этого рисунка, наблюдается убывание амплитудного спектра в зависимости от частоты. На фоне этого убывания наблюдаются локальные максимумы. Можно было бы, по максимуму амплитудного спектра найти толщину слоя по методике пассивной сейсморазведки. Однако, во-первых, необходимо найти частоту первого максимума этого спектра и во-вторых, на этот спектр накладывается форма импульса, которая неизвестна, поскольку источники техногенного или природного происхождения не могут быть проконтролированы. Пусть форма импульса известна, например, изображенная на рис. 3.

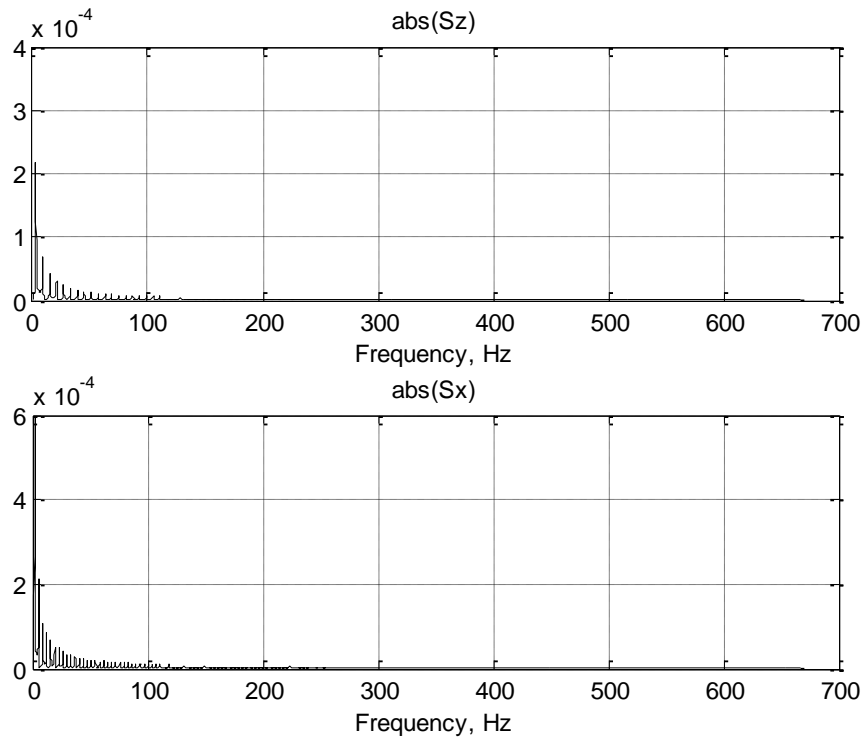


Рис. 2. Амплитудный спектр вертикальной и горизонтальной компонент вектора смещения S_z (вверху) и S_x (внизу) на дневной поверхности как функции частоты от суммы источников, расположенных в слое $0 < z_s < h$.

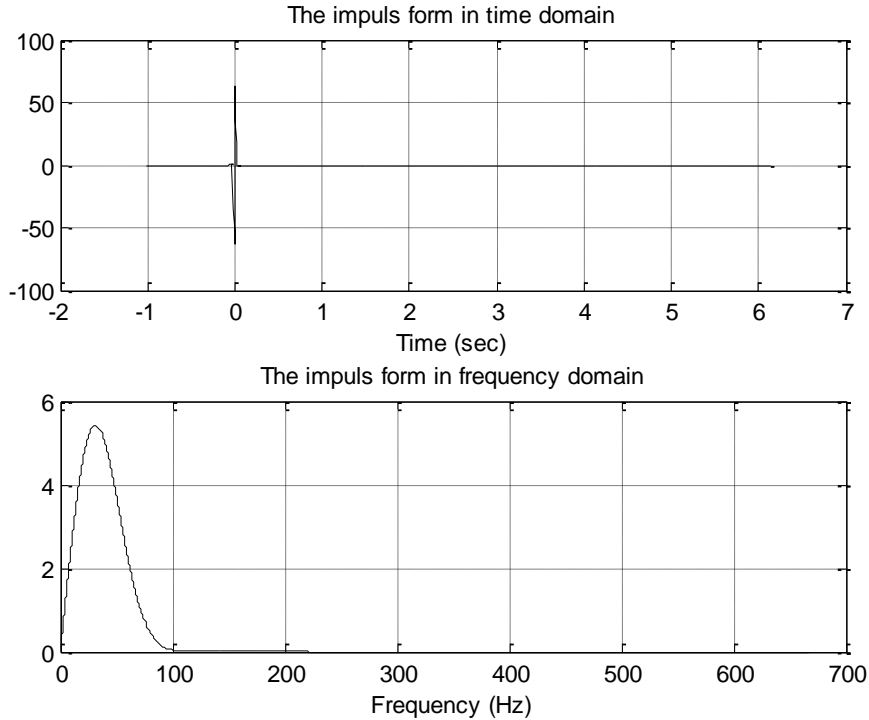


Рис. 3. Форма импульса во временной области (вверху) и ее амплитудный спектр (внизу).

Результат перемножения спектра сигнала и формы импульса изображен на рис. 4.

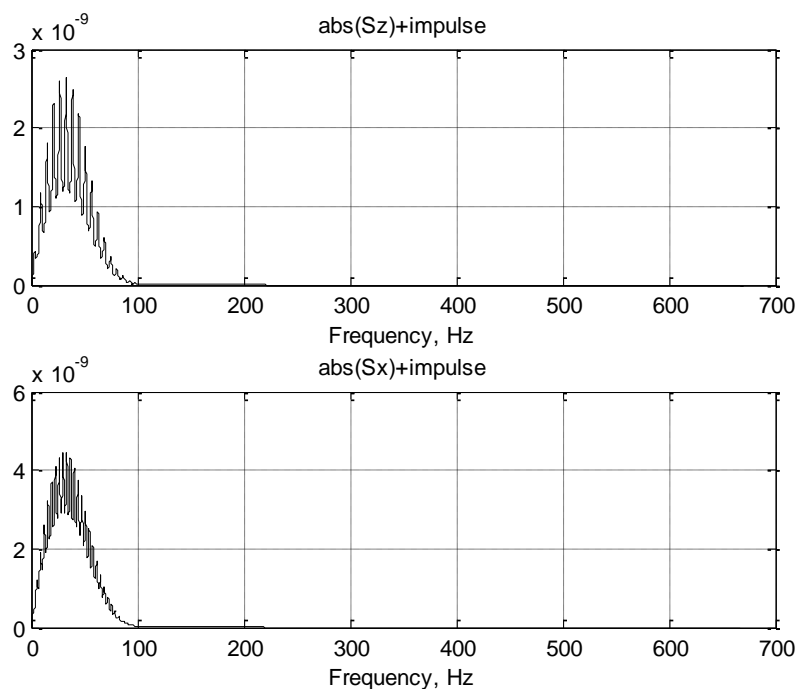


Рис. 4. Результат решения прямой задачи с учетом спектра формы импульса.

Выводы. Как следует из проведенных вычислений и представленных рисунков, одного максимума в спектре сигналов не наблюдается (см. рис.1 и рис.2), имеется множество максимумов равной величина во всем частотном диапазоне. Это говорит о том, что наличие максимума может быть связано только с формой импульса. Следовательно, выводы о том, что по экспериментальным данным можно определить толщину слоя в методе пассивной сейсморазведки по максимуму амплитудного спектра - ошибочны, поскольку основную роль в спектральной области играет форма импульса, которая не известна. Вследствие чего, интерпретация результатов пассивной сейсморазведки по этому подходу является не верной.

Список литературы

1. Горбатилов А.В. Патент на изобретение № RU2271554. «Способ сейсморазведки».Дата приоритета 25.03.2005.
2. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. Результаты исследований статистических характеристик и свойств стационарности низкочастотных микросейсмических сигналов //Физика Земли, 2008, № 1. - с.57-67.
3. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. - М.: Наука, 1970. - 720с.
4. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. Пер. с англ. О.В.Павловой и С.В.Гольдина. Редактор пер. Н.Н.Пузырев - М.: Недра, 1986. - 261с.
5. Lane, J.W., Jr., White, E.A., Steele, G.V., and Cannia, J.C., 2008, Estimation of bedrock depth using the horizontal-to-vertical (H/V) ambient-noise seismic method, in Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, April 6-10, 2008, Philadelphia, Pennsylvania, Proceedings: Denver, Colorado, Environmental and Engineering Geophysical Society, 13 p.
6. Francisco J. S'anchez-Sesma, Miguel Rodr'iguez, Ursula Iturrar'an-Viveros, Francisco Luz'on, Michel Campillo, Ludovic Margerin, Antonio Garc'ia-Jerez, Martha Suarez, Miguel A. Santoyo6 and Alejandro Rodr'iguez-Castellanos. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. - *Geophys. J. Int.* (2011) 186, 221–225p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДНЫХ СИСТЕМ В ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ

Алексеев С.Г. (Горный университет, г. Санкт-Петербург),

Духанин А.С. (ООО «КАД-КОПИ Сервис», г. Санкт-Петербург),

Сенчина Н.П. (Горный университет, г. Санкт-Петербург),

Штокаленко М.Б. (Геологическая служба Эстонии)

Аннотация. При томографической обработке данных грави- и магниторазведки выявлены общие закономерности проявления рудных систем, контролирующих размещение месторождений железа, золота, урана, полиметаллов. Установлена приуроченность таких систем к зонам закономерно меняющихся разуплотнений и уплотнений горных пород. Сделана попытка оценки соответствия энергетических характеристик таких зон с ресурсным потенциалом территорий.

Ключевые слова: рудные месторождения, гравиразведка, магниторазведка, разуплотнение пород.

Одной из важнейших задач интерпретации результатов наблюдений методами потенциальных полей является прогноз разноранговых систем, контролирующих процессы формирования и размещения месторождений руд и углеводородов. Эти задачи чаще всего решаются путем формирования физико-геологических моделей таких систем. Для создания физико-геологических моделей в последние годы появились способы обработки результатов, позволяющие получать послойные срезы распределений избыточной плотности или намагниченности горных пород, получившие название - томографические. В зависимости от масштаба используемых данных эти способы позволяют визуализировать особенности проявления равноранговых рудных и углеводородных систем (от провинций до отдельных месторождений) в потенциальных полях и выявлять их обобщенные характеристики для последующих прогнозных построений. Авторами разработан вариант такого способа обработки, объединяющий фильтрацию полей с их пересчетом в нижнее полупространство [4].

Ранее демонстрировалась связь рудных и углеводородных систем со структурами корового заложения, характеризующимися пониженными значениями избыточной плотности пород [1, 3]. Такие структуры трактовались нами как разномасштабные области деплетирования земной коры, определяемые ее структурно-вещественными факторами, по которым возможна миграция как флюидов и магматических образований с последующим образованием месторождений [2].

Цель настоящей работы — выявление особенностей проявления в потенциальных полях рудных систем, контролирующих размещение месторождений различных элементов. В качестве примеров рассмотрены месторождения железа, золота, урана, полиметаллов различных генетических типов и возраста. Продемонстрированы возможности использования характеристик выделяемых систем для оценки ресурсного потенциала территорий.

В ходе обработки результатов производился расчет значений избыточной плотности и намагниченности горных пород путем инверсии поля в 3D геометрии [1, 2, 3].

Месторождения железа. На рис. 1 приведено положение профиля АВ на карте гравитационного поля территории, захватывающей районы месторождений железа Курской магнитной аномалии и Кривого Рога

Месторождения железа Курской магнитной аномалии приурочены к северо-восточному флангу зоны пониженных значений гравитационного поля, пересекающей карту с северо-запада и сужающейся в направлении на юго-восток. Криворожские месторождения железа

также приурочены к зоне пониженных значений гравитационного поля, прослеживающиеся от верхнего края карты рис. 1 в юго-западном направлении.

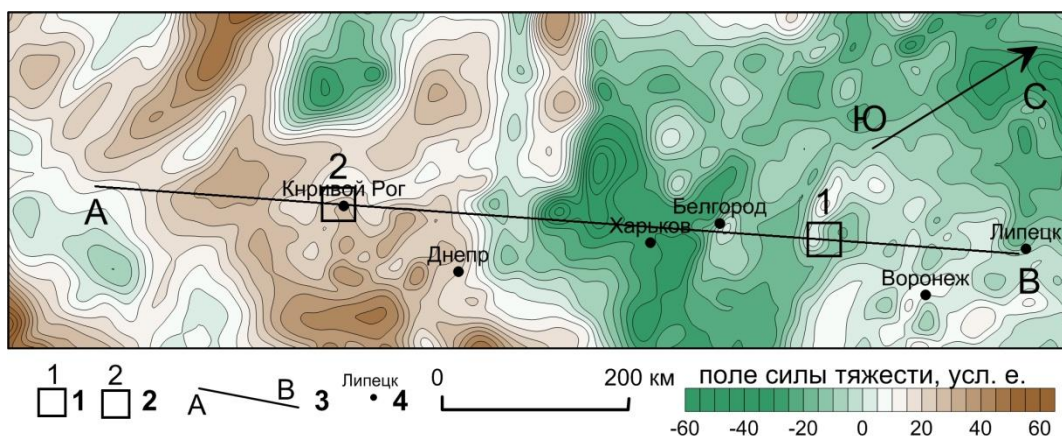


Рис. 1. Гравитационное поле территории, захватывающей районы месторождений железа Курской магнитной аномалии и Кривого Рога. 1 - Район месторождений железа Курской магнитной аномалии; 2 - район месторождений железа Кривого Рога; 3 - линия профиля разреза АВ (рис.2); 4 - положение городов и их названия

Наиболее наглядно особенности гравитационного поля проявляются на распределениях избыточной плотности. На рис. 2 приведен фрагмент разреза распределения избыточной плотности по линии АВ рис. 1.

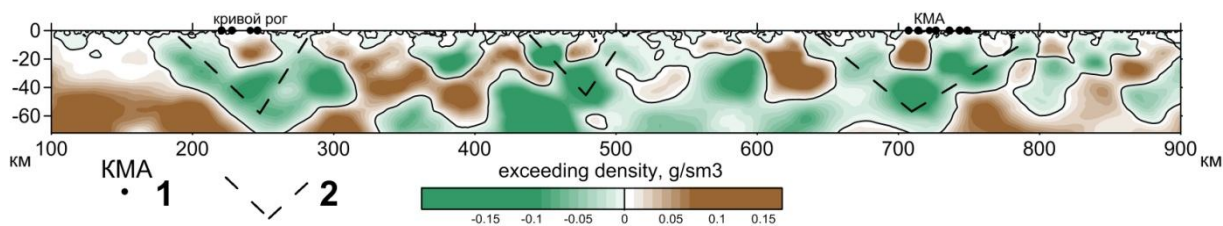


Рис. 2. Распределения избыточной плотности в разрезе по линии АВ (рис. 1) через железорудные месторождения Курской магнитной аномалии и Кривого Рога. Положение месторождений - черные точки на линии профиля. Пунктирными черными линиями показано положение "воронкообразных" структур.

Для рассматриваемых месторождений характерно наличие структур "воронкообразной" формы ("V-образной") с пониженными значениями плотности пород (зоны разуплотнения). Линейные размеры этих структур по линии профиля составляют для района КМА 130 км, для Кривого Рога — 90 км. Внутри этих структур наблюдаются области повышенной плотности, к проекции которых на дневную поверхность и приурочены месторождения. Можно отметить, что на профиле, протяженностью почти 1000 км таких структур всего три. Еще одну структуру можно выделить в районе 450-510 км профиля (показана на рис. 2 прерывистой черной линией).

В ходе работ рассмотрены и другие месторождения железа, различающиеся по генетическим типам и по возрасту. В качестве примера на рис. 3 приведены разрез распределения избыточной плотности через месторождения Абаканское (Хакасия), и Оленегорское (Мурманская обл.)

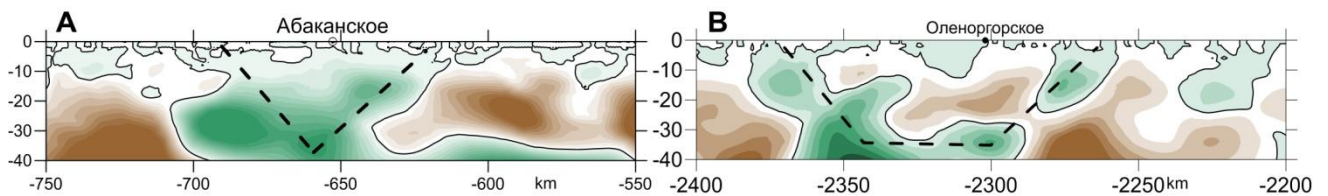


Рис. 3. Распределения избыточной плотности в разрезах по профилям, проходящим через железорудные месторождения. А - Абаканское, В - Оленегорское, Условные обозначения по рис. 2.

На рис. 3, А, В выделяются "воронкообразные" структуры пониженной плотности в районах Абаканского и Оленегорского месторождений. Следует отметить, что наблюдаемая широкая зона повышенной плотности в районе Оленегорского месторождения связана с тем, что к востоку и западу от него имеется целый ряд месторождений железа, никеля, меди и других металлов.

Для месторождений железа различных генетических типов и возраста характерно наличие в разрезах структур "воронкообразной" формы с пониженной плотностью пород. Для регионов, перекрытых траппами, а также для ряда скарновых месторождений, связанных с интрузиями основных и ультраосновных пород, "воронкообразно-скарновые" структуры наиболее отчетливо выделяются при томографической обработке поля, полученного как разность полей силы тяжести и "псевдогравитационного" поля (поля магнитного потенциала).

Месторождения золота и урана. На рис. 4 приведены разрезы распределения избыточной плотности пород по профилям, проходящим вкrest направления основного простираения пород, пересекающим месторождения золота и урана России, Казахстана и Узбекистана.

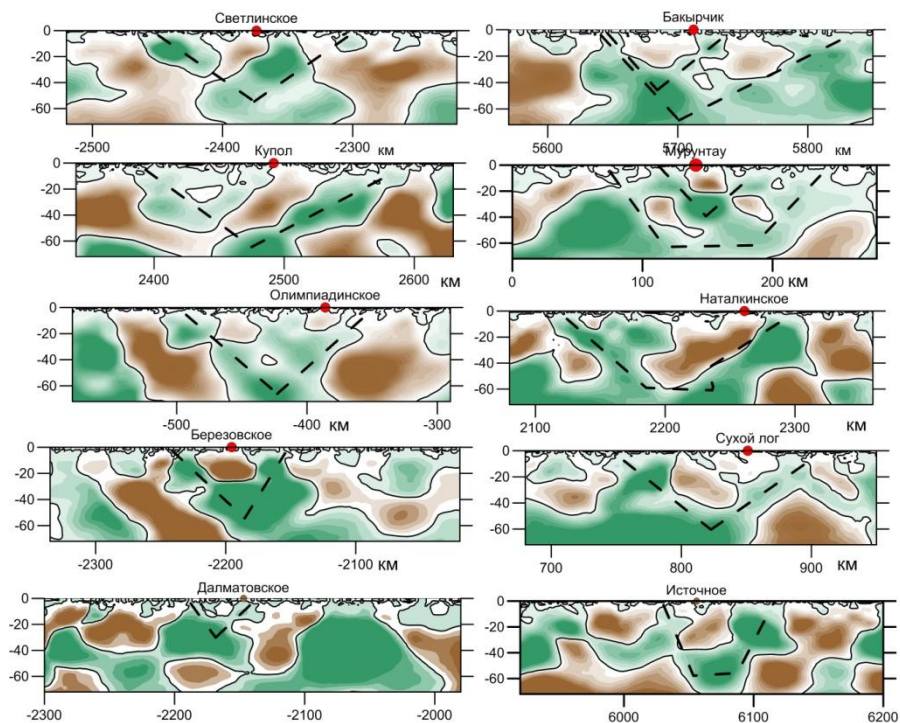


Рис. 4. Распределение избыточной плотности пород по профилям, пересекающим крупные месторождения золота: Сетлинское (Челябинская обл.), Купол (Чукотский АО), Олимпиадинское (Красноярский край), Березовское (Свердловская обл), Бакырчик, (Казахстан), Мурунтау (Узбекистан), Наталкинское (Магаданская обл.), Сухой Лог (Иркутская обл.) и урана Далматовское (Курганская обл.) и Источное (Бурятия). Условные обозначения по рис. 2.

Все рассмотренные месторождения золота и урана приурочены к структурам "воронкообразной" формы, характеризующимися пониженной плотностью пород. Линейные размеры таких структур по линии профиля изменяются от 50 до 160 км. Внутри таких структур в разрезе располагаются области уплотненных пород. Сами месторождения расположены в пределах проекции этих областей на дневную поверхность. Отмечается, что в большинстве случаев разуплотненные структуры в разрезах характеризуются и пониженными значениями намагниченности пород.

Колчедан-полиметаллические месторождения Алтайского Края

В юго-западной части Алтайского Края располагаются колчеданно-полиметаллические и золоторудные месторождения. Некоторые из этих месторождений показаны на карте гравитационного поля (рис. 5).

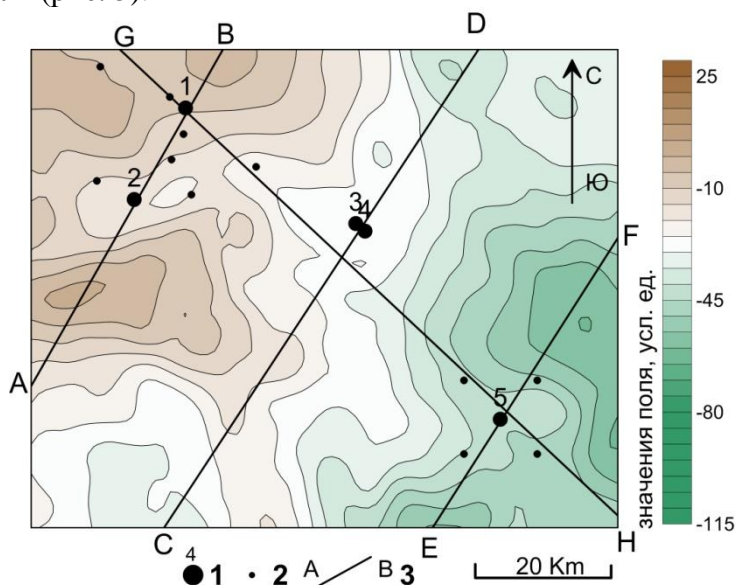


Рис. 5. Карта гравитационного поля юго-западной части Алтайского Края с колчедан-полиметаллическими месторождениями и рудопроявлениями. 1 — колчедан-полиметаллические месторождения: 1 - Захаровское, 2 - Рубцовское, 3 --Таловское, 4 - Степное, 5 - Корбалихинское. 2— рудопроявления и мелкие месторождения. 3— линии разрезов распределений избыточной плотности для рис. 6.

В юго-западной части карты отмечается зона пониженных значений гравитационного поля, которая трассируется далее в юго-западном направлении на территорию Казахстана, где располагаются крупные полиметаллические месторождения Лениногорско-Зырянской группы.

На рис. 6 показаны разрезы распределения избыточной плотности для месторождений Алтайского края, приведенных на рис. 5 и Лениногорского и Зырянского. На рисунке показано положение "воронкообразных" структур.

Рубцовское и Захаровское месторождения относятся к одной структуре (рис. 6-1). Близко расположенные Степное и Таловское месторождений также относятся к одной структуре (рис. 6-2). Судя по карте гравитационного поля и разрезам, зона региональных структур трассируется от Алтайского Края в юго-восточном направлении на территорию Казахстана. Наблюдаемые линейные размеры структур последовательно увеличиваются от рис. 2-1 до рис. 2-5-6. Возрастает также и расчетная глубина их заложения. В районе Зырянского и Лениногорского месторождений эти структуры объединяются в одну, протяженностью 120 км в юго-западном направлении.

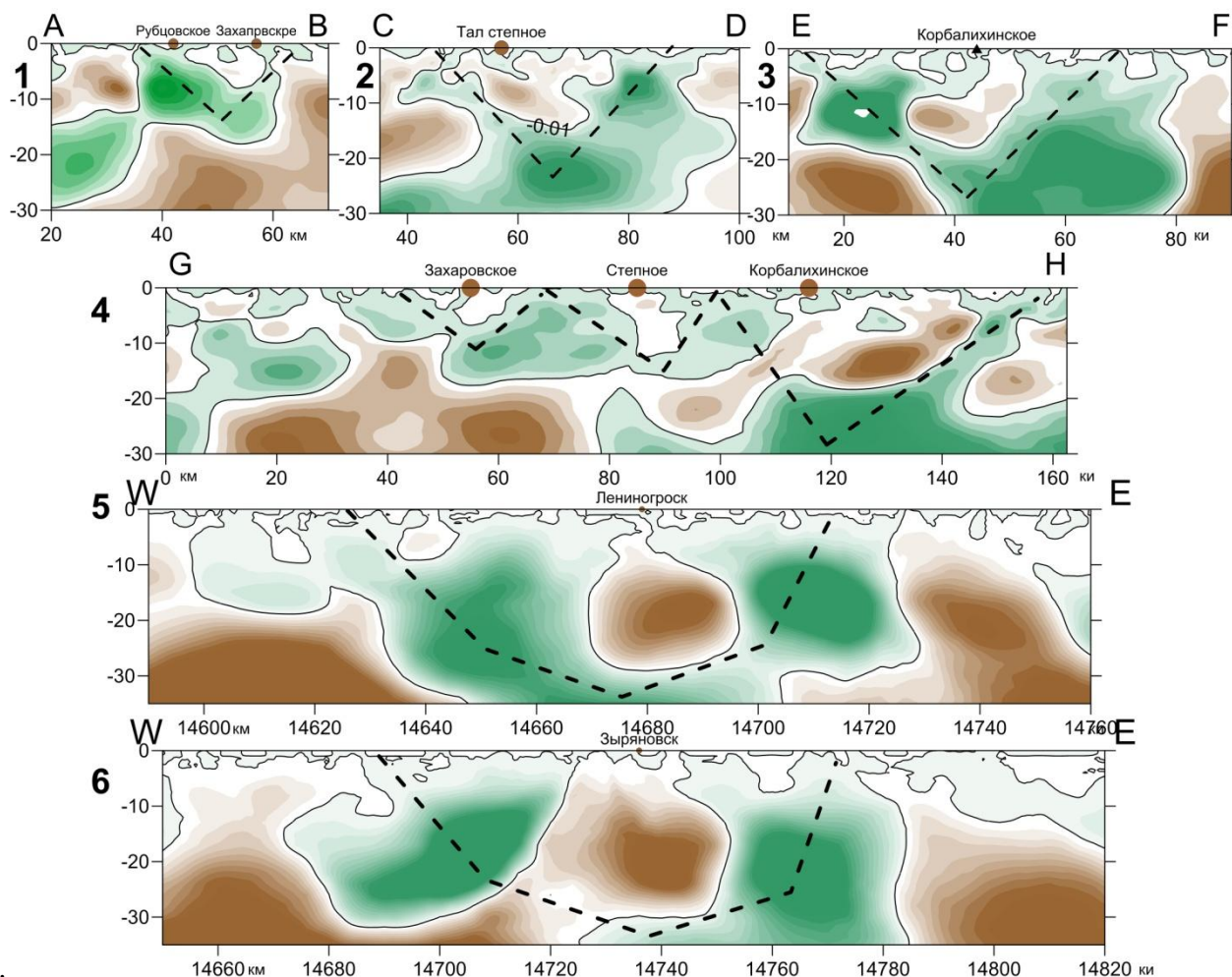


Рис. 6. Распределение избыточной плотности в разрезах через колчедан-полиметаллические месторождения: 1 - Рубцовское и Захаровское (профиль АВ) 2 - Таловское (профиль CD в 6 км севернее Степного месторождения), 3 - Корбалихинское (профиль EF), 4 и 5 профиля широтного простирания через соответственно Лениногорское и Зырянское месторождения. Условные обозначения по рис. 2.

Представляет интерес сопоставить объемы выделяемых структур с запасами полиметаллических руд (Табл. 1).

Таблица 1

Запасы металла в месторождениях и объемы выделяемых "воронкообразных" структур

Месторождения	Запасы, млн.т	Объем, км ³
Рубцовское, Захаровское	5.4	1393
Степное, Таловское	8.5	4287
Корбалихинское	25	14469
Лениногорско-Зырянские	250	160000

Намечается прямо пропорциональная связь запасов металла в месторождениях от площади на дневной поверхности и объемов "воронкообразных" структур (рис. 7). Конечно, эти данные являются приближенными, так как в районе рассматриваемых месторождений имеются и более мелкие месторождения и рудопроявления.

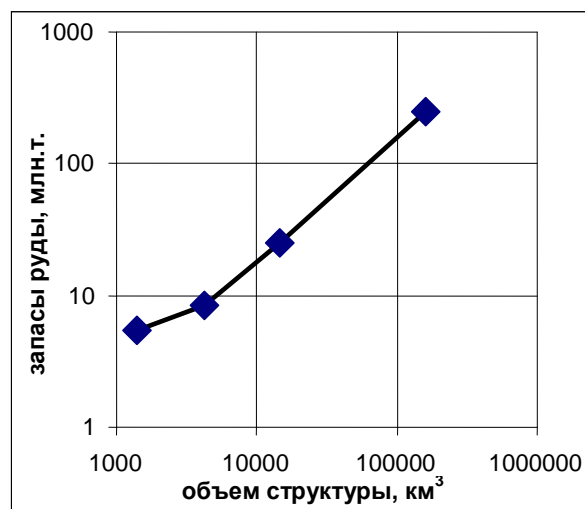


Рис. 7. Зависимость запасов металлов в месторождениях от объема "воронкообразных" структур, выделяемых в гравитационных полях

Наличие однотипных структур для различных месторождений позволяет разработать обобщенные методики их прогноза, однако значительно усложняет оценку вещественного состава прогнозируемых объектов. При обработке результатов следует учитывать, что геометрические размеры выделяемых структур различны и следует с осторожностью подходить к использованию в плане региональных и локальных составляющих потенциальных полей, выделяемых способами фильтрации. Результаты, представленные в разрезах, позволяют одновременно рассматривать составляющие полей при всех возможных параметрах фильтрации.

Выделяемые зоны разуплотнения определяется как составом горных пород так и их структурой. Среди кристаллических пород к ним будут относиться области развития гранитных разновидностей. Пониженная плотность пород также характерна для осадочных бассейнов, заполняющихся более рыхлыми образованиями. Разномасштабные нарушения кристаллической структуры пород возникают и при тектонических процессах. Одним из факторов, приводящим к разуплотнению пород могут являться и электрические поля, возникающие вследствие градиентов температуры, давления или концентраций компонентов.

Список литературы

1. Алексеев С.Г., Ворошилов Н.А., Маргович Е.Г., Козлов С.А., Штокаленко М.Б. Проявления разноранговых углеводородных и рудных систем в гравитационном и магнитном полях // Материалы 37-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2010, с.15-202.
2. Гольдберг И.С, Алексеев С.Г, Штокаленко М.Б. Геохимические системы рудных провинций США (AU) Невада, (Mo) Колорадо, (PbZn) Миссисипи, строение геохимического и гравитационного поля систем и источников металлов в рудных провинциях // Смирновский сборник.— М.: Макс ПРЕСС, 2017. С. 249-265.
3. Штокаленко М.Б., Ворошилов Н.А., Алексеев С.Г. Геофизические и геоэлектрохимические исследования флюидодинамических систем нефтегазоносных областей и рудных районов // Материалы 40-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 384 – 388.
4. Штокаленко М.Б., Алексеев С.Г. Новая технология плотностной и магнитной томографии по данным гравиметрических и магнитных съемок. Алгоритмы и применение // 83-я сессия Научно-методического совета по геолого-геофизическим технологиям поисков и

разведки месторождений полезных ископаемых (НМС ГГТ) Минприроды России по тематике «Проблемы и перспективы технико-технологического перевооружения геологической отрасли. 5 марта 2013 г.

ПУЛЬСАЦИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА ЕВРАЗИЙСКОМ КОНТИНЕНТЕ

*Антонов Ю. В. (Воронежский государственный университет, г. Воронеж,
yuriyantono@yandex.ru)*

Аннотация. Впервые пульсации силы тяжести были обнаружены при обработке стационарных наблюдений на Геодинамическом полигоне РАН в г. Бишкеке (2014 г.). Затем аналогичные пульсации были выявлены в сейсмических стационарных наблюдениях в г. Воронеже, которые синхронно совпадали с гравиметрическими пульсациями в г. Бишкеке. Указанное обстоятельство синхронности теперь проанализировано для других регионов России, где имеются данные по сейсмическим и гравиметрическим наблюдениям. Позже обнаружены подобные пульсации на станциях Арти, Перми и Владивостока. Пульсации неприливных вариаций силы тяжести носят глобальный характер.

Ключевые слова: лунно-солнечные вариации силы тяжести; неприливные вариации силы тяжести; корональные выбросы масс; метеорные потоки; пульсации; сейсмический шум.

Впервые неприливные пульсации силы тяжести были обнаружены при обработке стационарных гравиметрических наблюдений на Геодинамическом полигоне РАН в г. Бишкеке (2014 г.). Получены они (пульсации) были путем исключения из гравиметрических наблюдений лунно-солнечных вариаций силы тяжести и смещения нуля-пункта [2, 3]. Проявляются пульсации в виде увеличения амплитуды колебаний гравитационного поля, продолжительность которых составляет от нескольких часов до нескольких суток.

Позже аналогичные пульсации были выявлены в сейсмических стационарных наблюдениях [4] в г. Воронеже (Геофизическая служба РФ, 2015 г.), которые синхронно совпадали с гравиметрическими пульсациями в г. Бишкеке. Это совпадение не случайное. Дело в том, что для измерений гравитационного и сейсмического полей служит один и тот же датчик – вертикальный сейсмограф Голицына, о чем подробно изложено в [5].

При исследовании переменного гравитационного поля, прежде всего, обращают внимание на лунно-солнечные вариации силы тяжести, которые образуют волнообразный пакет колебаний. Кроме лунно-солнечных вариаций силы тяжести существуют другие гравитационные колебания различной амплитуды и периодов, которые (колебания) образуются в недрах Земли, ближнем и дальнем космосе. Одним из таких проявлений могут служить пульсации гравитационного поля, выявленные автором [2 - 4] при анализе неприливных аномалий силы тяжести. Попытаемся объяснить природу выявленных пульсаций силы тяжести.

Исходным материалом для данной статьи послужили мониторинговые наблюдения силы тяжести на Геодинамическом полигоне РАН в г. Бишкек (Киргизстан) с помощью гравиметра SG – 5 Autograv. Прибор установлен в штольне с постоянной температурой около 8⁰ примерно в 30 км от города, так что помехи техногенного характера практически отсутствуют. Данные с такого же прибора использованы из г. Перми. Привлечены мониторинговые измерения силы тяжести во Владивостоке (м. Шульц) и со станции Арти (г. Екатеринбург), где используются приливные гравиметры gPhone (Micro – g – LaCoste) . Гравиметрический пункт м. Шульц расположен в зоне перехода от азиатского континента к

Тихому океану, на территории Морской экспериментальной станции Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН (мыс Шульца, залив Петра Великого, Японское море). Пункты Арти и Пермь расположены в центре Евразийского континента на Урале. Используются также сейсмические наблюдения в Воронеже (пункты Сторожевое и Галичья Гора ГС РАН в Центрально-Черноземном районе). Указанные пункты расположены в центре Русской платформы, где практически отсутствуют помехи, присущие тектонически активным регионам (гг. Бишкек и Владивосток). Для сравнения в Воронеже выбраны только сейсмические данные из-за того, что мониторинговых гравиметрических данных в Воронеже нет [3]. Автор благодарит за предоставленные сейсмические и гравиметрические материалы Л.И. Надежку (ВГУ), М.Г. Валитова (ТИО ДВО РАН), А.К. Рыбина (ГП РАН), Бычкова С.Г.(ПГНИУ) и Бебнева А.С. (Институт геофизики УрО РАН).

Наблюденные значения силы тяжести представляют собой лунно-солнечные вариации, осложненные региональным фоном (чаще линейным). Региональный фон обусловлен смещением нуля-пункта прибора, а также влиянием внешних факторов [2]. Чтобы получить неприливную вариацию силы тяжести необходимо удалить лунно-солнечные вариации и фон. После соответствующей обработки [3, 4] наблюдаемых вариаций силы тяжести получены так называемые неприливая вариация силы тяжести. Неприливные вариации представляют собой сумму высокочастотных колебаний, которые в свою очередь модулируются более длиннопериодными колебаниями.

Для вычисления пульсаций в данном конкретном случае использовалось осреднение. Отметим также, что при использовании метода осреднения появляется возможность вычисления пульсаций без промежуточных операций по учету лунно-солнечных вариаций и нуля-пункта. Поскольку пульсации силы тяжести имеют те же периоды, что и остаточные неприливающие вариации [2, 3], то способ осреднения можем использовать метод скользящего окна 10 мин. Наиболее оптимальный вариант осреднения с интервалом 5 – 10 мин., что легко выявить на расчетных лунно-солнечных вариациях. Добавим, что вычисление остаточных неприливающих вариаций можно сделать с помощью сплайн сглаживания, на что указывалось в [2- 4]

Методика выделения пульсаций важна еще тем, что она может быть использована при выделении «сейсмических бурь» [3,4]. Земля создает постоянные сейсмические колебания, которые регистрируются непрерывно сейсмографом и называются сейсмическим шумом. Амплитуда этих колебаний очень мала, но в отдельные моменты амплитуда их вдруг увеличивается на несколько порядков. Такие увеличения амплитуд шумов называют «сейсмическими бурями». Сейсмические бури могут длиться несколько дней и хорошо идентифицируются. Далее по тексту «сейсмические бури» по аналогии с пульсациями силы тяжести будем называть также пульсациями,

Рассмотрим конкретно сейсмические и гравитационные неприливающие вариации, происшедшие в апреле 2017 г. в Бишкеке, Воронеже и Арти (рис. 1). Во всех указанных пунктах четко выделяются пульсации, которые полностью совпадают между собой. Пульсации начинаются с резкого увеличения амплитуды колебаний, которые затем медленно уменьшаются в течении более двух суток. Пульсации по времени совпадают с метеорным потоком Лириды, которые стабильно появляются в период с 20 по 24 апреля месяца. Для данного отрезка времени характерно большое количество землетрясений. К окончанию пульсации приурочено мощное землетрясение 25 апреля 2017 г. у побережья Чили (магнитуда $M=7,2$). Остальные землетрясения имеют магнитуды не более 5 единиц и связаны с сопредельными территориями (Алтай, Афганистан, Киргизстан).

На рис. 2 представлены пульсации силы тяжести за февраль месяц 2015 г. в Бишкеке, Владивостоке и Арти. География сопоставления пульсаций резко расширилась. Пульсации четко совпадают между собой во всех пунктах. Для февраля месяца характерны не только резкие изменения погоды, но и пульсаций. В середине февраля пульсации совпадают с

метеорными потоками Центавриды: 8 февраля - Альфа -, 12 февраля – Омикрон - и 16 февраля – Тета - Центавриды. Наконец, хотелось бы отметить некоторые особенности пульсаций во Владивостоке. Кривая пульсаций сильно изрезана, что обусловлено расположением станции наблюдений на берегу моря и тем, что пульсации могут возникать из-за прохождения атмосферных фронтов [8]

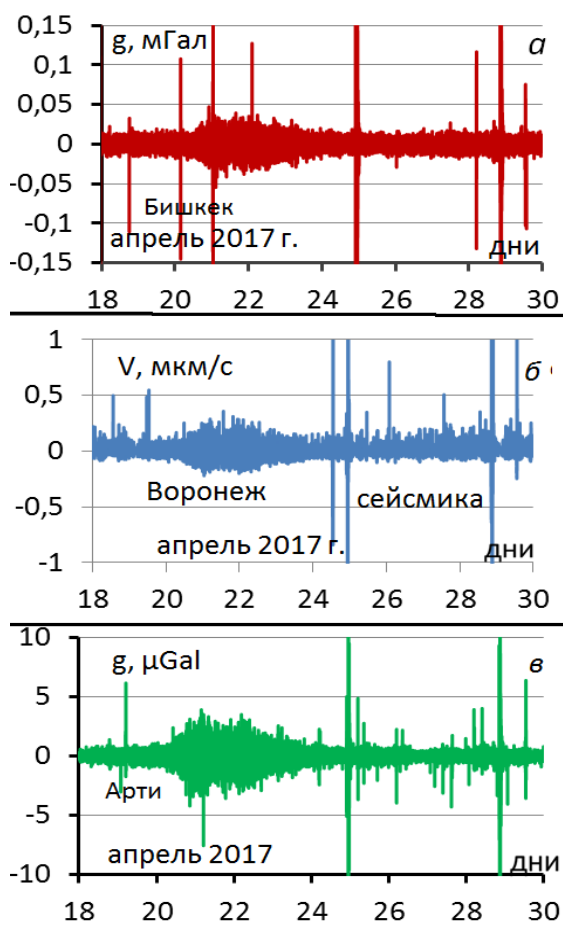


Рис. 1. Пульсации гравитационного и сейсмического полей в Бишкеке, Воронеже и Арти в феврале 2017 г.: а – пульсации силы тяжести в Бишкеке; б - пульсации сейсмичности в Воронеже; в – пульсации силы тяжести в Арти

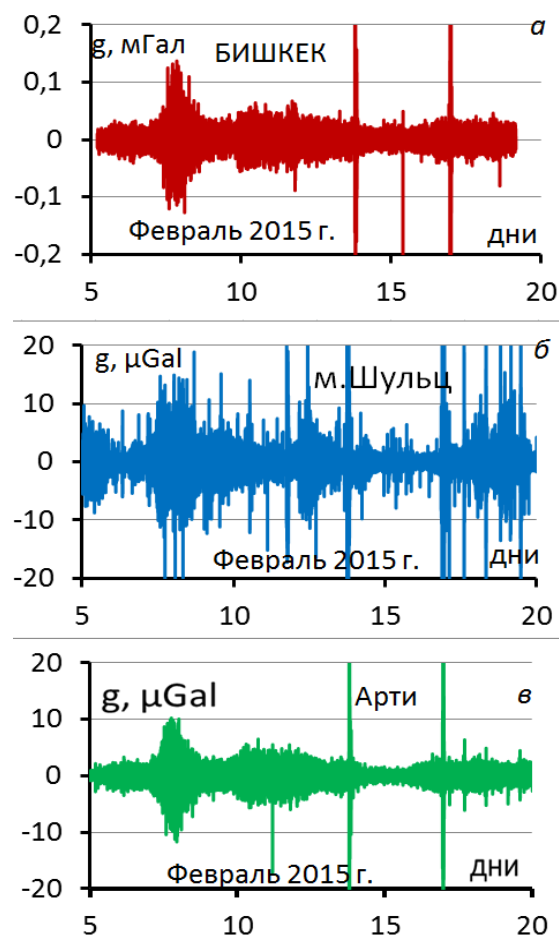


Рис. 2. Сравнение пульсаций силы тяжести в Бишкеке, Владивостоке и Арти в феврале 2015 г.: а – пульсации силы тяжести в Бишкеке; б – пульсации силы тяжести во Владивостоке; в – пульсации силы тяжести в Арти

Рассмотрим еще пульсации силы тяжести и сейсмического поля в четырех пунктах (Арти, Бишкек, Воронеж и Пермь), охватывающих также по долготе почти весь Евразийский континент (рис. 3). Приведенные пульсации в марте месяце совпадают между собой также, как и на предыдущих рисунках (рис. 1,2). Данные пульсации повторяются регулярно в марте и вызваны метеорными потоками Леониды. Если учесть [1,10], что погрешности гравиметрических наблюдений в Перми сравнивались с аналогичными погрешностями в г. Обнинске (Калужская область), то в список пунктов можно добавить еще один пункт. Сравнение погрешностей измерений идентично сравнению пульсаций [2].

В связи с рассмотренным материалом в статье следует еще раз повторить выводы сделанные автором ранее [2-8], что в пульсациях гравитационного и сейсмического полей проявляется четкая сезонность. Пульсации проявляются в основном в осенне-зимний период. Но Земля пересекает метеорные потоки в течение всего года. В весенне-летний период

наблюдаются наиболее яркие метеорные дожди. Например, наиболее зрелищный метеорный поток Персеиды (середина августа месяца) практически не вызывает пульсаций (их может заметить очень опытный наблюдатель), а вот потоку Центаврид (февраль месяца), у которого зенитное число на два порядка меньше, чем у Персеид в августе, соответствуют интенсивные и длительные пульсации. Это объясняется следующими факторами. Мощность (плотность) метеорного потока в астрономии, так сложилось исторически, оценивается зенитным часовым числом – количеством наблюдаемых метеоров за час. Наблюдаемые метеоры создаются наиболее крупными частицами, а плотность метеорного потока чаще определяется мелкими частицами. Кроме того, метеорные потоки делятся по ориентации к движению Земли на догоняющие и встречные, так что момент силы удара зависит от скорости потока и угла его встречи с Землей.

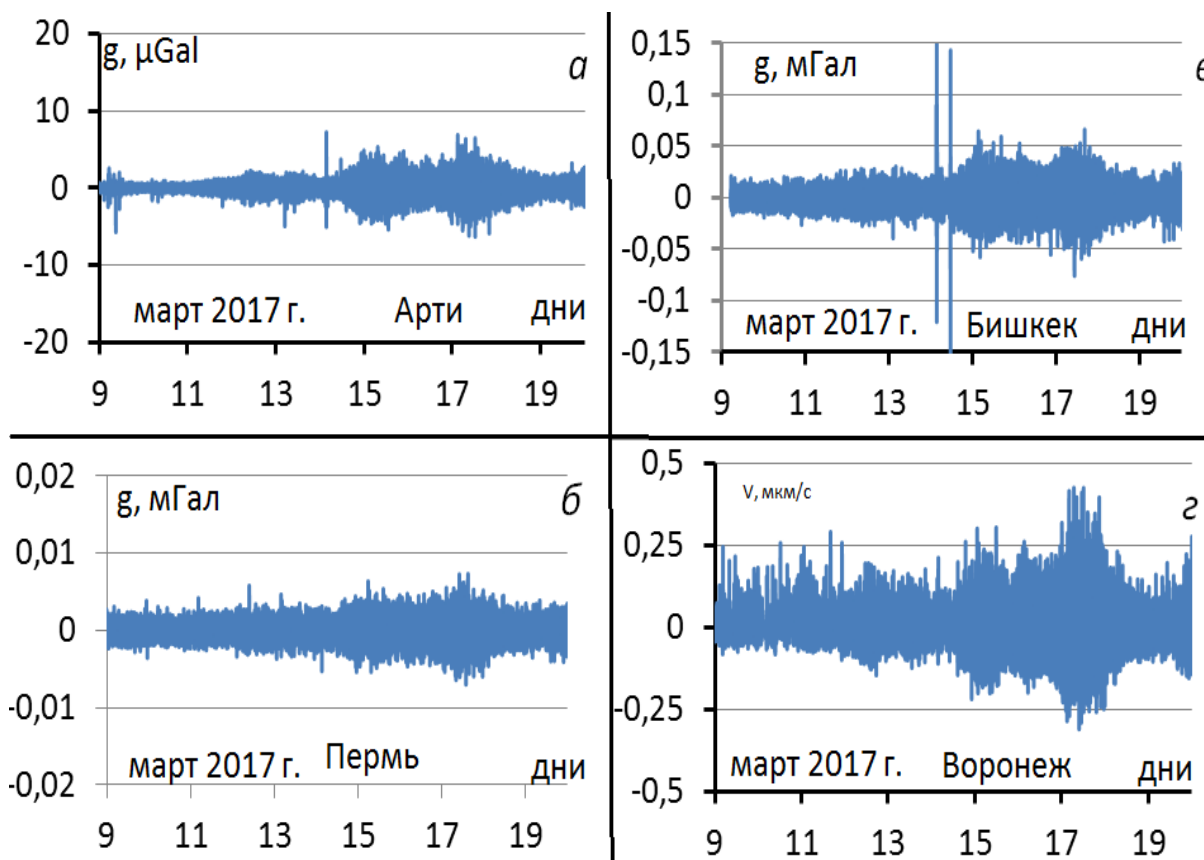


Рис. 3. Пульсации гравитационного и сейсмического полей в апреле 2017 г.: а – пульсация силы тяжести в Бишкеке; б – сейсмическая пульсация в г. Воронеже (ст. Галичья Гора); в – пульсация силы тяжести – в Арти

Связь пульсаций гравитационного и сейсмического полей на Евразийском континенте однозначна и носит глобальный характер на земном шаре. Дальнейшее изучение пульсаций позволит установить более четко их физическую природу, чтобы использовать их для глубинного изучения Земли, а также для изучения метеорных потоков. В прикладном плане изучение пульсаций внесет определенные коррективы в методику высокоточных измерений силы тяжести.

Список литературы

1. Абрамов Д.В., Бычков С.Г. Возможная природа пульсаций гравитационного поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Казань: Казанский университет, 2018. С. 16-18.

2. Антонов Ю.В. Пульсации неприливых вариаций силы тяжести // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 2014. – № 5. – С. 54–57.
3. Антонов Ю.В. Разделение неприливых вариаций силы тяжести на основе спектрального анализа и метода осреднения // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология, 2016. – Вып. 2. – С. 100 – 106.
4. Антонов Ю.В., Сизаск И.А. Синхронные пульсации в неприливых вариациях гравитационного и сейсмического полей // Геология и разведка. Изв. ВУЗ. 2015. №5. С. 46-52.
5. Антонов Ю.В., Антонова И.Ю. Сравнение приливных вариаций силы тяжести и вертикальной составляющей сейсмографа // Геофизика. 2013. №2. С. 27 – 31.
6. Антонов Ю.В. Возможная природа пульсаций неприливых вариаций силы тяжести. // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2015. №4. С.5–13.
7. Антонов Ю.В. Природа неприливых вариаций силы тяжести // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология, 2017. – Вып. 3. – С. 100 – 106.
8. Антонов Ю.В. Влияние атмосферного фронта на показания гравиметров и сейсмометров // Геология и разведка. Изв. ВУЗ. 2017. №4. С. 66-71.
9. Бебнев А.С. Сезонная составляющая по результатам мониторинговых наблюдений гравитационного поля на обсерватории «Арти» // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: Девятые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Екатеринбург, ИГф УрО РАН, 2017. С. 51-54.
10. Бычков С.Г., Симанов А.А. Возможная природа повышенной дисперсии отсчетов гравиметра // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, ПГНИУ. 2018. С. 163-167.

МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ЕЛЕЦКОГО УЧАСТКА ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

*Антонова И.Ю. (ФГБОУ ВО «ВГУ», г. Воронеж, antonovaiu@yandex.ru),
Глазнев В.Н. (ФГБОУ ВО «ВГУ», г. Воронеж, glaznev@geol.vsu.ru)*

Аннотация. Рассматривается методика и результаты построения трехмерной плотностной модели земной коры на основе комплекса геолого-геофизических данных с целью построения уточненной геологической схемы исследуемой территории.

Ключевые слова: гравитационное поле, трехмерное плотностное моделирование, магнитное поле, геологическая схема.

Территория Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в современной структуре Восточно-Европейской платформы представляет собой крупный выступ докембрийского фундамента, ограниченный системой авлакогенов и перекрытый осадочным чехлом. В строении фундамента принимают участие стратифицированные и интрузивные комплексы, слагающие блоково-мозаичную структуру с элементами ярко выраженной линейности. Для пород фундамента выделяются два мегаблока Курский (КМ) и Хоперский (ХМ), разделенные Лосевской шовной зоной (ЛШЗ). Собственно изучаемая территория (рис. 1) находится в месте контакта двух структур – Курского мегаблока и западной части Лосевской шовной зоны.

В сложной по морфологии Лосевской шовной структуре сформировался специфический структурно-вещественный комплекс, включающий вулканы основного и кислого состава, а также гранодиорит-плагиогранитные и габброидные интрузивы. Около 40% площади структуры занимают гранитоиды усманского комплекса и 10% представлено

образованиями воронежской свиты. Западная граница представляется менее четко выраженной, проводится по дугообразным линиям разломов на северо-запад до широты г. Ливны, а далее под прямым почти углом на северо-восток.

В матрице фундамента Воронежская свита представлена породами протерозойского возраста, сложенными полимиктовыми метавраделитами и метаконгломератами, метапесчаниками, сланцами. Рождественский габбровый комплекс протерозойского возраста представлен породами габбровой формации, пространственно ассоциирующей с вулканогенно-осадочными образованиями.

В силу сложности геологического строения фундамента территории возникла необходимость уточнения положения границ и создания уточненной схемы геологического строения исследуемого участка. С этой целью было выполнено трехмерное плотностное моделирование на основе комплекса геолого-геофизических данных и последующее сопоставление данных плотностного моделирования на основе решения обратной задачи гравиметрии с материалами детальных аэромагнитных наблюдений.

В качестве исходных данных для собственно плотностного моделирования были взяты карты аномального гравитационного и магнитного полей, а также геологическая карта поверхности фундамента и глубина его залегания. Аномальное гравитационное поле участка исследований вычислялось относительно поля региональной плотностной модели литосферы [1-3]. Геофизическая информация дополнялась петрофизическими материалами по осадочному чехлу и породам фундамента [4-6], на основе которых создавалась исходная плотностная модель верхней части земной коры изучаемого региона и давалась априорная оценка возможным диапазонам изменения искомой плотности пород фундамента. Ограничения на глубинное положение источников аномального поля формировались на основе оценок мощности «гравиактивного» слоя фундамента [7, 8], которые позволяют ориентировать решение обратной задачи гравиметрии в заданном диапазоне глубин.

Собственно технология построения трехмерной плотностной модели верхней коры, основанная на использовании приближенного оператора решения обратной задачи гравиметрии [9-11], была разработана ранее и продемонстрирована на ряде близких по смыслу примеров моделирования для территории ВКМ [12-16]. Предложенная технология трехмерного моделирования позволила создать достоверную объемную модель строения верхней коры изучаемого региона, основанную на комплексе геолого-геофизических данных. Результаты плотностного моделирования были проанализированы совместно с детальными данными по магнитным аномалиям участка работ, что в итоге позволило обратиться к созданию общей схемы геологического строения фундамента.

По итогам комплекса геофизических построений предложена обновленная геологическая схема строения кристаллического фундамента Елецкого участка.

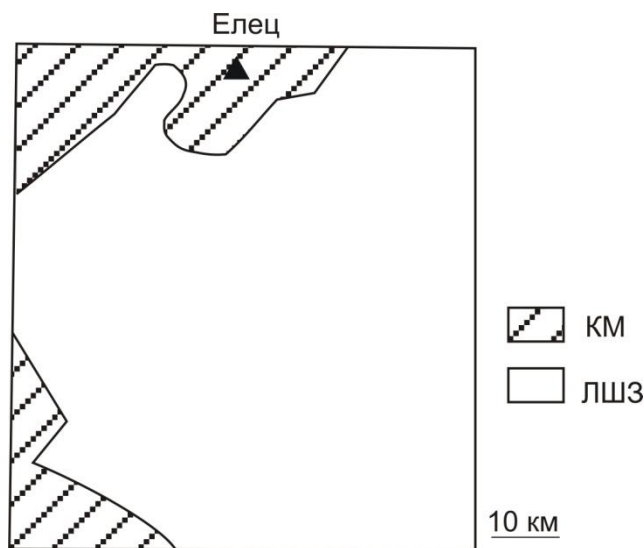


Рис. 1 Схема тектонического строения Елецкого участка

Список литературы

1. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология, 2016. № 1. С. 108-114.
2. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2016. Вып. 29, № 1. С. 53-63.
3. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник ВГУ. Сер. Геология, 2017. № 4. С. 5-23.
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. Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Сер. Геология, 2013. № 1. С. 189-196.
6. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежского кристаллического массива // Материалы 15-ой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», М.: ИФЗ РАН, 2014. С. 171-173.
7. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология, 2014. № 4. С. 78-84.
8. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Кислова Е.Б. Мощность гравиактивного слоя верхней части земной коры Воронежского кристаллического массива по результатам стохастического анализа гравитационного поля // Материалы 42-ой сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ГоИУрО РАН, 2015. С. 46-48.
9. 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-летию юбилею кафедры геофизики ВГУ. Воронеж. изд. Воронежского государственного университета, 2002. С.11-20.
10. Борисова В.В., Оненстеттер М., Чашин В.В., Каменский И.Л., Федотов Ж.А., Глазнев В.Н., Оненстеттер Д., Мокрушин А.В., Деленицын А.А., Нерадовский Ю.Н., Дедюхин А.Н., Раевский А.Б., Новиков Д.Д., Баянова Т.Б., Орсоев Д.А., Толстихин И.Н., Икорский С.В. / Расслоенные интрузии мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение Ред.: Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Изд. ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2004. Том Часть 2.
11. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 391-393.
12. Воронова Т.А., Муравина О.М. Детальное плотностное моделирование верхней части Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология, 2014. № 2. С. 150-154.
13. Глазнев В.Н., Воронова Т.А., Антонова И.Ю., Муравина О.М. Методика и результаты 3D плотностного моделирования при изучении строения верхней коры Воронежского кристаллического массива // Материалы 42-ой сессии Международного семинара им.

Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ГоИУрО РАН, 2015. С. 49-52.

14. Воронова Т.А., Муравина О.М. Построение детальных плотностных моделей никеленосных интрузий в пределах Воронежского кристаллического массива // Вопросы естествознания, 2017. № 1 (13). С. 63-67.

15. Муравина О.М., Воронова Т.А., Антонова И.Ю., Груздев В.Н. Результаты детального плотностного моделирования верхней части коры Воронежского кристаллического массива // Вопросы естествознания, 2017. № 1 (13). С. 67-70.

16. Воронова Т.А., Глазнев В.Н., Муравина О.М., Антонова И.Ю. Плотностное строение кристаллической коры юго-западной части Липецкой области // Материалы 45-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Казань: КФУ, 2018. С. 94-95.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ: СТРУКТУРНАЯ ЗАДАЧА

*Бабаянц П.С. (АО ГНПП «Аэрогеофизика, г. Москва, bab@aerogeo.ru),
Трусов А.А. (АО ГНПП «Аэрогеофизика, г. Москва)*

Аннотация. Рассматриваются вопросы комплексной интерпретации аэрогеофизических данных (магнитометрия, гравиметрия) с данными сейсморазведки и бурения при решении задач нефтегазоперспективной геологии. Основное внимание уделено решению обратных задач в структурной постановке: картирование сейсмических горизонтов, оценка распределения плотности в слое между двумя сейсмическими горизонтами, 3D – картирование тектонических нарушений с определением их кинематики и т.п.

Ключевые слова: гравитационное поле, магнитное поле, комплексная интерпретация, обратная задача в структурной постановке.

Системное использование мобильных и дешевых аэрогеофизических технологий при изучении нефтегазоперспективных территорий ведется с начала 70-х годов прошлого века, с появлением сверхчувствительных (по сравнению с аппаратурой прошлого поколения) квантовых и протонных магнитометров. Дополнительный импульс такие работы получили с внедрением в начале века в практику аэрогеофизических работ аэрогравиметрической съемки. Однако с самого начала и по сей день имеют место определенные проблемы в восприятии результатов аэрогеофизических работ потребителями: геологами и геофизиками, специализирующимися в области нефтяной геологии.

Накопленный нами при работах на нефтегазоперспективных территориях (в т.ч. по заказам крупных нефтяных компаний) довольно богатый опыт свидетельствует, что главной причиной этих проблем являются отнюдь не огрехи в качестве интерпретации и недостаточная точность интерпретационных построений, а в первую очередь – форма представления данных. Если специалисты, занимающиеся интерпретацией потенциальных полей привыкли иметь дело с распределениями избыточных эффективных параметров (плотности и намагниченности) преимущественно в классе компактных тел, то для нефтяников основным источником информации является структурная карта горизонта. В связи с этим, например, модель распределения избыточной плотности или намагниченности самого высокого разрешения, даже в 3D – варианте, воспринимается ими трудно, тем более при наличии неизбежных противоречий с результатами интерпретации данных сейсморазведки.

Главная причина противоречий в результатах интерпретации данных потенциальных методов с одной стороны и сейсморазведки с другой стороны заключается, по нашему мнению, в имеющейся неоднозначности при интерпретации потенциальных полей «плотность – глубина» (сходной неоднозначности, возникающей при интерпретации данных сейсморазведки «скорость – глубина» мы здесь касаться не будем). Суть ее заключается в том, что если изменения гравитационного (магнитного) полей обусловлены, например, влиянием только субгоризонтального слоя, то задачи определения распределения свойств при заданной морфологии поверхностей, ограничивающих слой, и определения морфологии верхней поверхности (при заданных свойствах и нижней поверхности) являются эквивалентными и имеют единственное решение.

Отсюда вытекает, что при интерпретации данных потенциальных полей для нефтяной геологии ключом успеха является попытка разделить эффекты, связанные с изменением глубин кровли горизонта, и эффекты, связанные с изменением свойств (плотности и/или намагниченности) внутри горизонта. При этом очевидно, что в реальных условиях таких горизонтов может быть несколько, и внутри каждого из них возможно латеральное изменение свойств.

Ключом к решению этой проблемы является, по нашему мнению, технология, основанная на определении морфологии поверхности горизонта на основе исследования корреляционных связей компонент гравитационного и магнитного полей с отметками глубин горизонта, полученных в эталонных точках по априорным данным (бурение и сейсморазведка).

В первом приближении изменения гравитационного поля, связанные с ундуляциями поверхности раздела плотностей (контактной поверхности) описывается формулой [1]:

$$\Delta g = 2\pi f \Delta \sigma (H - H_0), \quad (1)$$

где Δg - приращение гравитационного поля, f - гравитационная постоянная, $\Delta \sigma$ - скачок плотностей на границе раздела, $(H - H_0)$ - изменение глубины поверхности.

Приведенное выражение подтверждает корректность использования линейных корреляционных связей для решения указанной задачи.

Очевидно, что значения гравитационного и магнитного полей представляют собой суперпозицию эффектов от всех аномальных объектов в нижнем полупространстве. В связи с этим с одной стороны – важно было бы выделить такие компоненты геофизических полей, которые характеризуются наиболее тесной связью с прогнозируемым свойством среды, а с другой стороны – каждую из выбранных компонент разделить на составляющие, одна из которых обусловлена объектом изучения, а вторая – связана с влиянием других геологических факторов, представляющих собой помеху по отношению к объекту изучения.

Именно такой подход к интерпретации геофизических полей реализуется в технологии КОМР («Корреляционный Метод Разделения геофизических аномалий» [2]).

Технология КОМР предполагает, что полезный сигнал и помеха характеризуются разными спектральными свойствами, при этом помеха аппроксимируется полиномом малой степени, построенном как функция координат площади исследования. По смыслу это должна быть некоторая региональная составляющая поля F . Она называется "геофизическим фоном" и обозначается F_ϕ . Важно отметить, что геофизический фон всегда должен быть ниже по частотному спектру, чем полезная (остаточная) составляющая, это одно из основных и принципиальных положений корреляционного метода разделения геофизических аномалий. Коэффициенты фонового многочлена определяются из следующего условия: получаемая после вычитания фона из суммарного поля остаточная составляющая F_o должна наилучшим образом коррелировать с исследуемой геологической характеристикой H , т.е.

$$|R(H, F_{o,n})| = \max \quad (2)$$

$$F_{o.n} = F - F_{\phi.n} \quad (3)$$

$$F_{\phi.n} = \sum_{\substack{p,s=0 \\ 0 < p+s \leq n}}^n \lambda_{ps} x^p y^s \quad (4)$$

где x, y – прямоугольные координаты точек площади исследований; λ_{ps} и n – соответственно коэффициенты и степень (порядок) фонового многочлена; R – коэффициент корреляции.

В качестве характеристики H в нашем случае используется глубина залегания некоторой геологической поверхности, которая недостаточно изучена по площади.

Авторами [2] было сформулировано три важных взаимосвязанных аспекта корреляционного разделения, одновременно указывающих и на область его применения.

Метод является эффективным средством разделения полей в следующих случаях:

1. Желательно наличие тесной линейной зависимости между изучаемой геологической характеристикой и компонентой, содержащейся в суммарном геофизическом поле (тесная корреляция).

2. Помеха должна удовлетворительно аппроксимироваться многочленом вида (4) при невысокой степени n .

3. Исходное поле должно быть аддитивным (т.е. полезная информативная составляющая и помеха должны образовывать алгебраическую сумму).

Важным условием эффективной работы технологии КОМР является выбор набора признаков, используемых для прогнозирования морфологии сейсмических горизонтов. В принципе возможно использование как результатов физико-математического моделирования, так и различных трансформант исходных полей, наилучшим образом отражающих строение именно прогнозируемого горизонта в заданном диапазоне глубин. Однако при этом необходимо учитывать, что трансформации полей могут нарушать их аналитичность, т.е. предпочтительнее использование трансформант, основанных, например, на аналитическом продолжении полей.

При картировании сейсмических горизонтов в разных геологических условиях в различных регионах страны. Наилучшим образом проявили себя, в частности:

⇒ остаточные гравитационное и магнитное поля, полученные по результатам физико-математического моделирования фундамента, и результаты их аналитического продолжения вверх на заданную высоту;

⇒ гравитирующие и магнитоактивные поверхности, вычисленные по результатам анализа спектров остаточных полей с разными размерами скользящего окна и разным числом гармоник;

⇒ погоризонтные планы распределения эффективных плотности и намагниченности, извлеченные из 3d-моделей их распределения и др.

В одном из районов северной части Прикаспийской впадины, после редуцирования влияния фундамента было выполнено картирование кровли и подошвы солей, а после редуцирования их влияния – картирование до 4-х горизонтов в подсолевой толще (рис. 1).

Точность прогнозирования (среднеквадратическая погрешность) для разных горизонтов не превысила величины 100-200 м при глубинах залегания 2500 – 6000 м.

Полученные по результатам интерпретации аэрогеофизических данных матрицы альтитуд сейсмических горизонтов при сопоставлении с результатами интерпретации данных сейсморазведки позволяют в ряде случаев (особенно в условиях дефицита априорной информации) выявить противоречия в последних и скорректировать стартовую скоростную модель. В результате может быть повышена достоверность интерпретации сейсмических данных.

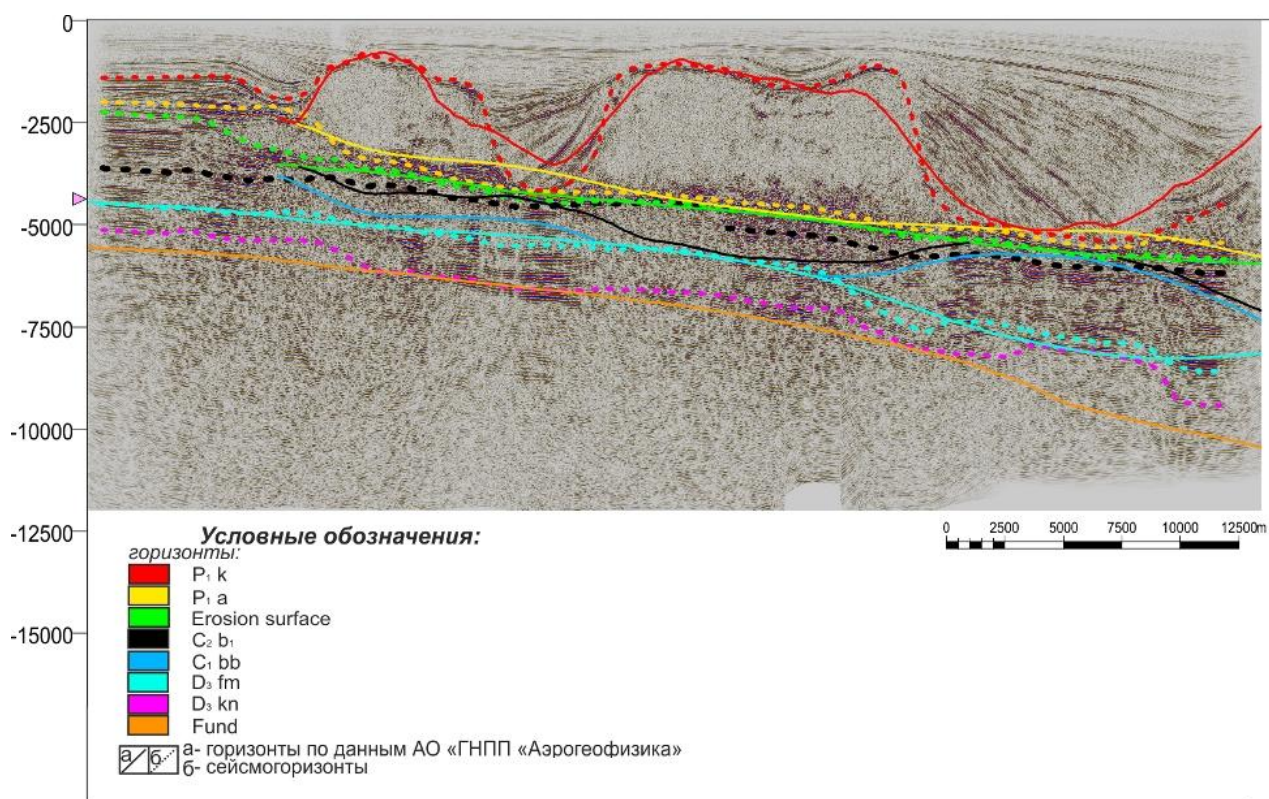


Рис. 1. Сопоставление результатов прогнозирования сейсмических горизонтов с технологией КОМП с данными сейсморазведки по одному из сейсмических профилей

Еще одним важным направлением структурной интерпретации является картирование разрывных нарушений. Аэрогеофизические данные позволяют с успехом решать эту задачу как для фундамента, так и для осадочного чехла. При этом определяется не только положение разломов в плане, но и оценивается их унаследованность, иерархия, устанавливается кинематика, а в ряде случаев выполняется объемное картирование.

Для оценки коллекторских свойств пластов может вычисляться избыточная плотность в слое между двумя сейсмическими горизонтами посредством прямого моделирования гравитационного поля, либо выявляться предполагаемые области разуплотнения с использованием методов корреляционного анализа.

Список литературы

1. Сажина Н.Б., Грушинский Н.П. Гравитационная разведка. М: Недра.- 1966.- 456 с.
2. Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. М: Недра.- 1977.- 237 с.
3. Бабаянц П.С., Контарович О.Р. Комплексные аэрогеофизические работы на арктическом шельфе. М: НефтеГаз.Ру, №7-8, 2015. – с. 40 – 61.
4. Бабаянц П.С. Аэрогеофизические технологии — эффективное средство оптимизации геологоразведочного процесса. М: Разведка и охрана недр, №12, 2015. с. 25 – 33.

ПРИМЕНЕНИЕ ВЫСОКОТОЧНОЙ АЭРОМАГНИТНОЙ ГРАДИЕНТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПРИ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ В ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Банникова П.А. (АК «АЛРОСА» ПАО, ВГРЭ АмКГП, г. Мирный, p.bannikova@mail.ru)

Аннотация. Представлена методика полевых аэромагнитных измерений, представлены результаты аэромагнитной градиентометрической съемки.

Ключевые слова: кимберлитовое тело, аэромагнитная градиентометрическая съемка, аномалия, Вилюйско-Мархинская зона.

Участок работ расположен в пределах Тюнгского кратонного блока фундамента, который представляет собой гранито-гнейсовый террейн Далдыно-Алданского гранулитового пояса. В целом, поверхность фундамента участка погружается в сторону Вилюйской синеклизы. В северо-западной части участка выходят на поверхность карбонатные алевролиты, мергели и известняки кембрийской системы. Большее распространение получили доломиты, известняки ордовикской системы, местами встречаются песчаники, конгломераты и гравелиты юрского возраста. Магматизм на изучаемой площади связан с формированием Вилюйской палеорифтовой системы, в результате мощного среднепалеозойского цикла тектономагматической активизации. Выражением этих процессов явилось формирование секущих и пластовых гипабиссальных интрузий, трубок взрыва, лавовых и туфовых магматитов базитового состава, трубок и даек кимберлитов. В дайках кимберлитов часто находят ферромагнитный ильменит [1], за счет этого минерала-индикатора трубки выделяются в магнитном поле локальными аномалиями.

Методика работ. На участке проведена аэромагнитная градиентометрическая съемка масштаба 1:5000 с целью выделения слабоконтрастных линейных и локальных аномалий, перспективных на обнаружение кимберлитовых тел и картирования узлов пересечения различных тектонических систем, благоприятных для проявлений кимберлитового магматизма.

Магнитное поле измеряется тремя датчиками, жестко закрепленными в крыльевых обтекателях и хвостовом стингере самолета. Аэромагнитная съемка проводится со средней скоростью полета 230 км/ч с огибанием рельефа на высоте около 60 м. Это оптимальный режим полета с высокой производительностью и минимальной потерей качества информации. Рядовые линии полета расположены по азимуту 135°-315°, расстояние между маршрутами 50 м. Опорная сеть ориентирована по азимуту 45°-225° (ортогонально рядовой), расстояние между ее профилями – 1000 м. Аппаратурный комплекс представлен градиентометрической системой DAARC500 со встроенным GPS приёмником, тремя цезиевыми магнитными датчиками Scintrex, феррозондовым магнитометром. Компенсация девиационных помех, связанных с магнитным влиянием корпуса самолета, выполняется в режиме реального времени специальным модулем бортовой программы с помощью феррозондового магнитометра.

Первичная обработка данных включает в обработку данных спутниковой навигации, контроль навигационных характеристик (соблюдение высоты и выдерживание оси проектной линии полета), оценку качества работы магнитометрических датчиков по разности четвертого порядка. Эта разность не должна превышать $\pm 1,2$ нТл для 90% наблюдений в любом интервале 60 секунд, кроме зон повышенных техногенных помех.

При камеральной обработке осуществляется

- ввод поправок в рядовые, повторные, опорные и диагональные маршруты (три канала магнитных данных): вариации магнитного поля с течением времени, метрологическая поправка, за отставание магнитометрических данных, покурсовая, за нормальное поле Земли, учет ухода среднего уровня при компенсации;

- увязка магнитного поля при помощи опорных маршрутов [2];

- расчет горизонтальных градиентов в направлениях вдоль и поперек линий полета;

- расчет среднеквадратической погрешности (СКП) площадной съемки (в точках пересечения диагональных и рядовых маршрутов, допуск 1,5-2 нТл), на данном участке не превышает 1 нТл;

- расчет среднеквадратической погрешности (СКП) в точках пересечения рядовых и повторных маршрутов (допуск 1 нТл), на данном участке не превышает 0,5 нТл.

Следующий этап работы с данными – интерпретация.

Аномальное магнитное поле на исследуемом участке меняется в пределах от -160 до 280 нТл (рис.1). На фоне глубинной региональной аномалии от пород кристаллического фундамента выделяются локальные и линейные структуры (как правило, северо-восточного направления). В восточной части площади наиболее контрастно в аномальном магнитном поле проявлены разломы Вилюйско-Мархинской зоны [3]. По геологическим данным, это дайки долеритов среднепалеозойского возраста, причем одна из них, предположительно, расположена ближе к дневной поверхности, чем другая. Аномалия от дайки, расположенной на восточной границе площади, размером в поперечнике 150 м, характеризуется интенсивностью 150-250 нТл.

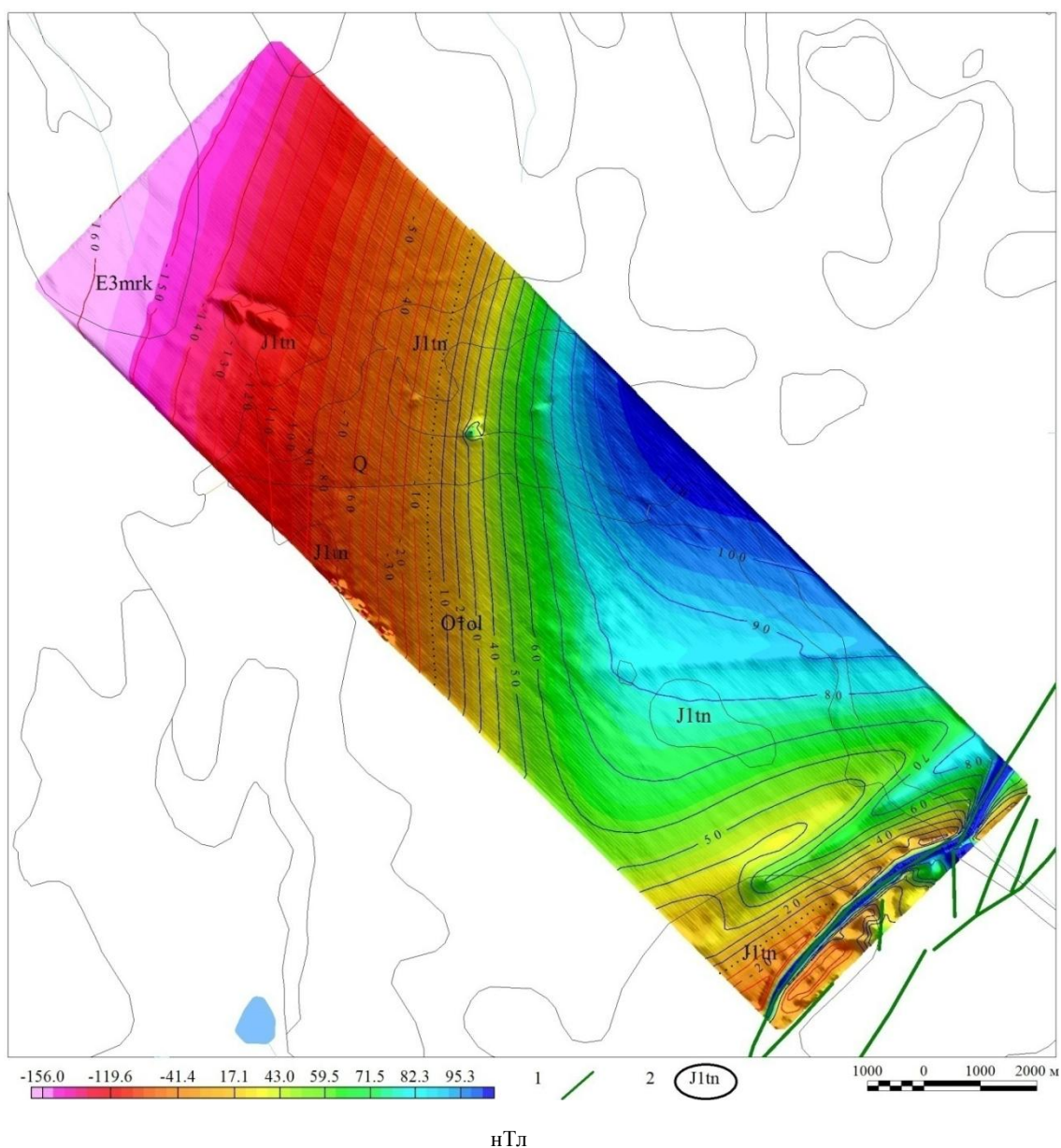


Рис.1. Карта аномального магнитного поля: 1 – среднепалеозойские интрузии (дайки); 2 – стратиграфические границы

Вторая линейная аномалия располагается на расстоянии около 1 км на запад от первой, имеет такое же северо-восточное простирание, размером в поперечнике 350 м, интенсивность магнитного поля около 30-60 нТл.

В центральной части видна локальная изометричная аномалия размером 70×70 м интенсивностью 60 нТл. В западной части проявляется аномалия сложной, вытянутой в северо-западном направлении, формы, размером 1300×400 м, интенсивностью 5 нТл.

В процессе интерпретации используются карты, полученные в результате съемки. По данным радиовысотомера и средств спутниковой навигации составляется карта рельефа (рис.2). На карте вертикального градиента магнитного поля отчетливо видны его неоднородности: речная долина в восточной части и, предположительно, грабен в западной части карты (рис. 3). Хорошо проявляется линейная субширотная структура.

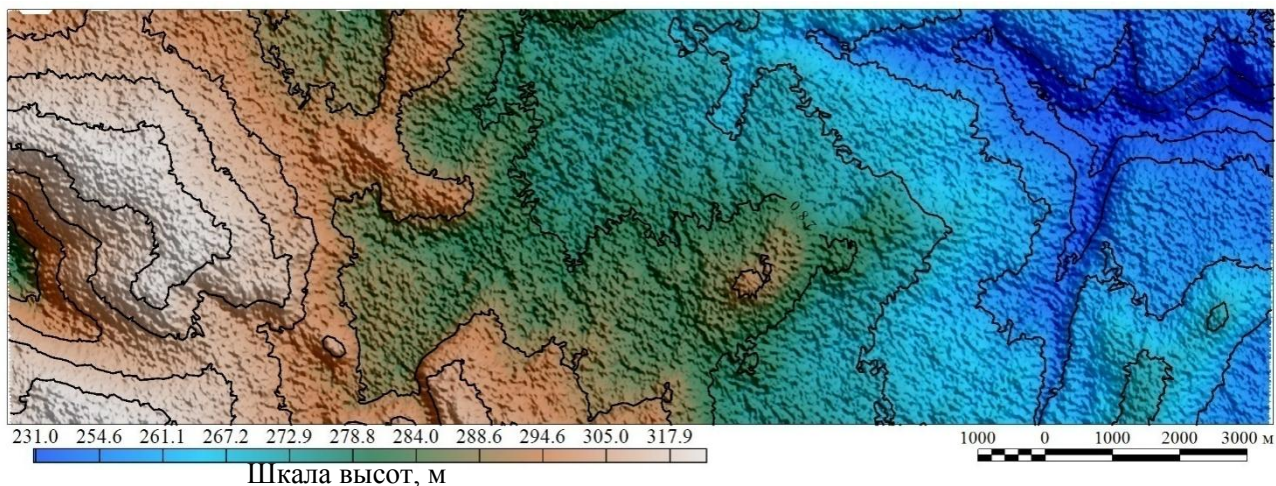


Рис.2. Карта рельефа по результатам АМГС-5

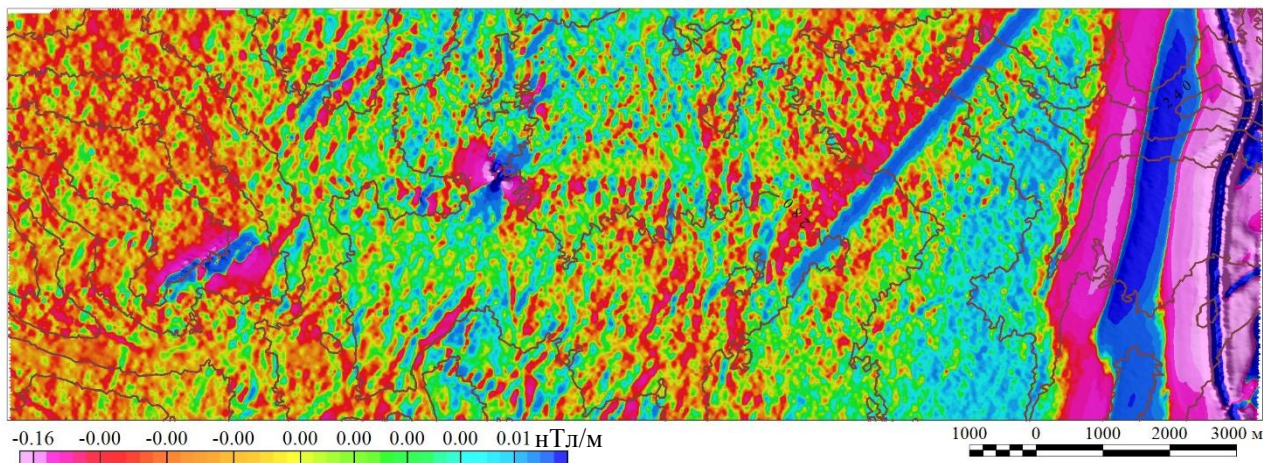


Рис.3. Карта вертикального градиента магнитного поля с изолиниями рельефа

При расчете градиента относительно уменьшается влияние более удаленных тел в общем суммарном поле. Так, на картах градиентов проявились тонкие структуры. На карте горизонтального градиента в направлении поперек линий полета хорошо прослеживаются аномалии, имеющие близкое направление с осью маршрутов рядовой съемки (рис. 4). И, наоборот, аномалии ортогонального к линиям полета направления отчетливо отражены на карте горизонтального градиента в направлении вдоль линии полета (рис.5).

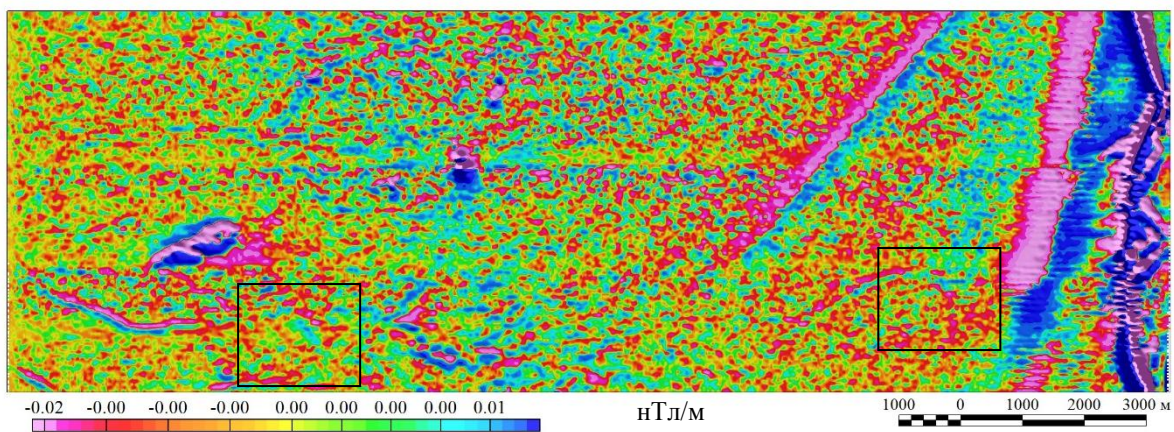


Рис.4. Карта градиента поперек линий полета

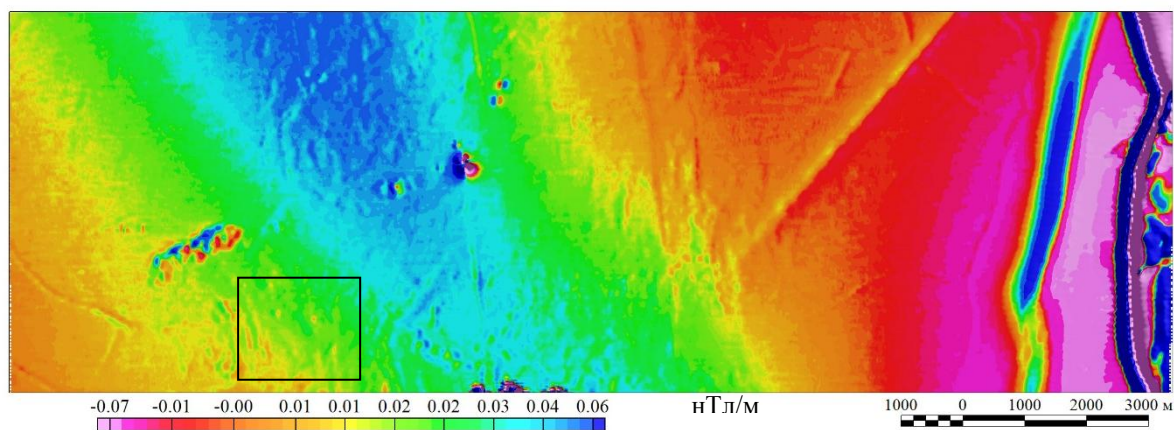


Рис.5. Карта градиента вдоль линий полета

После анализа структурной картины площади исследования начинается выделение локальных аномалий, приуроченных к тектоническим нарушениям (рис. 6). В дальнейшем, аномалии передаются для выполнения детализационных работ с целью уточнения геофизических характеристик максимально приближенно к поисковому объекту. В эпицентрах перспективных аномалий закрепляется аномальный столб для передачи под геологическую заверку.

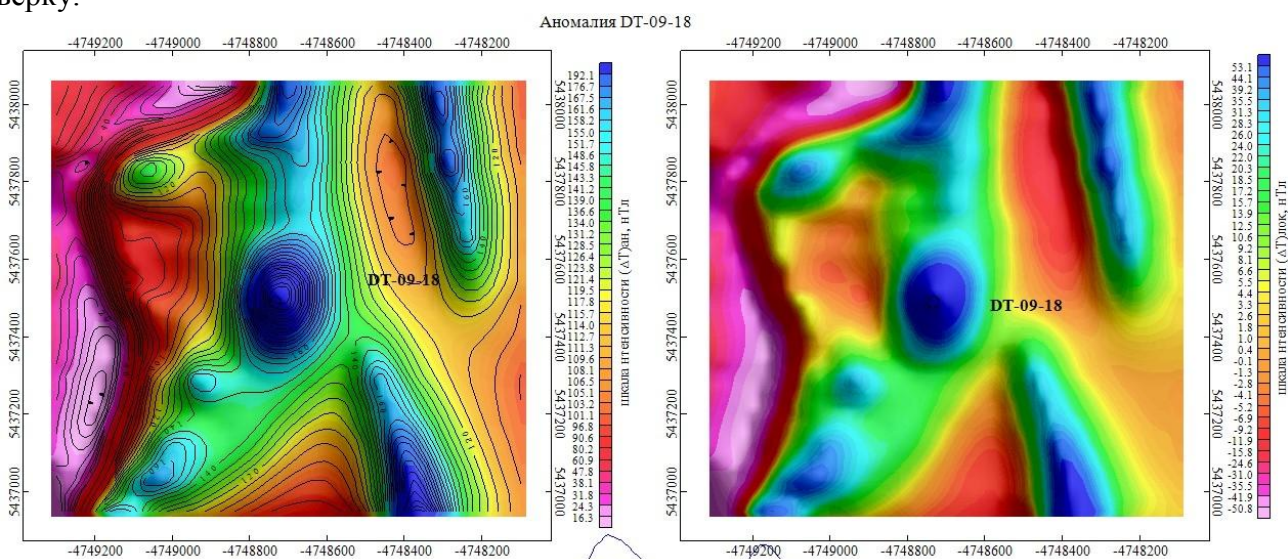


Рис.6. Аномалия, перспективная на обнаружение кимберлитового тела

Список литературы

1. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов //М. : Изд-во МГУ, 1984. С. 92-100.
2. Инструкция по магниторазведке //Недра, Ленинград, 1981 г. С. 96-105.
3. Колганов В. Ф., Акишев А. Н. Коренные месторождения алмазов Западной Якутии// Гео, 2011. С. 20-50.
4. Фондовая литература

ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ БРОУТОНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ)

Блох Ю.И. (г. Москва, yuri_blokh@mail.ru),
Бондаренко В.И. (КГУ им. А.Н. Некрасова, г. Кострома),
Долгаль А.С. («ГИ УрО РАН», г. Пермь),
Новикова П.Н. («ГИ УрО РАН», г. Пермь),
Петрова В.В. (ГИН РАН, г. Москва),
Пилипенко О.В. (ИФЗ РАН, г. Москва),
Рашидов В.А. (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский),
Трусов А.А. (АО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва)

Аннотация. Выполнены комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов и вулканических массивов Броутонской поперечной зоны. В изученных вулканических постройках выделены периферические магматические очаги и подводящие каналы, а также оконтурены застывшие магматические системы.

Ключевые слова: подводные вулканы, Броутонская вулканическая зона, Курилы

В районе Броутонской поперечной вулканической зоны, расположенной в центре Курильской островной дуги (КОД), происходит резкий изгиб ее фронта. В пределах этой зоны выделено 17 вулканических массивов и изолированных подводных вулканов (рис. 1), образующих ряд линейно-вытянутых структур различного простираения [1, 5, 9]. В массиве Черных Братьев идентифицированы две кальдеры: наземно-подводная кальдера Горшкова и подводная Внешняя кальдера Горшкова [7-9]. Часть вулканических построек расположена в проливе Буссоль – самом глубоководном проливе КОД, разделяющем Центральные и Южные Курилы.

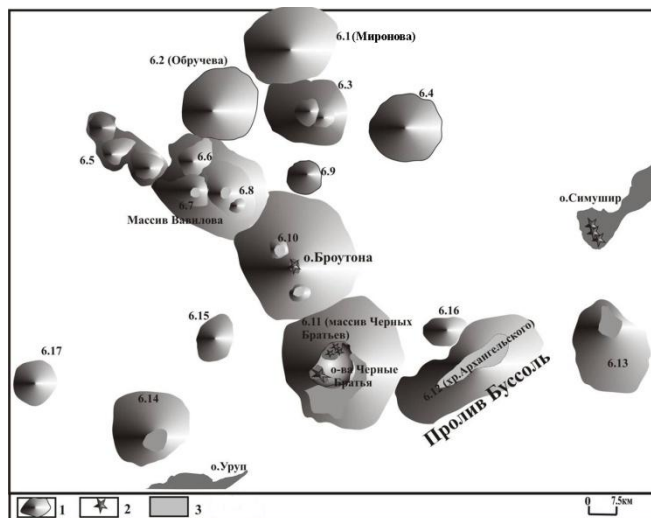


Рис. 1. Подводные массивы и вулканы Броутонской поперечной вулканической зоны: 1 – подводные вулканические массивы, одиночные вулканы и их номера; 2 – наземные вулканы; 3 – склоны подводных вулканов и островов.

Мощность осадочного чехла, перекрывающего основания построек достигает 600 м (рис. 2), а в межвулканических депрессиях – 1000 м [9].

Со склонов и вершин подводных массивов и вулканов драгированы эффузивные и интрузивные породы, а также значительное количество различных железомарганцевых образований.

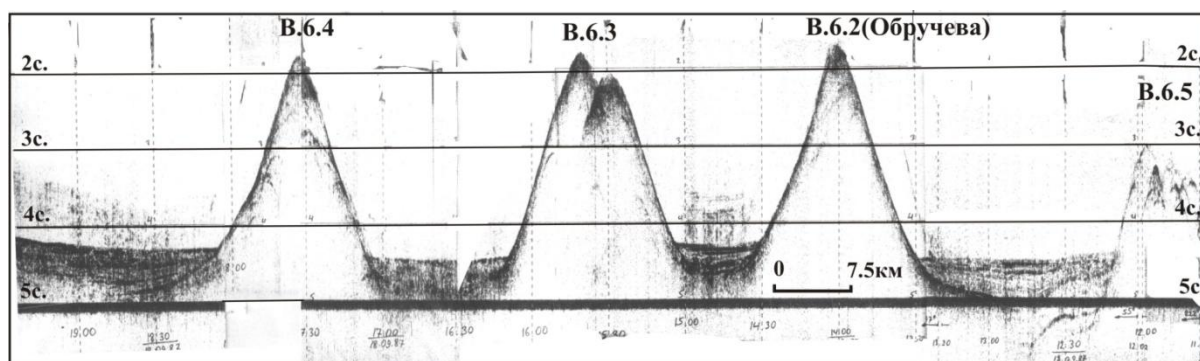


Рис. 2. Фрагмент профиля непрерывного сейсмоакустического профилирования пересекающего подводные вулканы 6.5, Обручева, 6.3 и 6.4 (справа налево).

В пределах подводных вулканических массивов Черных Братьев, Броутона и 6.13 отмечена существенная активность обвально-оползневых процессов. На склонах этих массивов обнаружены многочисленные линзы осадочных отложений с объемом до 10-15 км³, находящиеся в гравитационно-неустойчивом состоянии, создающем потенциальную опасность возникновения крупных подводных цунамигенных оползней [7].

В районе пролива Буссоль выделено три участка проявления процессов гидратообразования и грязевого вулканизма общей площадью более 2.2 тыс. км² [5], а в кальдере Горшкова в вулканическом массиве Черных Братьев отмечены проявления подводной газогидротермальной деятельности [8].

К большинству подводных вулканических построек приурочены положительные локальные аномалии магнитного поля ΔT_a , интенсивность которых достигает 1800 нТл (рис. 3).

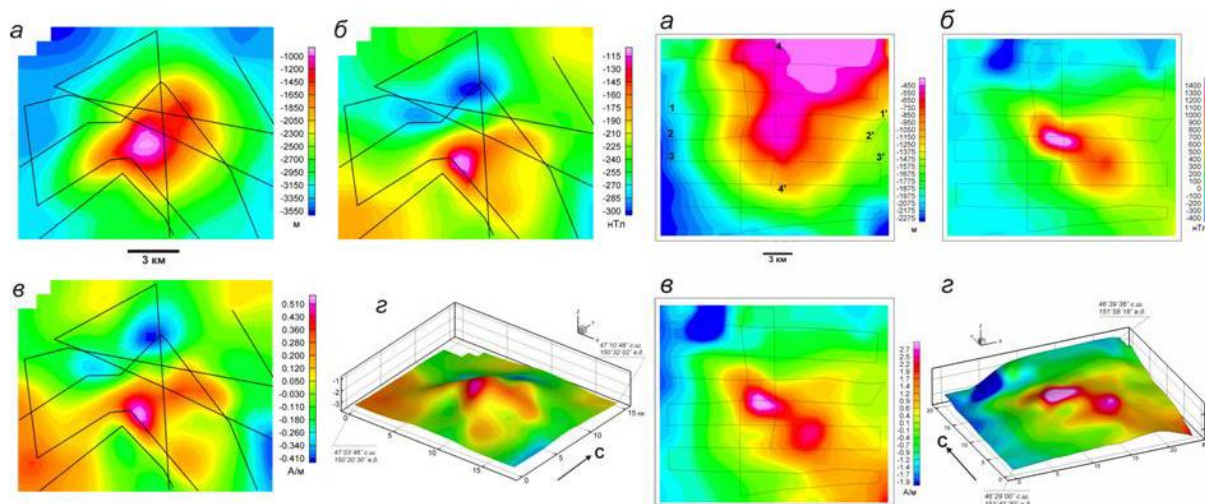


Рис. 3. Вулкан Обручева (слева) и вулканический центр 6.13 (справа): а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ΔT_a ; в – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$ вулкана; г – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$, изображенное на поверхности вулканических построек.

Изучение подводных вулканов Броутонской вулканической зоны выполнено с помощью 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, позволяющей проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети [2-5].

Выполненные петромагнитные исследования показали, что естественная остаточная намагниченность J_n горных пород, слагающих постройку подводного вулканического массива 6.13 достигает 12.41 А/м для базальтов и 8.50 А/м – для андезитов [2]. Максимальные значения J_n , для пород, слагающих постройки подводных вулканов Миронова, Обручева и 6.3 составляют, соответственно: 5.85, 4.20 и 22.87 А/м [5]. J_n образцов, драгированный со склонов подводного вулкана о. Броутона равна 6 А/м, а со склонов подводного вулкана 6.10 – 33.8 А/м. J_n горных пород, слагающих массивы Архангельского и Вавилова достигает, соответственно, 11 А/м и 14.8 А/м. Такие высокие значения J_n обусловлены высоким содержанием однодоменных и псевдооднодоменных зерен титаномагнетита и магнетита.

В результате проведенных исследований сделаны предположения о времени образования ряда подводных вулканических объектов, а также о наличии в ряде вулканических построек периферических магматических очагов и местоположении подводящих каналов (рис. 4). С использованием монтажного метода решения обратной задачи магниторазведки [2-5] выделены различные магнитовозмущающие блоки (рис. 5).

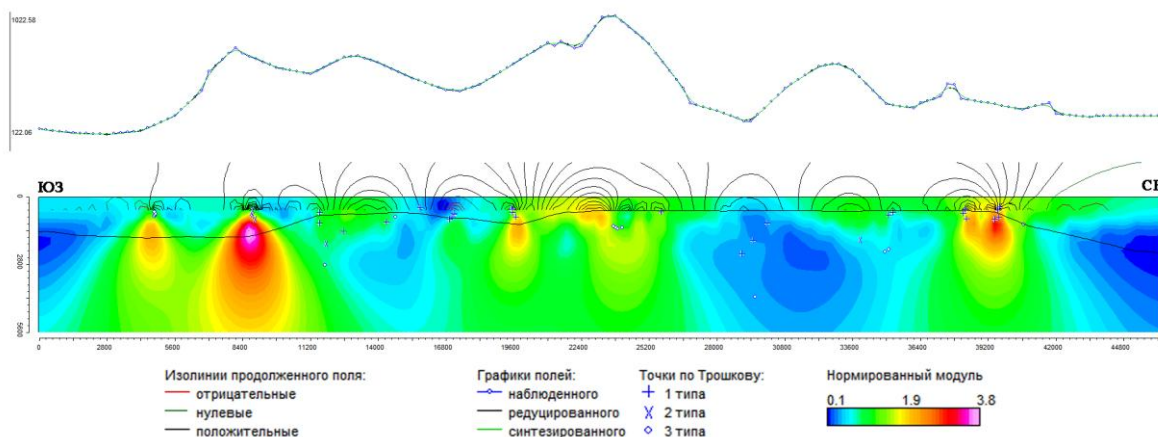


Рис. 4. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР: локализация особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ΔT_n подводного вулканического массива Архангельского, наложенное на рельеф дна.

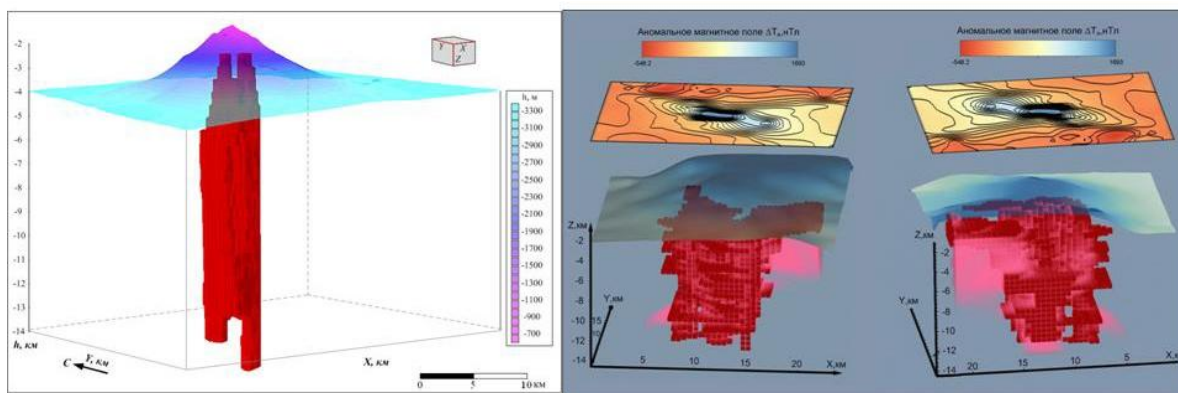


Рис. 5. Пространственное положение магнитовозмущающих блоков по результатам 2.5D-моделирования в подводном вулкане Миронова (слева) и подводном вулканическом центре 6.13 (справа).

Установлено, что векторы естественной остаточной намагниченности J_p изученных подводных вулканов Броутонской поперечной вулканической зоны не совпадают по направлению с современным геомагнитным полем (рис. 6). Это говорит о том, что образование построек, вероятнее всего, происходило достаточно давно, в периоды глобальных геомагнитных возмущений [6].

Привлечение информации о гравитационном поле КОД, полученной с помощью спутниковой интерферометрической радарной альтиметрии, показало, что вычисленные таким образом аномалии Фая весьма четко отражают расположение подводных вулканов КОД (рис. 7) и позволяют проводить количественную оценку параметров отождествляемых с ними геоплотностных неоднородностей.

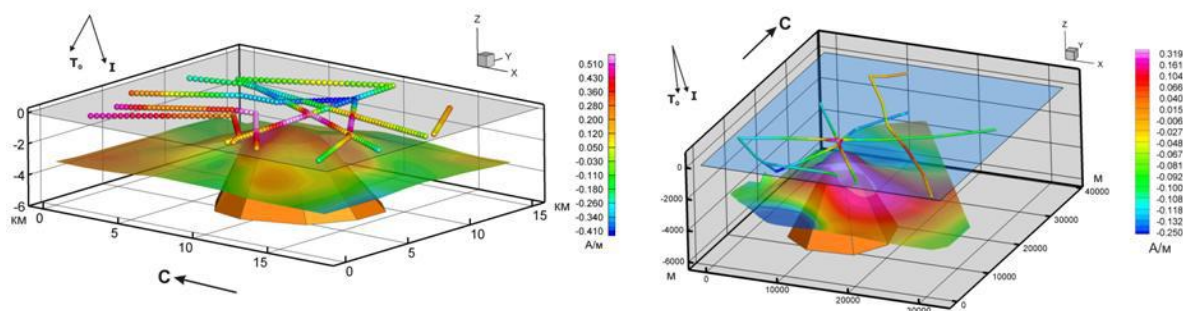


Рис. 6. Уточнение ориентировки вектора намагниченности пород, слагающих подводный вулкан Обручева (слева) и Миронова (справа), с помощью программы ИГЛА.

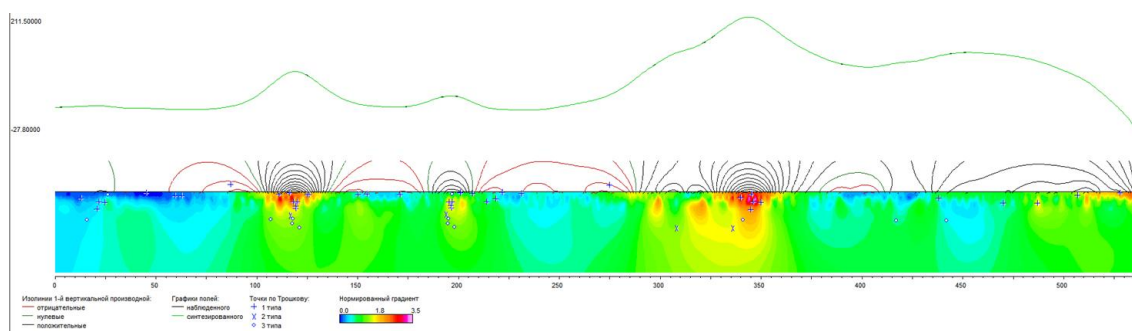


Рис. 7. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР, для локализации особых точек функции, описывающей аномалию Фая подводных вулканов Миронова, б.3 и б.4.

Благодаря применяемому подходу изучение подводных вулканов Броутонской вулканической зоны оказалось весьма эффективным. Удалось идентифицировать неизвестные ранее подводные вулканы, определить участки, характеризующихся повышенной опасностью возникновения потенциально цунамигенных оползней, участки проявления процессов гидратообразования, грязевого вулканизма и подводной газогидротермальной деятельности.

Получены данные о составе зерен-носителей естественной остаточной намагниченности, петрографическом и минеральном составе пород, слагающих подводные вулканы, и установлено время и место их кристаллизации. В породах вулканических массивов Обручева, Архангельского и Черных Братьев встречены вторичные минеральные ассоциации, состоящие из хлорита, эпидота, рудных минералов, редко цеолитов. В вулканических зонах эти минералы обычно являются индикаторами проявления высокотемпературных гидротермальных систем.

В изученных вулканических постройках выделены периферические магматические очаги и подводящие каналы, а также околонулены застывшие магматические системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00410).

Список литературы

1. Безруков Л.П., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды лаборатории вулканологии, 1958. - Вып. 13. - С. 71–88.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. 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.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана б.1, Курильская островная дуга // Геофизика, 2012. № 2. - С. 58-66.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Геофизические исследования подводного вулкана Обручева (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 42-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). Горный ин-т УрО РАН, Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. - С. 21-23.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Новикова П.Н. и др. Комплексные исследования подводных вулканов Броутонской поперечной вулканической зоны (Курильская островная дуга) // Материалы XXI региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2018 г. / Главный редактор: академик РАН Е. И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. - С. 91-94.
6. 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.
7. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. - С. 35-51.
8. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. - С. 80 - 88.
9. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. - 528 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ В ЯКУТИИ

Борисов А.В. (УГГУ, г. Екатеринбург, aleks.ru380@gmail.com),
Виноградов В.Б. (УГГУ, г. Екатеринбург)

Аннотация. Представлена попытка создания объемной ФГМ ГТС с целью мониторинга его состояния, выявления фильтрационных зон.

Ключевые слова: гидротехнические сооружения, физико-геологическая модель, мерзлота, фильтрационные потоки, электротомография, термометрия.

Цель работы: создание комплексной физико-геологической модели по данным термометрии и электротометрии гидротехнического сооружения (ГТС) с целью анализа многолетних измерений.

В Мирнинском районе Якутии насчитывается более 100 гидротехнических сооружений в состав которых входят ограждающие дамбы, пруды-накопители и их прибрежные склоны, плотины, водосбросные и водоотводные каналы (рис. 1), за состоянием которых необходим регулярный контроль, по данным которого проводят ремонтные работы. Аварии на ГТС приводят к большим материальным потерям и гибели людей. Наибольшую опасность для ГТС создают сквозные фильтрационные потоки в насыпном грунте. Одна термометрия в

скважинах не обеспечивает надежный контроль состояния ГТС. Межскважинное пространство изучают наземными полевыми геофизическими методами. Термометрические измерения дополняют электротомографией.

Цель электротометрии:

- контроль прочностных свойств гидросооружений: определение глубины залегания, мощности и распространения линз и горизонтов засоленных вод, определение в плане и разрезе положения границ мерзлых и не мерзлых пород, оконтуривание и определение мощности таликов, перелетков и мерзлых пород среди талых;
- контроль фильтрационных потоков: выявление мест разгрузки подземных и техногенных вод, мест фильтрации вод через земляные сооружения.

Объект изучения 2014 – 2018 гг. накопитель минерализованных вод на руч. Алысардах. Каменно-земляная плотина - насыпная, неоднородная, таломерзлая, максимальная высота – 35,5 м, длина по гребню – 1010 м, ширина гребня – 10 м. Основное тело плотины отсыпано из скальной вскрыши мергелей и диабазов. В основании откосов плотины из диабазового щебня отсыпаны верховая и низовая банкетные призмы. Низовая банкетная призма выполняет дренажные функции. Центральная часть дамбы сложена песком средней крупности, через которую осуществляется проникновение фильтрационного потока технических вод из водохранилища. Петрофизическая модель плотины на руч. Алысардах представлена на рис.1.

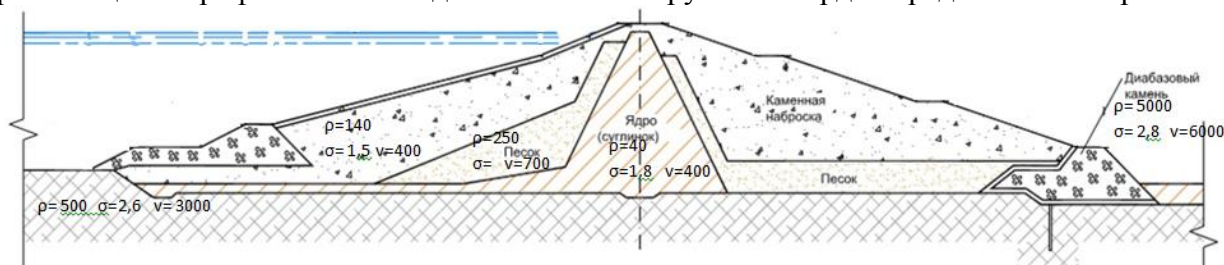


Рис.1. Петрофизическая модель ГТС на руч. Алысардах (удельное электрическое сопротивление в Ом×м, скорость упругих волн в м/с, плотность в г/см³)

В районе переход среднесуточной температуры воздуха через ноль градусов весной происходит в мае, осенью – в сентябре, это наиболее аварийно-опасный период. Мощность слога многомерзлотных грунтов превышает 300 м. Сезонные колебания температур мерзлых грунтов затухают на глубине 9-11 м от дневной поверхности. Мощность деятельного слоя достигает 3,1 м. С понижением температуры происходит промерзание деятельного слоя и надмерзлотных вод. Подмерзлотные воды находятся на глубине 310-315 м, имеют отрицательную температуру.

Грунтовые воды безнапорные, гидравлически связанные с водами хвостохранилища. На исследуемом участке встречены воды верховодки по кровли полутвердых суглинков. Режим грунтовых вод регулируемый. На ГТС имеются сифоны, с помощью которых регулируется уровень воды. Если уровни поднимаются слишком высоко, воду отводят в пруд-накопитель.

Термометрия проведена в специальных наблюдательных скважинах. По данным термометрии построены температурные разрезы по 2 профилям, на которых проводились электроразведочные измерения. Один из разрезов представлен на рисунке 2,а. Также приведен разрез фазового состояния грунта (рис.2,б). Сеть температурных скважин не позволяет создать объемную температурную модель ГТС.

В ГТС происходит быстрое изменение в пространстве литологического, состава и физических свойств горных пород. Удельное электрическое сопротивление грунтов зависит от литологического состава, водонасыщенности, минерализации растворов и температуры. От тех же факторов зависит прочность горных пород. УЭС при промерзании глинистых сланцев увеличивается в 6,5 раза, удельное электрическое сопротивление (УЭС) песчаников при промерзании увеличивается в 10 раз.

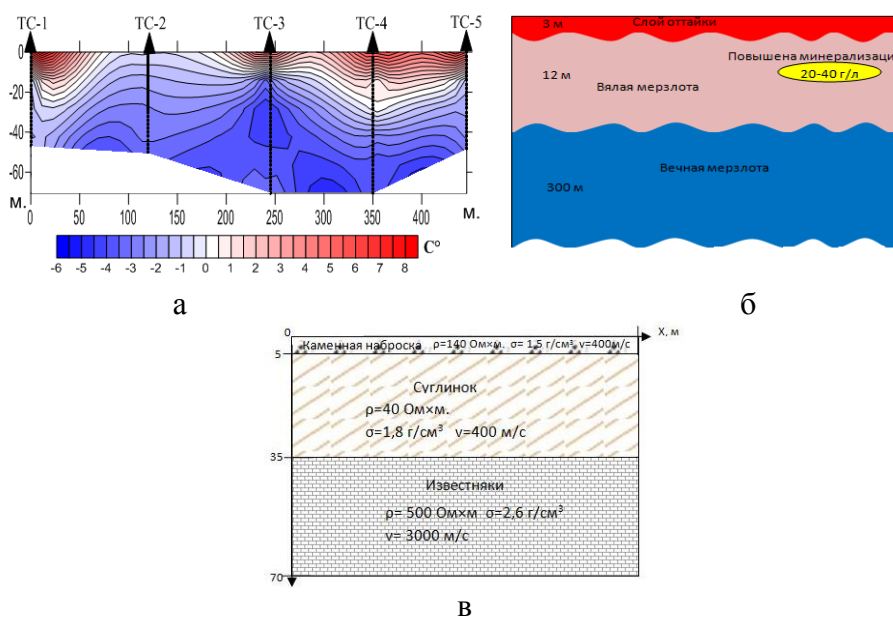


Рис. 2. а - Температурный разрез по профилю А-А. Сечение изотерм 1 °С, б - Разрез фазового состояния грунта, в - Петрофизическая модель ГТС вдоль профиля.

Выбор геофизических методов сделан на основании следующих преимуществ:

- неразрушающий характер контроля;
- экономическая эффективность.

На участке исследований пройдено 6 электроразведочных профилей: на плотине накопителя минерализованных вод, в левобережном примыкании пруда-накопителя и в береговых примыканиях руч. Алысардах. По результатам измерений по профилям были построены разрезы кажущегося сопротивления грунтов и планы изоом на глубинах с интервалом 10 м. На рис. 3 приведен один из электрических разрезов.

Прочностные свойства грунтов в данном случае обусловлены температурой, она должна быть отрицательной, не выше -7 °С для сохранения несущей способности. По результатам электроразведки судят о температуре ГТС, а по ней в свою очередь о прочностных свойствах. В результате проведения электротомографии уверенно выделяются аномальные зоны, соответствующие зонам фильтрации.

На рис. 4,а представлен теоретический электрический разрез трехслойной среды (слева) и электрический разрез полученный в результате стандартной обработки в программе ZondRes2D. На рис. 4,б та же самая модель при наличии зоны фильтрации. Из приведенных данных видно, что программа ZondRes2D восстанавливает разрез градиентной среды.

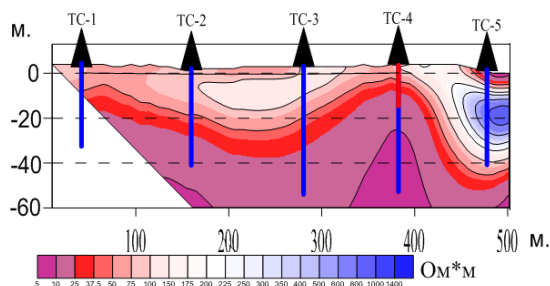


Рис. 3. Электрический разрез по профилю А-А. (Сечение УЭС выбрано по логарифмическому закону), ТС – термометрические скважины.

Один из профилей пройден по гребню плотины протяженностью 1120 м. За прошедший год по геофизическим данным видимых изменений мерзлотного состояния плотины и примыканий не установлено. Результаты электротометрии указывают на повышенную электриче-

скую проводимость тела и основания плотины. Средние значения УЭС тела плотины находятся в диапазоне 25-150 Ом×м, что соответствует мёрзлomu состоянию грунтов. Существенные изменения отмечены в правобережном примыкании – за прошедший год сформировался приповерхностный талик с сопротивлением 3-50 Ом×м до глубины 15 м с поверхности, который ранее отмечался лишь в районе нагорной канавы. Предположительно новая зона глубинной фильтрации выделяется в середине профиля, где выделена зона низких УЭС.

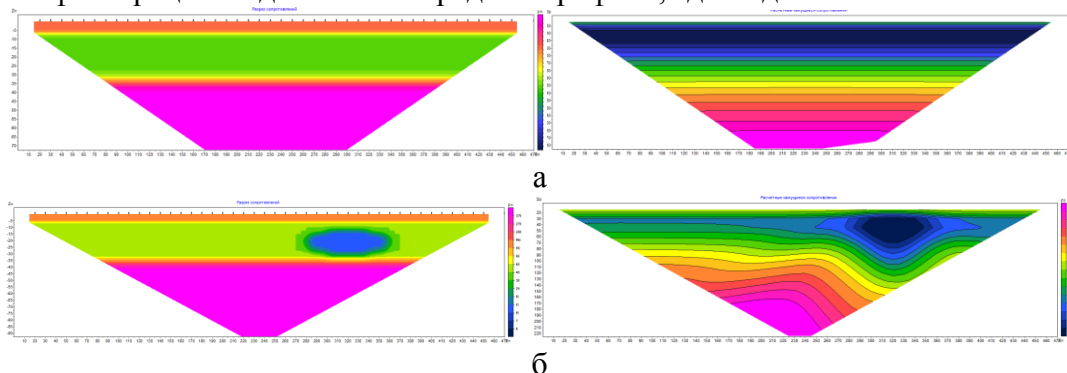


Рис. 4. а - теоретический электрический разрез трехслойной среды (слева) и электрический разрез полученный в результате стандартной обработки, б - та же самая модель при наличии зоны фильтрации

Профиль протяженностью 1590 м, пройден по нижней берме плотины накопителя минерализованных вод с выходом в береговые примыкания. Коренные грунты левого примыкания в начале профиля находятся в мёрзлом состоянии. Там же на поверхности выделена область пониженных значений УЭС 50-100 Ом×м – зона талых грунтов.

Зона талых грунтов выявлена в середине профиля, основная фильтрационная зона со значениями УЭС 2-25 Ом×м, обнаружена: на глубине 20-30 м до глубины исследований 120 м в северном окончании профиля подошва фильтрационного потока не подсечена. На участке нагорной канавы выделена зона пониженных УЭС 70-150 Ом×м. До глубины 15-20 м. по результатам работ 2017 г. выявлен локальный участок со значительным понижением УЭС по сравнению с предшествующими годами. По результатам предыдущих работ, в районе наблюдательной скважины, находящейся в центральной части дамбы, выявлен участок повышенных значений УЭС 300-500 Ом×м., в сравнении с результатами 2017 года наблюдается деградация повышенных значений УЭС до 150 Ом×м.

В целом все аномалии пониженных сопротивлений (области фильтрации) в сравнении с 2014-2015 гг. увеличились по площади и глубине, что возможно обусловлено превышением средних летних температур последние два года. По результатам обработки двумерных электрических разрезов с помощью программного продукта ZondRes2D сформирована трёхмерная электрическая модель изучаемого участка, построены планы изометрии для глубин 5, 10, 20, 30, 50, 70, 90 и 110 м от дневной поверхности. Эти планы и разрезы в совокупности представляют собой трёхмерную электрическую модель ГТС.

Петрофизическая, температурная и электрическая модели, представленные на рис. 1 - 3, образуют объёмную комплексную физико-геологическую модель ГТС, предназначенную для многолетнего мониторинга ее состояния, выявления новых фильтрационных зон, планирования ремонтно-восстановительных работ.

Список литературы

1. Основы инженерной геофизики: Учеб. для вузов/ Под редакцией В. А. Богословского. – М.: Недра, 1990.
2. Зырянова А. В. Изучение фильтрации высокоминерализованных шламовых вод методом электротомографии/ XIX Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник науч. материалов. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2018

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ПОДГОТОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ К ПРИМЕНЕНИЮ МЕТОДОВ УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ

Боровский М.Я. (ООО «Геофизсервис», г. Казань, lilabor@mail.ru),

Богатов В.И. (ООО «Геофизсервис», г. Казань),

Борисов А.С. (К (Приволжский) ФУ, г. Казань),

Шакуро С.В. (ООО «ФРОНТ Геология», г. Нижний Новгород)

Аннотация. Технологический инжиниринг освоения месторождений углеводородов требует применения методов геофизической разведки от подготовки к разработке, в том числе с применением МУН, до контроля за процессами эксплуатациями и на стадии консервации объекта. Предложены комплексы геофизических методов на различных этапах геолого-разведочного цикла.

Ключевые слова: горизонтальное бурение, сейсморазведка, высокоточная гравиметрия и магниторазведка, электроразведка

Эффективная разработка месторождений нефти и природных битумов с применением горизонтальных скважин (ГС) обуславливает необходимость наиболее полного представления о геологическом строении объекта (месторождения, участка, залежи). Сложность выбора мест заложения и определения направления проходки горизонтальных и наклонных стволов значительно возрастает на малоизученных участках и требует привлечения большего объема информации. Высокая стоимость геолого-геофизических исследований, осуществляющих информационное обеспечение различных этапов и стадий освоения нефтяных месторождений с применением горизонтальных технологий, а также значительная техногенная нагрузка на природную среду обуславливают целесообразность поиска инновационных решений.

Принятие верного управленческого решения возможно на базе оптимизации бурения ГС, которая обеспечивается [7,15] за счет:

1. Максимального выявления неоднородностей геологического разреза (разломы, зоны трещиноватости, врезы, карст и т.д.);

2. Уточнения и детализации контуров нефтебитумоносности;

3. Повышения достоверности картирования поверхности основных целевых горизонтов и границ литологического замещения продуктивных пластов.

Решение первой задачи, как показано ранее [2,7,15], может быть осуществлено на основе использования традиционных геофизических методов, проводимых с максимально плотной сетью наблюдений.

- Сейсморазведка 3D, 2D (сеть 3-4 пог.км/км²) – картирование каменноугольных эрозийных врезов, зон повышенной трещиноватости осадочного покрова, разломов фундамента.

- Высокоточная гравиметрия (сеть 50×50-100 м) – трассирование зон интенсивной трещиноватости, неогеновые врезы.

- Аэрокосмогеологические исследования.

- Перспективно [5-9] использование недорогих малоглубинных геофизических методов, в частности, электроразведки в модификации круговых вертикальных электрических зондирований, электротомографии, сейсморазведки методами преломленных волн и ОГТ.

Следующий аспект – детализация контуров нефтеносности – базируется на нетрадиционной методологии.

- Сочетание геофизических и геохимических методов (ГГХМ). Физико-геологические предпосылки впервые обоснованы Р.С. Сейфуллиным и И.В. Хавензон (1973) и получили научно-практическое развитие в исследованиях Э.К. Швыдкина и его учеников. Комплекс, включающий высокоточную магниторазведку, электроразведку естественных потенциалов, геохимию солей металлов и углеводородных газов, реализован в Татарском геологоразведе-

дочном управлении и ООО «ТНГ-Казаньгеофизика» при оценке нефтеперспективности площадей и объектов для выбора мест заложения вертикальных скважин.

- Использование данных высокоточной гравиразведки с рассмотрением [3, 5-9, 15] тонкой структуры распределения поля силы тяжести.
- Уточнение контуров залежей нефти с помощью (ТГРУ ПАО «Татнефть») нейрокompьютерной системы «НЕЙРОСЕЙСМ».

Решение третьей задачи – повышение достоверности структурных построений – обеспечивается за счёт выполнения вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Повышение разрешающей способности исследований в 3-5 раз по сравнению с наземной сейморазведкой позволяет [1,15] проследить границы между основными целевыми горизонтами, выявлять малоразмерные ловушки, надёжно выделять тектонические нарушения. Важное преимущество непродольного ВСП (НВСП) – возможность проведения работ в сжатые сроки и практически по любым направлениям от скважины, что позволяет оперативно корректировать точки заложения последующих скважин. Выполненные на территории Татарстана исследования методом ВСП показали их высокую эффективность.

В современных условиях в связи с необходимостью повышения эффективности выработки запасов нефти целесообразна следующая концепция геолого-геофизической подготовки нефтяных месторождений к горизонтальному бурению:

1. Постановка сейморазведочных работ 3D, высокоточных гравиметрических наблюдений, аэрокосмогеологических исследований, методов малоглубинной геофизики.
2. Проведение комплекса ГХМ; переинтерпретация данных МОГТ с использованием искусственных нейросетей и других передовых методик.
3. Выбор из имеющихся или бурение новых скважин для постановки ВСП; проведение вертикального сейсмопрофилирования.
4. Комплексная интерпретация данных для выбора оптимальной траектории проводки горизонтальной скважины.

Одним из наиболее успешных технологических решений, применяемых для повышения нефтеотдачи и интенсификации добычи углеводородного сырья служит гидравлический разрыв продуктивного пласта (ГРП, фрекинг). Данный процесс сопровождается активным антропогенным вмешательством в геологическую среду, приводящим в ряде случаев, к негативным последствиям.

Производство ГРП требует концентрации на ограниченной по площадным размерам территории большого количества автотранспорта с большой грузоподъемностью, а также различного оборудования. Вес отдельных единиц техники достигает 25 тонн и более. Одновременно на участке работ по проведению ГРП может находиться более двадцати тягачей, иногда складывается значительное количество веществ необходимых для гидравлического разрыва. Наличие мощной техногенной нагрузки на недра способствует активизации опасных геологических явлений: просадки грунта, формирование оползневых и карстоопасных массивов, усиление эрозионной деятельности и др. Необходима предварительная оценка территории с целью прогнозов техногенного изменения геологической среды и его масштабов.

Существенна концепция оценки поверхностных условий мест производства гидравлического разрыва пласта для своевременного принятия и осуществления мер по предотвращению негативных последствий рассматриваемого цикла (ГРП, фрекинг) геологоразведочных и эксплуатационных работ. Для оптимального размещения объектов обустройства и производства ГРП просматривается два аспекта [5-9]:

1. Изучение инженерно-геологических характеристик, в том числе сейсмическое микрорайонирование, для определения геодинамической (геомеханической) устойчивости массивов горных пород;
2. Оценка природной защищенности территории (участка, района) с целью определения фильтрационной способности приповерхностных слоев геологического разреза изучаемого массива, с выделением водоохраных зон.

В ряде регионов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции накоплен [2] огромный опыт по прогнозированию и проведению мероприятий по экологической безопасности, уменьшению или исключению негативных последствий процессов освоения нефтяных месторождений, в том числе и на поздней стадии разработки. Значительную помощь для своевременного осуществления мероприятий с позиций экологической безопасности, прогнозирования негативных последствий геологоразведочного процесса оказывают [2,4] оперативные, малозатратные, экологически приемлемые геофизические методы разведки.

Для нефтедобывающих регионов разработаны методические основы оценки естественной защищенности недр (прежде всего, имеются в виду горизонты пресных подземных вод), как «снизу», так и «сверху» по геофизическим данным. Предложены [2,4] геофизические комплексы и технологии для выявления источников и ореолов загрязнения геологической среды.

Важной задачей является определение реальных параметров трещины или трещиноватой зоны, полученной в результате проведения гидроразрыва. Оценка размера и характера развития трещины в пласте в процессе производства ГРП с последующим обобщением таких данных по площади обеспечит прогноз техногенной трещиноватости при ГРП на последующих объектах, что позволит уменьшить непроизводительные затраты.

При решении этой задачи целесообразно комплексирование геофизических методов. Предлагается отслеживать образование систем трещин с помощью микросейсмических исследований, высокоразрешающей электроразведки и высокоточных гравиметрических измерений. Применение методов гравиметрии и электроразведки позволяет обеспечить [5-9] плотную систему наблюдений в плане, в частности, соответствующую нормативным показателям съемок масштаба 1:10 000-1:5 000 и крупнее, а также высокую детальность сведений об особенностях геологического разреза, что особенно важно для изучения процессов воздействия гидроразрыва на продуктивный пласт.

При решении вопросов определения конфигурации зон растрескивания коллекторов и окружающих пород, происходящих при закачке в пласт жидкости и пропанта под большим давлением, целесообразно проведение полевых геофизических измерений в профильно-площадном варианте. Наблюдения осуществляются по прямолинейным профилям, пересекающим объекты прогнозирования вкрест простирания.

Работы выполняются в два этапа [5-9]:

1. Регистрация фоновых геофизических полей до проведения гидроразрыва пласта;
2. Определение изменений геофизических полей, произошедших после проведения гидроразрыва.

На этапе количественной интерпретации производится геологическое истолкование полученных гравиметрических и электроразведочных материалов для корректировки траектории проходки горизонтальной скважины: наличие разломных нарушений вдоль ствола скважины существенно снижает возможности геонавигации; большое значение имеет прогнозирование зон вероятного поглощения промывочной жидкости. Используются технологии, предложенные З.М. Слепаком (высокоточная гравиразведка) [13,14] и А.Г. Небратам, В.В. Сочельниковым (высокоразрешающая электроразведка) [12].

Современное аппаратно-методическое и интерпретационное обеспечение позволяет использовать геофизическую разведку на прорывных направлениях нефтегазовой геологии и геофизики.

Список литературы

1. Амиров А.Н., Якимов А.С., Успенский Б.В., Боровский М.Я. Возможности вертикального сейсмического профилирования при геологоразведочных работах на нефть и газ // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2001. – № 9. – С. 37-38.
2. Боровский М.Я., Газеев Н.Х., Нургалиев Д.К. Геоэкология недр Республики Татарстан: геофизические аспекты // Казань: Экоцентр. – 1996.

3. Боровский М.Я. Внедрение геофизической технологии оптимизации систем разработки месторождений углеводородного сырья – составная часть инновационного проектирования // Георесурсы – 2014. – № 1 (56). – С. 19-23.
4. Боровский М.Я., Борисов А.С., Фахрутдинов Е.Г. Комплексное геолого-геофизическое изучение верхней части осадочного чехла. // Казань: Изд-во Казан. ун-та. – 2016.
5. Боровский М.Я., Небрат А.Г., Богатов В.И. Повышение эффективности оценки результатов гидроразрыва в карбонатных пластах: высокоразрешающая электроразведка // Горизонтальные скважины и ГРП в повышении эффективности разработки нефтяных месторождений: Материалы научно-практической конференции. – Казань: Изд-во «Слово», 2017. – С.143-147.
6. Боровский М.Я., Богатов В.И. Высокоточная гравиразведка при сопровождении процессов гидроразрыва продуктивного пласта // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики : Материалы Междунар. науч.-прак. конф. (23–24 ноября 2017 г.) / гл. ред. В.И. Костицын ; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – 2017. – С.42-47.
7. Боровский М.Я., Богатов В.И., Шакуро С.В. Эколого-геофизическое прогнозирование поверхностных условий мест производства гидравлического разрыва пласта // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Девятые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы конференции. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. – 2017. – С.88-92.
8. Боровский М.Я., Богатов В.И., Филимонов В.Н., Шакуро С.В. Малоглубинная геофизика на этапах освоения месторождений углеводородов горизонтальными скважинами // Горизонтальные скважины и ГРП в повышении эффективности разработки нефтяных месторождений: Материалы научно-практической конференции. – Казань: Изд-во «Слово». – 2017. – С.143-147.
9. Боровский М.Я., Успенский Б.В., Валеева С.Е. Методические основы подготовки нефтяных месторождений к горизонтальному бурению // Горизонтальные скважины-2017.– Казань, 15-19 мая 2017 г.
10. Боровский М.Я., Шакуро С.В., Морозов М.В., Богатов В.И., Борисов А.С. Горизонтальные скважины: геолого-геофизическая подготовка месторождений к применению методов увеличения нефтеотдачи. // Труды Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия 2018. - Современные методы изучения и освоения недр Евразии» [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2018. – С.336-342.
11. Куликов С.А., Тарасов Е.А. Результаты практического применения нейротехнологии прогнозирования залежей нефти в Татарстане // М., Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1998. – Вып.3. – С. 29-33.
12. Небрат А.Г., Сочельников В.В. Электроразведка методом становления поля для поляризующихся сред // Геофизика. – 1998. – №6. – С.27-30.
13. Слепак З.М. Геолого-геофизические исследования при решении задач нефтяной геологии с целью повышения результативности бурения горизонтальных скважин // Горизонтальные скважины-2017.– Казань, 15-19 мая 2017 г.
14. Слепак З.М. Гравиразведка. Новые технологии прогнозирования нефтяных месторождений. Казань. Изд-во Казанского университета. 2015, 168 с.
15. Якимов А.С., Боровский М.Я., Либерман В.Б. и др. Методология геофизического обеспечения освоения нефтяных месторождений горизонтальными скважинами. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2002. – № 6.– С. 10-11.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА АВАРИЙНЫХ УЧАСТКАХ РУДНИКОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Бычков С.Г. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, *bsg@mi-perm.ru*),

Мичурин А.В. («ГИ УрО РАН», г. Пермь),

Симанов А.А. («ГИ УрО РАН», г. Пермь)

Аннотация. Мониторинговые наблюдения гравитационного поля позволяют выявить динамику процессов деформации породных масс и 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. Поскольку все неизменные составляющие гравитационного поля в равной степени присутствуют в любой паре наблюдений, динамическая аномалия отражает только конкретный горнотехнический или быстротекущий геологический процесс. Предложены способы интерпретации динамических аномалий, приведены примеры гравиметрических исследований на аварийных участках рудников Верхнекамского месторождения калийных солей.

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

Длительные техногенные нагрузки, связанные с эксплуатацией месторождений полезных ископаемых, являются мощным воздействием на природную геологическую среду. Откликом на эти воздействия могут быть масштабные изменения, ведущие к катастрофическим последствиям – просадкам и провалам земной поверхности, угрожающие жизнедеятельности и приносящие значительные экономические потери.

Для изучения и прогнозирования негативных инженерно-геологических явлений широко используются геофизические методы, немаловажную роль в комплексе которых играют гравиметрические исследования [1, 5]. Об актуальности задачи выявления техногенного воздействия на геологическую среду говорят факты катастрофических аварий последних лет с затоплением рудников Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС). Месторождение, расположенное в пределах Пермского края, является единственной сырьевой базой калийной промышленности России. Благодаря масштабам месторождения и его практическому значению, изучению геологического строения всегда уделялось большое внимание.

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 отражает только конкретный горнотехнический или быстротекущий геологический процесс, такой, как, например, образование и развитие карстовых полостей.

Геологическая модель гравиметрического мониторинга карстового процесса представляет собой изолированную область, где произошли изменения плотности пород, в однородной геологической среде (рис. 1, а). Экстремальные величины гравитационных эффектов в зависимости от глубины зоны разуплотнения (H) и ее размеров (R) приведены изолиниями на рис. 1, б, оцифрованными в миллигалах. Следует отметить, что данные эффекты вычислены при изменении плотности геологического объекта на 0.01 г/см^3 , которая очень мала и находится в пределах точности денситометрии. Учитывая, что современная гравиметрическая и геодезическая аппаратура позволяет зафиксировать аномалии силы тяжести с точностью

$\pm 0.005 - 0.007$ мГал, по гравиметрическим данным можно определить начало процесса разуплотнения пород, выявляя зоны последующих возможных оседаний и провалов земной поверхности.

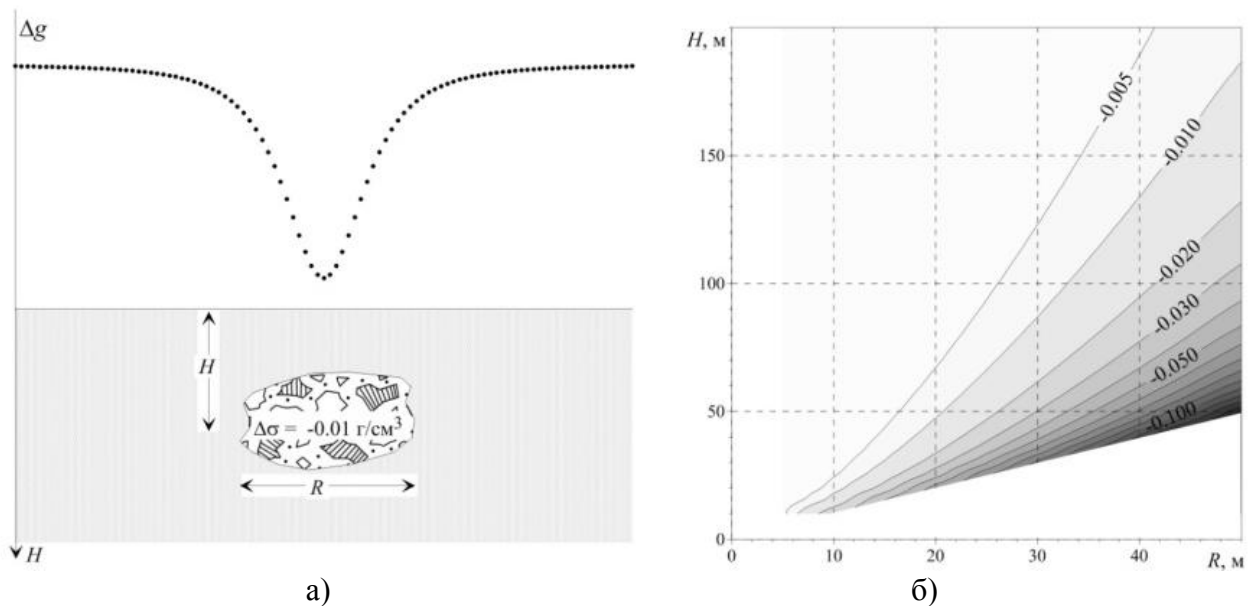


Рис. 1. Геологическая модель гравиметрического мониторинга (а) и гравитационные эффекты модели (б)

Интерпретация динамических аномалий силы тяжести осуществляется на основе совместного применения качественных и количественных методов извлечения геологической информации из гравиметрических данных [2, 6]. На начальной стадии интерпретационного процесса используется система VECTOR, с помощью которой строится изображение геологической среды – пространственное распределение квазиплотности, отражающее некоторые элементы физико-геологической модели (рис. 2, а). 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.

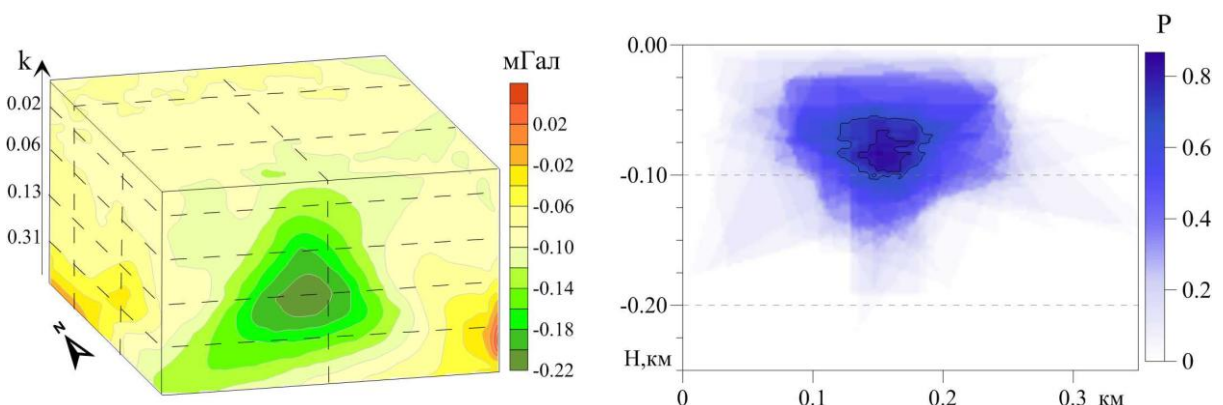


Рис. 2. Выделение локальной динамической аномалии силы тяжести в системе VECTOR (а) и результат решения нелинейной обратной задачи (б)

Решение обратных задач предлагается осуществлять монтажным методом с использованием гарантированного подхода к оценке качества решения обратной задачи и с построением функции локализации источников поля [4]. Модель среды, используемая при этом ме-

тоде решения задачи (изолированный объект в однородной среде), полностью удовлетворяет геологической модели гравиметрического мониторинга, поскольку влияние неизменных плотностных неоднородностей в массиве, обусловленных геологическим строением, отсутствует в динамических аномалиях силы тяжести. Результатом количественной интерпретации динамических аномалий является вероятный интервал глубин изменения массы (объема) горных пород, произошедший между двумя парами измерений поля (рис. 2, б).

В 2006 году проникновение подземных вод в шахты Первого Березниковского рудника привело к его затоплению и последующим провалам земной поверхности на территории г. Березники (Пермский край). В районе провалов проведены детальные мониторинговые гравиметрические съемки с целью оконтуривания и изучения опасных зон, выяснения их природы, глубины распространения разуплотненных пород, а также выявления потенциально опасных участков на прилегающих территориях.

На одном из потенциально опасных участков на территории г. Березники в 2016-2018 гг. выполнено шесть циклов мониторинговых гравиметрических работ. Здесь создано 102 гравиметрических пункта [3], на которых выполнены гравиметрические наблюдения в сентябре, октябре и декабре 2016 г., в июле и сентябре 2017 г. и в ноябре 2018 г. Измерения выполнялись относительно пункта, расположенного вне шахтных полей. Среднеквадратическая погрешность определения силы тяжести составила ± 0.005 мГал. Определялись также изменения высот пунктов наблюдения со среднеквадратической погрешностью $\pm 0.02-0.03$ м.

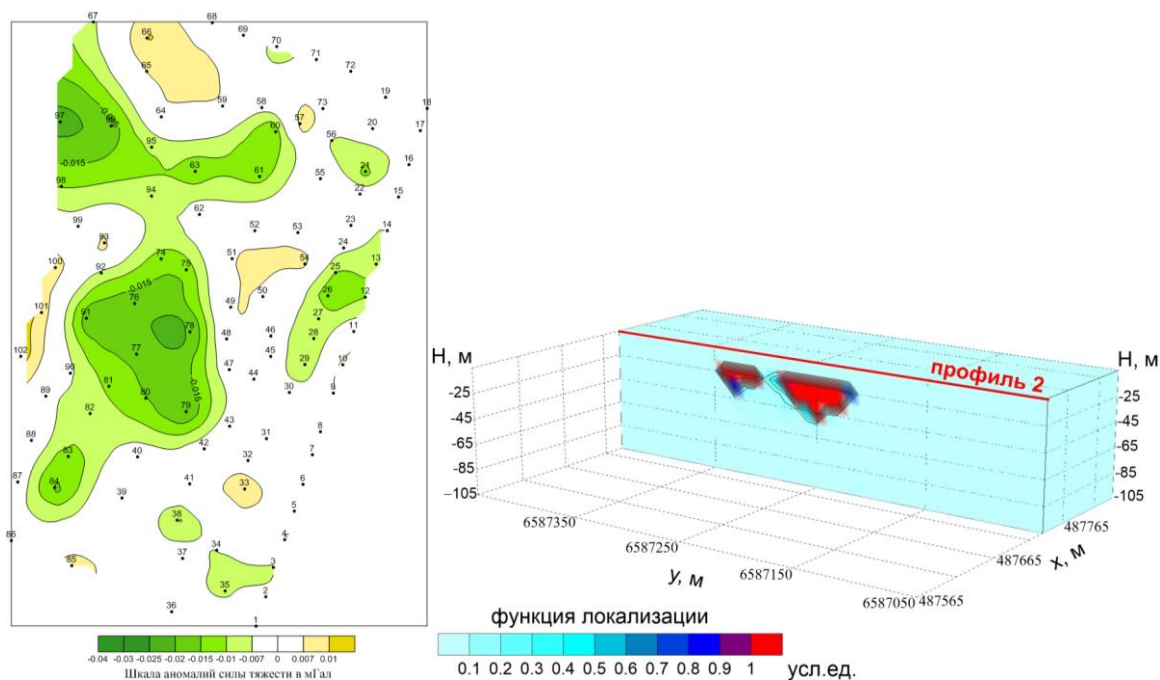


Рис. 3. Результаты гравиметрического мониторинга: а) карта динамических аномалий (сентябрь – декабрь 2016 г.); б) вертикальное сечение функции локализации источников аномалий

По результатам мониторинговых наблюдений в 2016-2017 гг. выявлена отрицательная динамическая аномалия, которая может быть связана с процессами разуплотнения пород и возможными местами оседаний земной поверхности (рис. 3). По результатам количественной интерпретации выделенной аномалии размер зоны разуплотнения может достигать более 200 м в плане и мощности 20-40 м, плотность пород уменьшилась на 0.10 г/см^3 .

Дальнейшие гравиметрические наблюдения показали, что амплитуда и размеры динамической аномалии существенным образом меняются в различных циклах мониторинга, при этом происходит неравномерные оседания земной поверхности (рис. 4). Участки повышенных оседаний земной поверхности сопровождаются уменьшением величины динамической

аномалии, что объясняется компенсацией значений аномалий уменьшением высот пунктов и увеличением плотности пород.

На рис. 4 представлены результаты трехлетних наблюдений на данном участке. Как видно из рисунка, отрицательные динамические аномалии за период 2017-2016 гг. наблюдаются в западной части площади (рис. 4, а), здесь же происходят оседания земной поверхности (рис. 4, с), которые продолжаются и в 2018 г. (рис. 4, д). В 2018 г. зона разуплотнения, с которой связаны отрицательные динамические аномалии, сместилась на восток площади (рис. 4, б). Это может свидетельствовать о расширении зоны разуплотнения и последующих просадках земной поверхности.

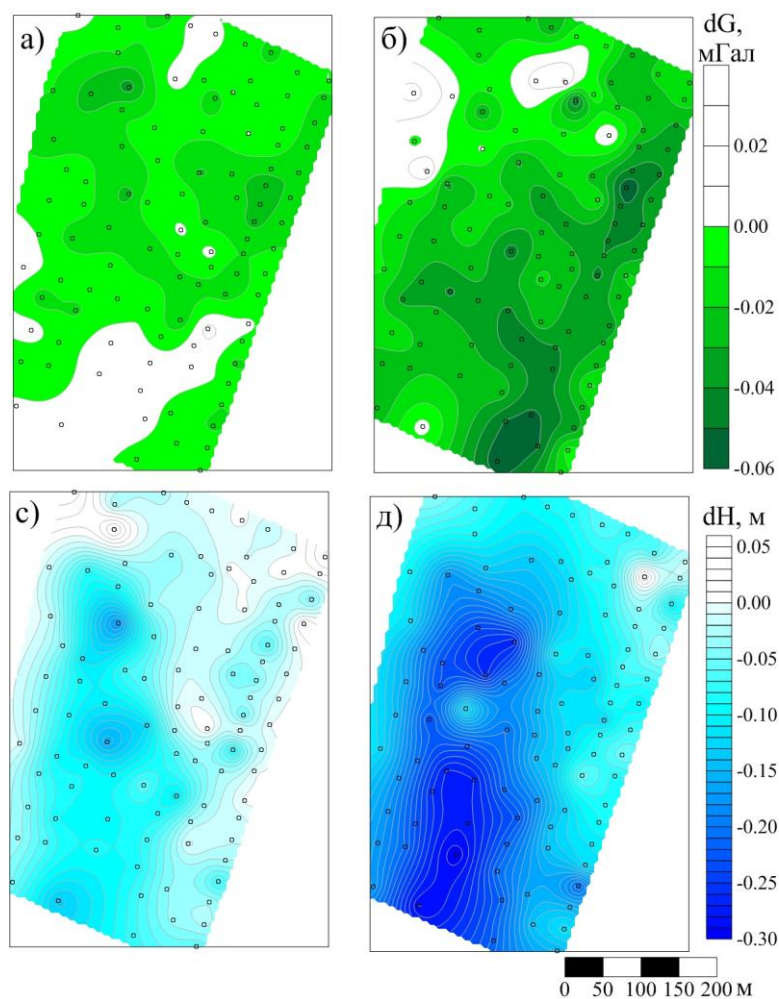


Рис. 4. Динамические аномалии силы тяжести за период 2017-2016 гг. (а), 2018-2016 гг. (б) и оседания земной поверхности за эти же периоды (с, д)

Таким образом, 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. Разрабатываемая технология проведения и интерпретации мониторинговых гравиметрических наблюдений позволяет перейти на новый качественный уровень получения информации о распределении и развитии во времени плотностных неоднородностей геологического разреза, что существенно повышает безопасность проведения горных работ. Гравиметрия должна применяться как опережающий метод, позволяющий на предварительном этапе уточнить геолого-тектоническую обстановку в пределах шахтных полей, выделить зоны повышенного риска.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 17-45-590302 р_а).

Список литературы

1. Андреев О.П., Кобылкин Д.Н., Ахмедсафин С.К., Кирсанов С.А., Безматерных Е.Ф., Кривицкий Г.Е. Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений. Состояние, проблемы, перспективы. М, ООО Издательский дом Недра. 2012
2. 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.
3. Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А. Результаты гравиметрического мониторинга аварийных участков рудников Верхнекамского месторождения калийных солей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Казань: Казанский университет, 2018. С. 130-131.
4. Мичурин А.В., Пугин А.В., Симанов А.А. Возможности гарантированного подхода при решении трехмерных обратных задач гравиразведки // Геоинформатика, 2014, №1. с. 42-50.
5. 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.
6. 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. С. 12-15.

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ЦЕЛЬЮ ВЫДЕЛЕНИЯ РИФОГЕННЫХ ПОСТРОЕК ВЕРХНЕПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Вельтистова О.М. (Ухтинский государственный технический университет, г. Ухта, ovelvistova@ugtu.net),

Мотрюк Е.Н. (Ухтинский государственный технический университет, г. Ухта)

Аннотация. В статье рассматривается комплексная интерпретация данных сейсморазведки, гравиразведки, бурения для выделения и трассирования рифогенных построек на примере площадей Верхнепечорской впадины.

Ключевые слова: гравитационное поле, сейсморазведка, рифогенная постройка, временной разрез, структурно-плотностная модель.

Изучению Верхнепечорской впадины (ВПВ) геолого-геофизическими методами в последнее время уделяется большое внимание, связанное, в первую очередь, с высокими оценками нефтегазового потенциала этого региона. Внимание нефтяников сосредоточено на площадях с развитием рифогенных построек в отложениях каменноугольно-девонского возраста.

В данной работе рассматривается задача построения моделей глубинного строения ВПВ по результатам геолого-геофизических работ, что является важным шагом к исследованию территории. Комплексная интерпретация данных бурения, сейсморазведки и гравиразведки позволит составить уточненную модель строения бассейна осадконакопления и решить поисковые задачи, связанные с залежами углеводородного сырья.

Верхнепечорская впадина относится к южному окончанию северного блока Предуральского краевого прогиба Тимано-Печорской плиты и является структурой первого порядка. В тектоническом плане (рис.1) она приурочена к краевой части Тимано-Печорской плиты.

По морфологии локальных структур впадина разделяется на внешнюю, осевую и внутреннюю зоны, отличающиеся разной степенью влияния уральского складкообразования.

Западная (внешняя) зона впадины выделяется как Печоро-Ильчская моноклираль – структура второго порядка в составе ВПВ. Структурные планы которой по поддоманиковым, наддоманиковым, нижнекаменноугольным и пермским отложениям значительно отличаются.

В пределах изучаемой северо-западной части впадины, а также вблизи зоны сочленения с Печоро-Кожвинским мегавалом и Среднепечорским поперечным поднятием, по материалам сейсморазведки установлено сложное палеотектоническое строение ВПВ, территория которой во франско-турнейское время представляла собой расчлененную область, состоящую из палеоподнятий, обрамленных палеопргибами. По периферии девонских палеоподнятий выявлена группа рифогенных структур, к числу которых относятся: Шорьельская, Мишьельская, Южно-Лыаяуская, Изъяюская, Еграельская, Гарьская, Южно-Гарьская, Велельская, Белая и ряд других осложнений, которые образуют кольцевую Верхнепечорскую карбонатную банку и одиночные карбонатные постройки. Характерной чертой этих объектов является их неоднозначная выраженность по различным горизонтам осадочного чехла (от смещения в плане до выполаживания). Шельфовый и рифогенный тип разреза, развитый в пределах впадины, вскрыт скважинами 1-Новая, 1-Белая, 1-Динью, и 1-Зап. Вуктыл, 1-Ед. - Ель 11-Ронаель, 228-Вуктыл.

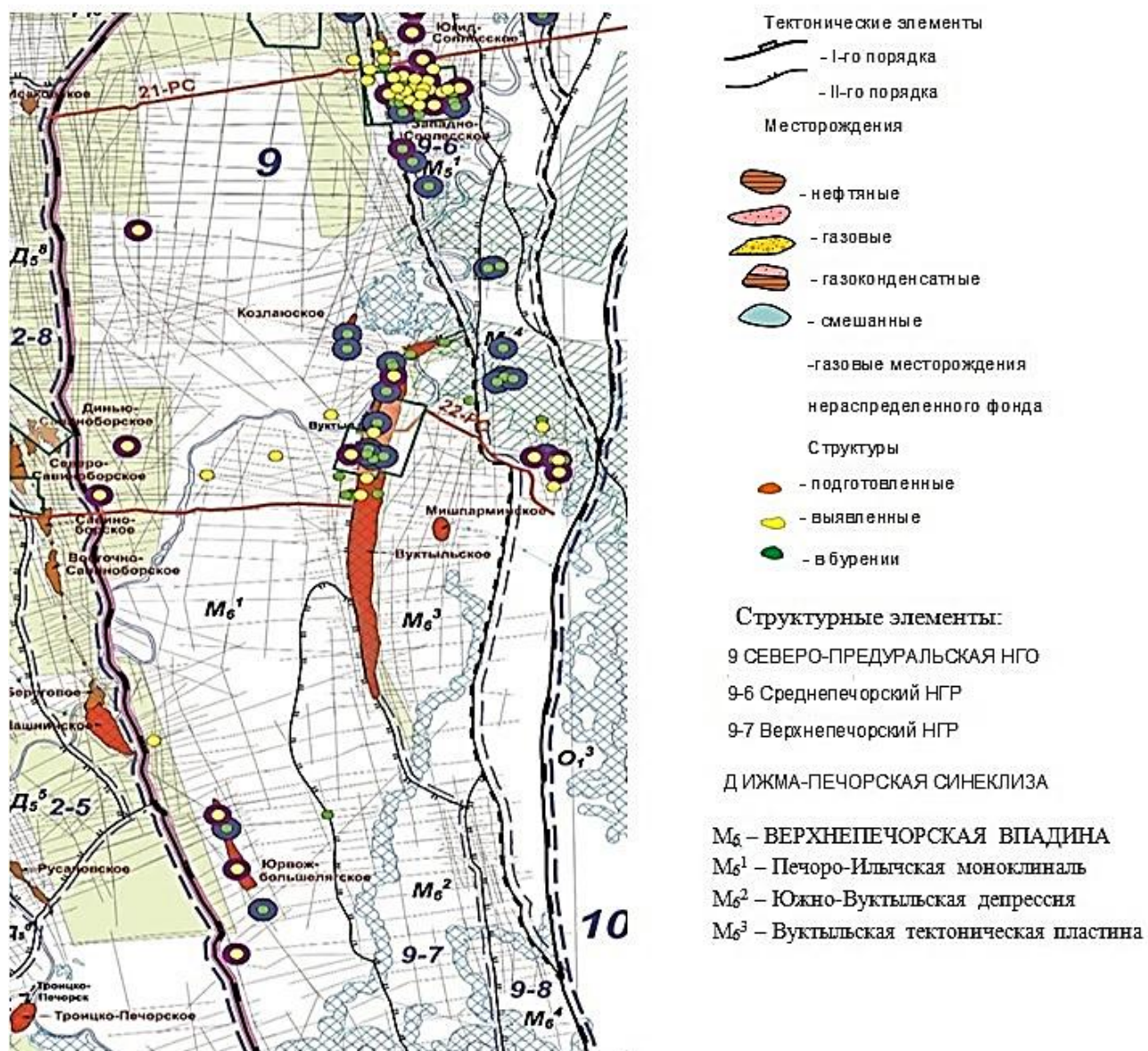


Рис.1. Выкопировка из карты тектонического районирования ТПП

Велаельская рифогенная постройка впервые была намечена и детализирована по результатам сейсморазведочных работ в 1988-93 годах, и представляет собой протяженное тело субмеридиального простирания размерами $22,5 \times 2,0-2,5$ км с предполагаемой мощностью рифа до 340-580 м.

Белая рифогенная постройка подтверждена бурением: мощность рифогенных отложений, вскрытых скважине 2-Белая, составляет около 500 м, в скважине 3-Белая - 365 м. Начиная с раннефаменского времени, палеоподнятия нивелировались выдвигающимся на юго-восток мелководным шельфом.

С учетом фациальных моделей, фациальной зональности и данных бурения скважин были проинтерпретированы временные поля по сейсмическим и региональным профилям вкрест исследуемой части Верхнепечорской впадины. Региональный профиль 21 РС пересекает северную часть ВПВ. Сейсмофациальный анализ, выполненный для палеозойского осадочного чехла, позволил выделить сейсмокомплексы, дать их характеристики и разделить на типы разрезов, а также выделить объекты, перспективные на поиски залежей УВ, с определением их генезиса (рис.2).

Динью-Югидьельская атолловидная банка

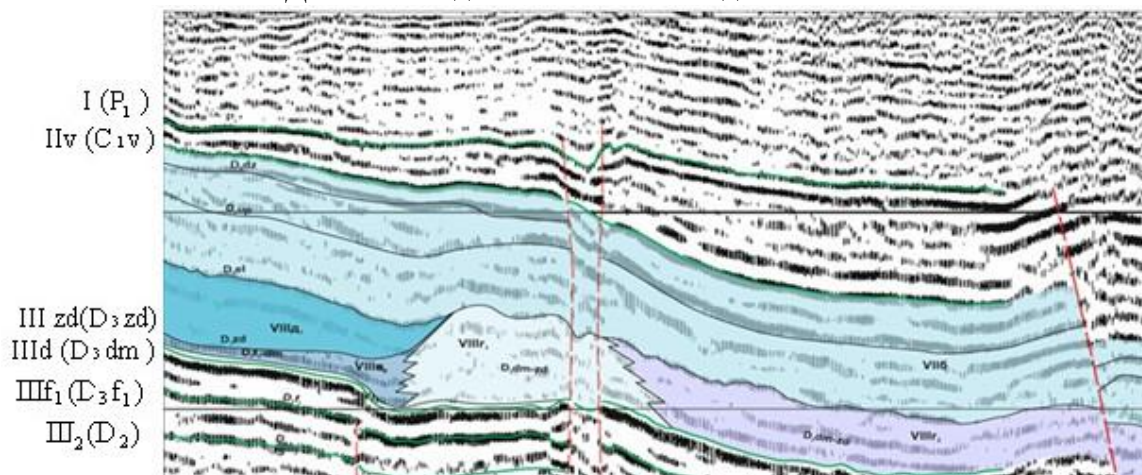


Рис. 2. Фрагмент сейсмофациального разреза по профилю 21РС

По характеру волновой картины на профиле в интервале временного разреза между ОГ III d (D_3dm) и III zd (D_3zd) можно выделить сеймофации, соответствующие шельфовому типу разреза, зоне рифообразования и депрессионным отложениям. В волновой картине для рифогенных построек верхнедевонского возраста характерно локальное увеличение временной мощности между ОГ III d и III zd, наличие структур облекания, понижение интенсивности отражений в толще рифа, а также клиноформное залегание отражений в краевых частях рифа в пределах Верхнепечорской карбонатной банки и одиночных карбонатных построек. По результатам сейсморазведочных работ внешний край банки окаймляется рифовыми массивами доманиково-задонского возраста. Рифовые массивы характеризуются крутыми склонами, обращенными к глубоководной части бассейна и более пологими – во внутреннюю часть банки. Выделенные ранне- и среднефаменские массивы вдоль восточного склона банки классифицируются как барьерные. Во внутренней части банки предполагаются одиночные массивы ранне- и среднефаменского возраста. Вблизи восточного склона банки, в относительно глубоководной области (Белая структура) предполагаются одиночные рифовые массивы доманиково-задонского и барьерные елецко-зеленецкого возраста. В пределах исследуемой части ВПВ была проведена комплексная интерпретация данных сейсморазведки и гравиразведки, в частности, выполнено геоплотностное моделирование с целью выявления плотностных неоднородностей, связанных с рифообразованием.

Адекватные реальной среде геолого-геофизические модели исследуемых на нефть и газ территорий необходимы для улучшения качества прогноза нефтегазоносности. Для их построения используются различные методы решения обратных задач геофизики [1-3]. Для решения поставленных задач выполнялось построение *моделей распределения плотности* по системе профилей в фиксированной области нижнего полупространства как функции пространственных координат допускается введение разного рода ограничений, сужающих множество допустимых распределений плотности. Данные модели наиболее эффективны при поиске зон аномальных значений плотности описания сложнопостроенных объектов, когда необходимо «увидеть» основные очертания при невысокой требовательности к точности восстановления значений плотности.

Методы решения обратных задач гравиметрии в рамках критериального подхода основаны на получении решения обратной задачи - единственного из множества эквивалентных - с помощью минимизации некоторого функционала (критерия оптимальности J), сконструированного на основе дополнительной информации о параметрах среды. В рамках данной технологии для крупных плотностных структур осадочных бассейнов могут быть использованы различные модельные представления геологической среды. Используемый критерий оптимальности позволяет учитывать задаваемую величину отклонения параметра плотности от начального приближения, а также дает возможность вводить разную степень варьирования изучаемого параметра, в частности, в пределах изучаемого комплекса пород, согласно имеющейся априорной информации. Таким образом, мы можем оценить влияние плотностных характеристик определенных глубин в гравитационном поле. В настоящее время используются и другие критерии оптимальности, в частности, учитывающие уравнения движения материи в качестве составляющей эволюционно-динамического критерия оптимальности. Неопределенность, нечеткость параметра $\sigma(v)$, который требуется восстановить, позволяет представить его как нечеткую величину, что позволяет оценить количественно достоверность данных, и поэтому может использоваться для формирования критерия отбора наилучшего решения $J[\sigma(v)]$.

Предложенная технология основана на методике, которая заключается в следующем.

1. *Анализ геологической информации.* Для структурно-плотностного моделирования требуются: скоростные характеристики, наблюдаемое гравитационное поле по профилям, данные по скважинам на изучаемой территории.

2. *Установление зависимостей между физическими параметрами среды.* Скорости пересчитываются в плотности, при этом учитывается вся имеющаяся геологическая информация об объекте.

3. *Формирование нулевого приближения.* При помощи программы PlayGround решается прямая задача гравиразведки (и структурная и плотностная), получаем нулевое приближение по каждому профилю.

4. *Решение двумерной обратной задачи гравиразведки.* Импорт данных в GeoVIP и решение обратной задачи в критериальной постановке.

Изложенная выше методика была применена при моделировании геологической среды на исследуемом участке для трассирования рифогенных построек и выделении участков, перспективных для залежей углеводородов. Результаты решения обратной задачи гравиразведки в классе распределения плотностей приведены на рисунке 3.

Контрастными объектами разреза доманиково-нижнепермских карбонатных отложений являются доманико-фаменские разнотипные рифы, соответствующие одиночному рифу Исаковского месторождения, рифовому барьеру в составе Западно-Вуктыльской атолловидной постройки, одиночному рифу структуры Белой, с плотностями от 2,78 до 2,76 г/см³, депрессионные отложения – 2,68-2,66 г/см³. Исаковская структура входит в состав Мичаю-Пашнинского вала, имеющего инверсионную природу над Илыч-Чикшинской системой разломов. Наличие разломов на западе профиля подчеркивается вертикальным блоком плотностью 2,92-2,94 г/см³, который вполне может отвечать интрузивным породам, внедрившимся

по нарушению. Дайка диабазов вскрыта скважиной 4-Исаково внутри карбонатов верхнего девона плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$. Гравитационное поле соответствует поведению кровли фундамента, т. е. понижению с запада на восток. В пределах Печоро-Ильчской моноклинали выделяются разновозрастные рифогенные постройки с плотностными аномалиями от $2,76$ до $2,74 \text{ г/см}^3$, которые разделены участками с пониженными отметками плотности от $2,69$ до $2,67 \text{ г/см}^3$.

В результате геоплотностного моделирования были определены области разуплотнения, приуроченные к депрессионным осадкам и зонам дробления, и участки с повышенной плотностью, соответствующие зона рифообразования.

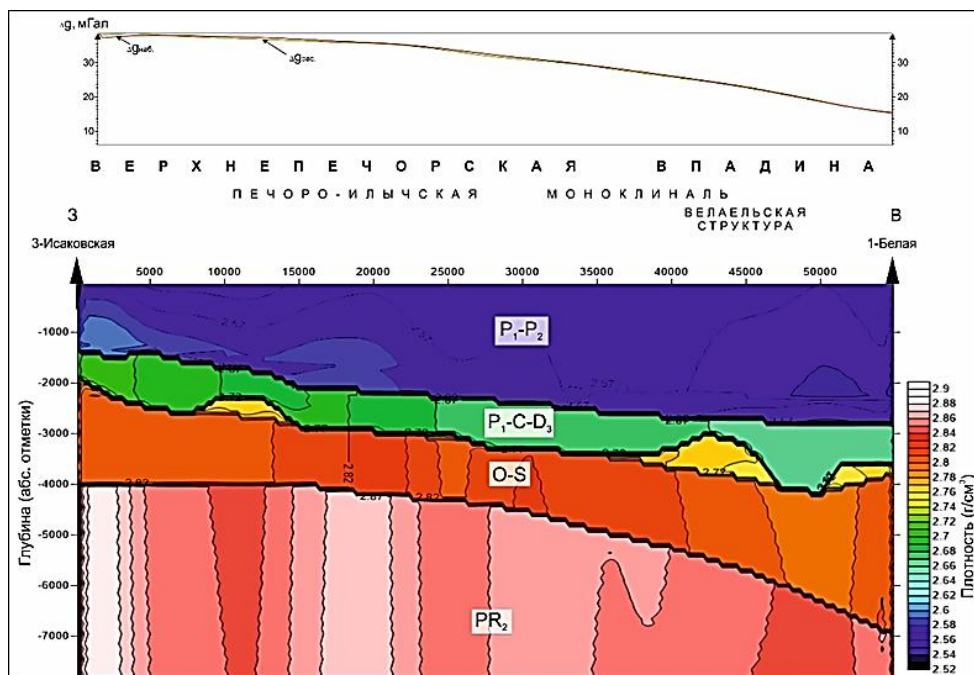


Рис. 3. Геоплотностной разрез по линии скважин Исаково-Белая

Таким образом, комплексная интерпретация данных сейсморазведки, гравиразведки, анализ данных бурения в пределах северного сегмента Верхнепечорской впадины, позволила наметить участки, перспективные в нефтегазоносном отношении, приуроченные, в основном, к терригенным средне-верхнедевонскими отложениям, рифогенным постройкам верхнедевонского возраста, а также карбонатным и терригенным отложениями визейского яруса.

Список литературы

1. Вельтистова О.М., Мотрюк Е.Н. Современные отечественные программные комплексы интерпретации гравимагнитных данных / Известия Коми научного центра УрО РАН. – № 3 (15) / 2013. – С. 70-80.
2. Кобрунов А. И. Математические методы моделирования в прикладной геофизике. Избранные главы / Учебное пособие. Часть 2. Системный анализ и моделирование в условиях неопределенности. Ухта, УГТУ, 2014г., 154 с.
3. Мотрюк Е.Н., Вельтистова О.М. Моделирование геологической среды Вуктыльской площади при помощи современных компьютерных технологий / Успехи современного естествознания. №7. -2018. - С. 95-102.

ДИНАМИКА ОБОГАЩЕННЫХ МАНТИЙНЫХ МАГМ В КРАЕВОЙ ЗОНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Володькова Т.В. (ИТуг ДВО РАН, г. Хабаровск, tat-volodkova@yandex.ru)

Аннотация. Дана модель рудогенеза крупных месторождений, связанных с астеносферными горячими точками в краевой зоне Сибирской платформы. Температуры плавления руд вдоль краевой зоны подчиняются логистической зависимости. Простейшая модель рудогенеза определяется гидродинамической неустойчивостью Тейлора.

Ключевые слова: горячие точки, температура плавления, логистическая кривая, тейлоровская неустойчивость.

Краевая северо-восточная зона Сибирской платформы трассирует древние зеленокаменные пояса и крупнейший Учуро-Майский диаклиз [6]. На северо-востоке зона упирается в кулисообразную чешуйчато-надвиговую зону Нельканских разломов, по форме близкую структуре «конский хвост». Такое строение характерно при столкновении нескольких жестких плит с косым сдвигом. Следовательно, смежные блоки завершили основное формирование и приобрели «жесткость» уже в архее-протерозое; в конце этого периода в краевой зоне образованы зеленокаменные пояса и протерозойские дайки основного состава. В мезозое регион претерпел тектоно-магматическую активизацию, за счет чего в краевой зоне сформировалась цепь горячих точек диаметром порядка 150-100 км.

Юго-западным концом краевая зона упирается в Мая-Селемджинский плюм – выделенную по комплексу геофизических признаков структуру условно астеносферного заложения [4]; глубже корни структуры проследить по имеющимся данным не удалось. С юго-запада на северо-восток в цепи субравномерно распределены близкие по размерам современные Зейская, Верхне-Зейская, Арбарастахская горячие точки [1, 4], остывшие, Кондер, Ингили (рис. 1).

Современные горячие точки принципиально отличаются от остывших наличием аномального разуплотнения в относительно приподнятой верхней астеносфере (по данным сейсмогравитационного моделирования). У остывших точек Кондер, Ингили дифференциация плотности на границе литосфера – астеносфера отсутствует; вдоль краевой зоны на северо-восток глубина кровли астеносферы и границы Мохо резко возрастает [1, 5].

Трактовка: в мезозое, за счет процессов тектоно-магматической активизации, в вполне проницаемой краевой зоне, сформировался поток обогащенных астеносферных магм Мая-Селемджинского плюма; они поднимались в нижнюю литосферу в ареалах современных горячих точек. По современным представлениям, наименьшей вязкостью отличается слой вблизи кровли астеносферы. Этот высокотемпературный поток скатывался по границе слабо вязкого слоя проницаемой краевой зоны на северо-восток, частично взаимодействуя с вмещающими породами и перерабатывая их. В ареалах Зейской, Верхне-Зейской горячих точек глубина до кровли астеносферы по В.Я. Подгорному составляла 70-80 км, в ареале Ингили она была уже 120-130 км; относительное заглубление астеносферы составило 50 км [1, 5].

При формировании ареалов горячих точек объемы магмы, субравномерные расстояния между точками и их диаметр постепенно уменьшались, что подтверждается результатами геолого-геофизической интерпретации. Возникновение цепи горячих точек объясняется подъемом более легкого и горячего (текучего) астеносферного вещества выше более плотного и холодного верхнемантийного слоя, (последний, вероятно, типа ДМ, деплетированная мантия); поток достигает границы Мохо, возможно, низов земной коры. Теоретически, в простейшем случае, взаимодействие двух горизонтальных слоев разной плотности и вязкости в гравитационном поле описывается тейлоровской неустойчивостью. В таком случае, при движении по профилю, со временем, на смещающиеся вверх жидкие частицы действуют все более возрастающие архимедовы силы выталкивания, поэтому, даже при значительном заглублении границы астеносферы и уменьшении объема потока, он достигает земной коры,

формируя месторождения [3]. Тейлоровская неустойчивость характерна для потоков переменной плотности по вертикальной оси, в действительности модель намного сложнее. Кроме переменной плотности потока неустойчивость создают наличие твердых частиц в условно жидком потоке, рост давления и температуры за счет заглубленной кровли астеносферы, не менее чем на 450-500 градусов [1, 5]. Влияние этих фактов еще предстоит оценить; все они создают гравитационную волну в условной жидкости и объясняют возникновение цепи горячих точек. Горячее астеносферное вещество изначально было обогащено рудными элементами, а также экстрагировало его из вмещающих пород, за счет чего в краевой зоне возник ряд крупнейших месторождений золота, радиоактивных и редких элементов, платины, циркония. Тип месторождений вдоль зоны закономерно меняется, в соответствии с температурами плавления основных руд (рис.2), образуя кривую, по форме близкую к логистической.

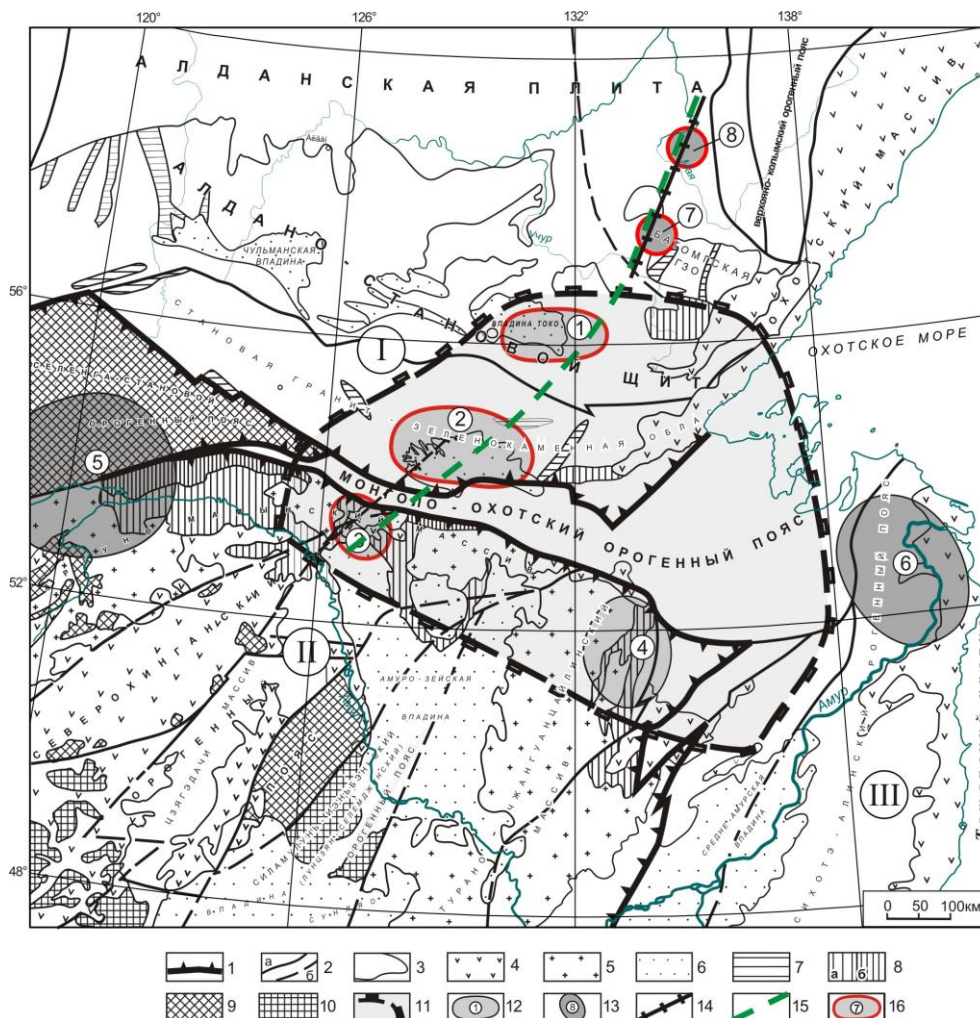


Рис.1. Литосферные блоки сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов (по материалам Л.П. Карсакова, Чжао Чунцин и др., Малышева и др. [6]).

1 – границы крупных тектонических подразделений (римские цифры в кружках): I – Сибирская платформа (Алдано-Становой щит), II – Центрально-Азиатский тектонический пояс, III – Тихоокеанский тектонический пояс (Сихотэ-Алинский орогенный пояс); 2 – системы разломов: а-установленные, б-предполагаемые; 3 – границы структур; 4 – вулканические пояса; 5 – выходы фундамента массивов (микроконтинентов); 6 – мезозойско-кайнозойские осадочные впадины; 7 – зеленокаменные пояса; 8 – трюги окраин: а-палеозойские б-мезозойские; 9 – раннепалеозойские (каледонские) орогенные пояса; 10 – позднепалеозойские (герцинские) орогенные пояса; 11 – проекция на поверхность мантийного среза плюма (литосферный Мая-Селемджинский блок): горячие точки (арабские цифры в кружках): 12 – современные: 1-Токинская (Арбарахстахская), 2-Верхне-Зейская, 3-Зейская, 4-Верхне-Буреинская; 13 – остывшие: 5-Верхне-Амурская, 6-Нижне-Амурская, 7-Кондер, 8-Ингили; 14 – Учуро-Майский диаклиз; 15 – зона корреляции горячих точек; 16 – горячие точки краевой зоны Сибирской платформы.

Примечание: в границах крупнейших структур I - III выделены только основные в контексте статьи структурные элементы.

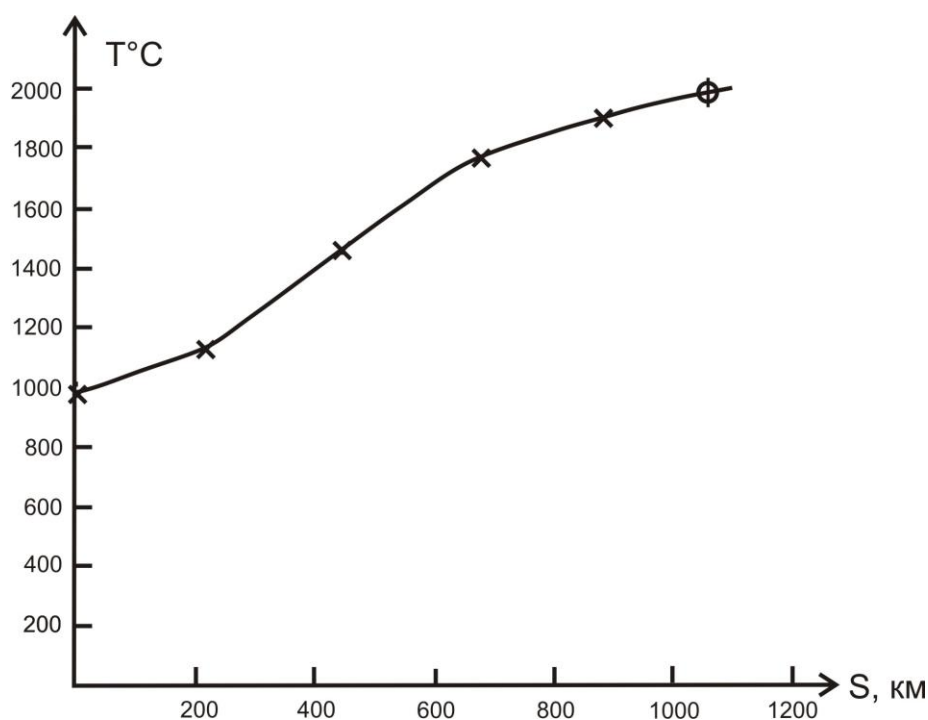


Рис.2. Зависимость расстояний между эпицентрами горячих точек и средними температурами плавления руд

S – расстояние по профилю краевой зоны (км), T (C) – средняя температура плавления руд, x – параметры эпицентров горячих точек, их номер по профилю (1-Зейская, 2-Верхне-Зейская, 3-Токо, 4-Кондер, 5-Ингили, 6-Нельканская зона), \emptyset -гипотетическая температура плавления в Нельканской зоне

Данные о температурах ведущих типов руд, и другие характеристики краевой зоны указаны в табл.1.

Табл.1

Температуры плавления руд краевой зоны рифтов и расколов.

№ п.п.	Название горячей точки	Основные рудные объекты	Ведущий тип руд	Температура плавления, С *1	Средняя T, С	Средняя плотность, г/см ³
1	Нижне-Зейская	Пионер, Покровка	Золото, серебро	961-1063	982	10,5 – 19,3
2	Верхне-Зейская	Кун-Манье	Медь, золото	1063-1085	1074	8,9 – 19,3
3	Токо	Арбарастах	Редкие земли, торий, уран	1132-1755	1444	11,7 – 19,0
4	Кондерская	Кондер	Платина, платиноиды	1730-1820	1775	21,5
5	Ингили	Алгома, ингилиты (?)	Цирконий, алмаз(?)	1855-2000(?)*2	1928	6,5
6	Сетге-Дабанская зона	(?)	Признаки битума, нефтепродуктов	нет	нет	нет

Примечания. 1. Указаны пределы температур плавления руд.

2. Температура, при которой алмаз сгорает, превратившись в графит, без доступа кислорода, составляет порядка 2000 градусов.

Таким образом, сначала в ареале Зейской точки, формируются наиболее легкоплавкие руды (золото, серебро), в конце, из остатков обогащенных магм – наиболее тугоплавкие. Положим, начальная температура астеносферного потока достигала 900-1000 градусов. Тогда в ареале современной Зейской точки полностью растворялись и всплывали вверх самые легкие рудные элементы: серебро, золото; прочие присутствовали в магме в виде твердой взвеси; обладая большой плотностью, они оседали на дно магматического резервуара: происходила естественная дифференциация по плотности. В ареалах остывших точек Кондер, Ингили, непосредственного притока вещества из нижележащей астеносферы уже не было, присутствовали остаточные порции начального обогащенного астеносферного вещества. Тем не менее, с учетом роста давления, температура нижней литосферы росла; в конце профиля, даже при отсутствии астеносферной составляющей, она достигала порядка 1000-1100 градусов [2]. Температура плавления части руд на профиле много выше, поэтому они могли перемещаться в рудных растворах в виде твердой взвеси. Твердые, тяжелые частицы руды, вначале оседавшие на дно резервуара, выталкивались на поверхность только за счет закономерного возрастания выталкивающей архимедовой силы. Например, известно, что на Кондере большая часть рудного вещества переносилась из мантии в виде твердых частиц ферроплатины, что подтверждает эту модель.

Логистическая кривая плавления руд описывает вероятность формирования последовательности крупных рудных месторождений при изменении основных параметров (температура плавления руд, их плотность и расстояние между кровлями слоев разной плотности). От величины $\Delta H = H_1 - H_2$, (где H_1 - глубина астеносферного слоя, H_2 – глубина границы Мохо) зависит расстояние между кровлями слоев разной плотности и выталкивающая сила.

Логистическая кривая на рис.1 описывает три стадии процесса магмогенеза и рудообразования: начальную, основную и заключительную.

1. Начальная стадия описывает возникновение рудного потока на относительно небольшой глубине 60-80 км (Зейская горячая точка, отрезок до Верхне-Зейской горячей точки). В обеих точках условия по температуре и глубине близки, возможен приток вещества из нижележащей астеносферы, логистическая кривая имеет слабый наклон. Здесь выплавляется основная масса легкоплавких магм и сопутствующих им рудных элементов (серебро, золото, медь; более тяжелые руды оседают на дно магматического резервуара). Верхне-Зейская горячая точка расположена ближе к центру Мая-Селемждинского плюма, за счет чего ее температура может быть несколько выше.

2. Стадия энергичного развития обогащенного мантийного потока (участок от Верхне-Зейской горячей точки до Ингили), с высоким наклоном логистической кривой. Здесь выталкивающая сила резко растет, происходит дифференциация обогащенных магм и формирование небольших по объему мантийных диапиров. Заметно, что на этом участке закономерно и резко растет не только температура плавления руд, но также их плотность. Вероятно, в потоке астеносферных магм (мантийном резервуаре) возникает несколько горизонтов рудных взвесей; этим определяется рудная дифференциация. Очередной из рудных горизонтов выталкивается вверх и формирует крупное месторождение при достижении выталкивающей силой критического значения.

3. Стадия отмирания системы (участок от Ингили до зоны Нельканских разломов), логистическая кривая выполаживается, плотность руды резко падает. При высокой выталкивающей силе на площади Ингили и в Нельканской зоне выплавляются остаточные порции магм.

Имеющиеся геолого-геофизические данные позволяют уточнить эту модель и использовать ее для изучения рудной продуктивности системы.

Список литературы

1. Володькова Т.В., Подгорный В.Я. Геолого-геофизические характеристики горячих точек Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. Т.29, №1. С. 67-82.

2. В.В. Кузнецов. 20 лекций по физике Земли: учебное пособие. Горно-Алтайск: ГАГУ, 2012. 394 с.
3. Монин А.С. Гидродинамическая неустойчивость. 1986. 105 с.
4. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Корсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV Тектон. совещ. Т.1. М.: ГЕОС, 2002. С. 325-328.
53. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Каплун В.Б. и др. Геофизическая характеристика и металлогения Востока Алдано-Станового щита (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т.31, №4. С. 3-16.
6. Tectonic map of the Central Asian-Pacific belts Junction Area. S. 1:1500000 / Compiled by Karsakov L. P., Zhao Chunjing et al. RAS FEB Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics; China Geological Survey; Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources. Khabarovsk-Shenyang, 2001. 6 sh.

ТЕХНОЛОГИЯ ДЕТАЛЬНОГО ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Воронова Т.А. (ВГУ, г. Воронеж, voronova@geol.vsu.ru),

Глазнев В.Н. (ВГУ, г. Воронеж),

Муравина О.М. (ВГУ, г. Воронеж)

Аннотация. Рассматривается технология построения детальных трехмерных плотностных моделей верхней части коры Воронежского кристаллического массива по гравиметрическим и петрофизическим данным. Использование предлагаемой технологии позволяет получить 3D-модель отражающую особенности строения участка.

Ключевые слова: гравитационное поле, плотностное моделирование, строение участка, петроплотностная модель.

В работе представлена технология построения детальных плотностных моделей верхней части коры на основе комплексной интерпретации геологической, петрофизической и геофизической информации. Достоверность результатов определяется их соответствием априорной информации и геофизическим полям.

Одним из важных аспектов построения трехмерных плотностных моделей является формирование стартовой модели, которая играет важную роль в обеспечении геологической содержательности решения. Эта модель строится на основе априорной информации, и обобщает петрофизические и геологические данные, относящиеся к территории исследований. При решении обратной задачи стартовая модель описывается значительным числом параметров и характеризуется высокой степенью сложности. Фактически в процессе инверсии поля осуществляется уточнение стартовой модели в заданных пределах изменения параметров с целью получения распределения масс эквивалентных наблюдаемому полю.

При этом качество моделирования на основе инверсии поля силы тяжести повышается пропорционально количеству и качеству априорных данных, используемых при создании стартовой модели.

Исходными данными для моделирования в условиях Воронежского кристаллического массива являются: геологическая и топографическая основа, региональная плотностная модель литосферы, построенная для всей территории Воронежского кристаллического массива; соответствующее этой модели региональное гравитационное поле, петроплотностная модель осадочного чехла и кристаллических пород; значения мощности «гравиактивного» слоя, полученные по результатам статистического анализа аномального поля.

Трехмерная региональная плотностная модель центральной части Восточно-Европейской платформы задает распределение плотности на кровлях и подошвах слоев

верхней, средней и нижней коры, в переходном слое и верхней мантии до глубины 80 км [1-4]. Решение прямой задачи гравиметрии для разработанной модели позволяет с необходимой точностью оценить региональную составляющую поля для любой территории в пределах региона.

При построении детальных плотностных моделей верхней части кристаллической коры также необходимо учитывать гравитационный эффект осадочного чехла, который вычисляется на основе петроплотностной модели осадочных пород [5,6].

Предлагаемая технология была опробована на ряде участков, расположенных в пределах Воронежского кристаллического массива [7-11]. При создании стартовой модели учитывались особенности строения и расположения каждого конкретного участка. Так положение верхней кромки задавалось в соответствии с глубиной залегания поверхности кристаллического фундамента, а нижняя граница соответствовала положению подошвы «гравиактивного» слоя для данной территории [12,13].

Модель была сформирована на трехмерной сетке, так чтобы она охватывала всю мощность «гравиактивного» слоя изучаемой среды. Мощность отдельных слоев сетки по вертикали увеличивалась с глубиной от 0,5 до 4 км, что, естественно, снижает детальность представления модели с увеличением глубины.

На границах слоев модели в соответствии с петрофизическими данными региона задавались абсолютные значения плотности. Переход к избыточным значениям плотности осуществлялся путем вычитания значений плотности региональной модели, которые были проинтерполированы в точки сетки области моделирования. Также в каждой точке детальной трехмерной модели задавались минимальные и максимальные ограничения по плотности и значения весовой функции.

Инверсия гравитационного поля в плотность осуществлялась на основе алгоритма квазинормального решения обратной задачи в трехмерной постановке в декартовых координатах. Решение обратной задачи было выполнено при помощи программы, основанной на использовании модифицированного метода локальных поправок, который позволяет эффективно работать с входными данными, представленными большими массивами чисел [14]. Устойчивость решения достигается за счет организации итерационного процесса таким образом, чтобы в каждой расчетной точке последовательно выполнять коррекцию стартовой модели.

Накопленный опыт построения детальных моделей выявил ряд вопросов, которые потребовали дальнейшего анализа. В частности, была исследована возможность корректировки стартовой модели по характеру изменения невязки, которая привела к модификации алгоритма инверсии поля. На рисунке 1 представлена блок-схема технологии детального плотностного моделирования.

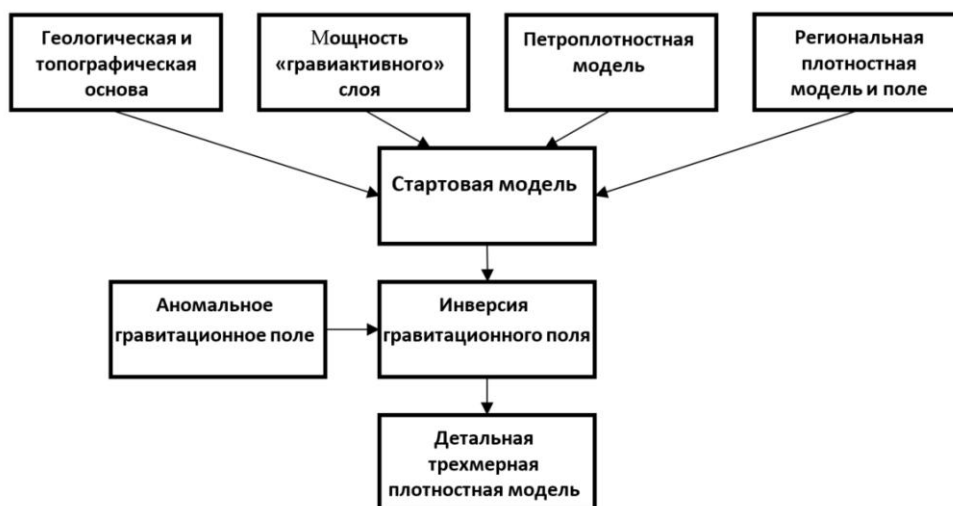


Рис.1. Блок-схема технологии детального плотностного моделирования

Список литературы

1. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежской кристаллического массива // *Материалы 15-ой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле»*, М.: ИФЗ РАН, 2014. – С. 171-173.
2. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // *Вестник ВГУ. Сер. Геология*, 2016. – № 1. – С. 108-114.
3. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 2016. – Вып. 29, № 1. – С. 53-63.
4. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // *Вестник ВГУ. Сер. Геология*, 2017. – № 4. – С. 5-23.
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., 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.
7. Воронова Т.А., Муравина О.М. Детальное плотностное моделирование верхней части Воронежского кристаллического массива // *Вестник ВГУ. Сер. Геология*, 2014. – № 2. – С. 150-154.
8. Глазнев В.Н., Воронова Т.А., Антонова И.Ю., Муравина О.М. Методика и результаты 3D плотностного моделирования при изучении строения верхней коры Воронежского кристаллического массива // *Материалы 42-ой сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей»*. Пермь: ГоИУрО РАН, 2015. – С. 49-52.
9. Муравина О.М., Воронова Т.А., Антонова И.Ю., Груздев В.Н. Результаты детального плотностного моделирования верхней части коры Воронежского кристаллического массива // *Вопросы естествознания*, 2017. – № 1 (13). – С. 67-70.
10. Воронова Т.А., Муравина О.М. Построение детальных плотностных моделей никеленосных интрузий в пределах Воронежского кристаллического массива // *Вопросы естествознания*, 2017. – № 1 (13). – С. 63-67.
11. Воронова Т.А., Глазнев В.Н., Муравина О.М., Антонова И.Ю. Плотностное строение кристаллической коры юго-западной части Липецкой области // *Материалы 45-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей»*. Казань: КФУ, 2018. – С. 94-95.
12. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры воронежского кристаллического массива // *Вестник ВГУ. Сер. Геология*, 2014. – № 4. – С. 78-84.
13. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Кислова Е.Б. Мощность гравиактивного слоя верхней части земной коры Воронежского кристаллического массива по результатам стохастического анализа гравитационного поля // *Материалы 42-ой сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей»*. Пермь: ГоИУрО РАН, 2015. – С. 46-48.
14. Муравина, О.М., Глазнев В.Н. Метод локальных поправок при плотностном моделировании строения литосферы. // *Материалы VIII научных чтений им. Ю.П.*

Булашевича «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей». Екатеринбург, 2015. – С. 249-252.

ОПТИМАЛЬНОЕ ЗАМОЩЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ЭЛЕМЕНТАРНЫМИ ЯЧЕЙКАМИ ПРИ РЕШЕНИИ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Ворошилов В.А. (АО «ВНИИ Галургии», г. Пермь, Vladislav.Voroshilov@uralkali.com)

Аннотация. Разработан алгоритм решения прямой задачи магниторазведки от двумерных тел произвольной формы. Произведена оценка качества алгоритма бланкирования. Определена форма зависимости среднеквадратического отклонения от размера ячейки. Сделаны выводы о наилучшем способе замощения произвольных многоугольников.

Ключевые слова: алгоритм решения прямой задачи, блочное моделирование, прямая задача магниторазведки, оптимальный размер ячейки.

Решение прямых задач является основополагающим как при проектировании, так и при интерпретации результатов любых геофизических работ. Прямая задача магниторазведки – определения магнитного поля, создаваемого намагниченным телом (телами) заданной формы, объема и характера намагничения. Прямая задача – аналитическая процедура, с помощью которой модели объекта ставится в соответствие модель поля. Основной проблемой при моделировании реальных геологических сред является сложность конфигурации для математического представления, поэтому при решении прямых задач используются физико-математические модели. При создании моделей используются различные приемы их упрощения. Так, наиболее часто используемыми упрощениями являются геометрическое и петрофизическое [1,3,4]. Для более точного приближения моделей геологических тел к реальности, особенно со сложной конфигурацией, следует использовать метод блочного моделирования.

Если представить геологическую среду совокупностью элементарных ячеек и задать каждой ячейке свое значение намагниченности, то мы одновременно произведем и геометрическое и петрофизическое упрощение. Если задать значение намагниченности только ячейкам, которые находятся в пределах контура какого-либо объекта и рассчитать суммарное поле от конечного количества ячеек, то в зависимости от размера ячейки полученное поле будет с достаточной точностью совпадать с полем «реального» объекта. Очевидно, что чем меньше размер ячейки, тем меньше расхождений будет между модельным и реальным полем. Но не нужно минимизировать размер ячейки блочной модели объекта, поскольку с уменьшением ячейки экспоненциально растет время математических расчетов. Следует определять оптимальный размер ячейки, при котором достигается требуемая точность аппроксимации при минимальном времени выполнения математических расчетов.

Для автоматизации решения прямой задачи от объекта, представляющего собой произвольный многоугольник, не имеющий внутренних пересечений, была написана программа «Контур 2D». Для написания программы и создания графического интерфейса был использован язык программирования «FreePascal» и среда программирования Lazarus. Основной алгоритм программы можно разделить на несколько основных этапов:

1. Задание начальной модели сетки;
2. Определение ячеек сетки, находящихся в пределах контура;
3. Задание намагниченности для каждой из ячеек;
4. Решение прямой задачи от ячеек с ненулевой намагниченностью.

Считается, что ячейка находится в контуре, если количество пересечений контура объекта с любой прямой, берущей начало в центре ячейки и уходящей в бесконечность, является нечетным числом [5]. В программе для упрощения расчетов прямая уходит строго горизон-

тально вдоль положительного направления оси X. Проверка пересечения отрезков производится по оценке знака пары векторных произведений.

Для контроля качества данного алгоритма было выполнено сравнение теоретическое количества ячеек, полученного по формуле (1) со значением, полученным после работы алгоритма. Проверка заключалась в том, чтобы алгоритм не разбивал тело на количество ячеек большее, чем теоретический максимум. По итогу 5 проверок для каждой из 4 моделей, все замощения отвечали требуемому условию (табл. 1).

$$v = 1 + \frac{2P}{\pi a} + \frac{S}{a^2}, \quad (1)$$

где v – максимальное количество ячеек, которыми можно аппроксимировать тело; a – размер стороны ячейки; P – периметр тела; S – площадь тела [2].

Площадь тела определяется по формуле площади Гаусса (2):

$$S = \frac{1}{2} \left| \sum_{i=1}^{i=n} (x_i y_{i+1} - x_{i+1} y_i) \right| \quad (2)$$

где n – количество вершин произвольного многоугольника, а $x_{n+1}=x_1$, $y_{n+1}=y_1$.

Таблица 1.

Проверка правильности работы алгоритма

№ модели	Размер ячейки, м	Практическое количество ячеек	Теоретический максимум	% практического значения от теоретического максимума
1	10	16	17	94%
	5	49	52	94%
	2	256	264	97%
	1	961	978	98%
2	10	14	32	44%
	5	56	92	61%
	2	358	447	80%
	1	1455	1621	90%
3	50	52	86	60%
	25	200	270	74%
	10	1239	1412	88%
	1	123109	124896	99%
4	50	124	193	64%
	25	487	633	77%
	10	3013	3437	88%
	1	299027	312749	96%

Отдельно следует отметить, что формула показывает именно максимальное количество квадратных ячеек с заданной стороной, которыми можно аппроксимировать данное тело. Например, если аппроксимировать квадрат со стороной 30м квадратными ячейками со стороной 30 м, то согласно формуле (1) максимальное количество таких ячеек будет равно 4. Очевидно, что наиболее оптимально заполнить модельное тело 1 ячейкой.

Всем ячейкам, находящимся в контуре, задается значение намагниченности (либо постоянное, либо математическая функция от координат). Происходит расчет вертикальной составляющей вектора магнитной индукции от каждой отдельно взятой ячейки (3), суммирования полей от каждой из ячеек, перевод единиц измерения из А/м в нТл и сохранение файла с суммарной прямой задачей от блочной модели.

$$Z = Ja^2 \frac{2h^2 - x^2}{(h^2 + x^2)^{2.5}}, \quad (3)$$

где Z – вертикальная компонента магнитного поля; J – значение намагниченности, h – расстояние по вертикали от поверхности наблюдения до центра ячейки; x – расстояние по горизонтали от центра ячейки до точки, в которой происходит расчет.

Интерфейс программы (рис. 1) представляет собой окно, в котором задаются минимальные и максимальные значения координат сетки, размер ячейки и значение намагниченности, также присутствуют функции для оценки качества аппроксимации тела. Для начала работы программы следует загрузить контур объекта, для которого будет решаться прямая задача (путем нажатия кнопки «Расчет»). По окончании работы программа предлагает сохранить полученное решение прямой задачи в формате *.txt.

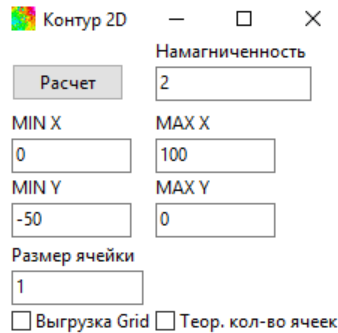


Рис. 1. Интерфейс программы «Контур 2D»

Для оценки оптимального размера ячейки была проведена серия решений прямой задачи с их последующим сравнением между собой, как визуально, так и путем вычисления среднеквадратического отклонения (СКО). Оценка была проведена для двух моделей: первая модель условно описывает докембрийскую часть Мяхайловского месторождения, вторая – часть Стойленского месторождения (рис. 2). Для каждой из предложенных моделей была решена прямая задача для размера стороны ячейки 200 м, 100 м, 50 м, 25 м, 10 м, 5 м, 2.5 м, 1 м. Модели задавались в условной системе координат: ось абсцисс изменялась от 0 до 1000 м, ось ординат – от 0 до -1000 м, намагниченность равна 2 Ам/м.

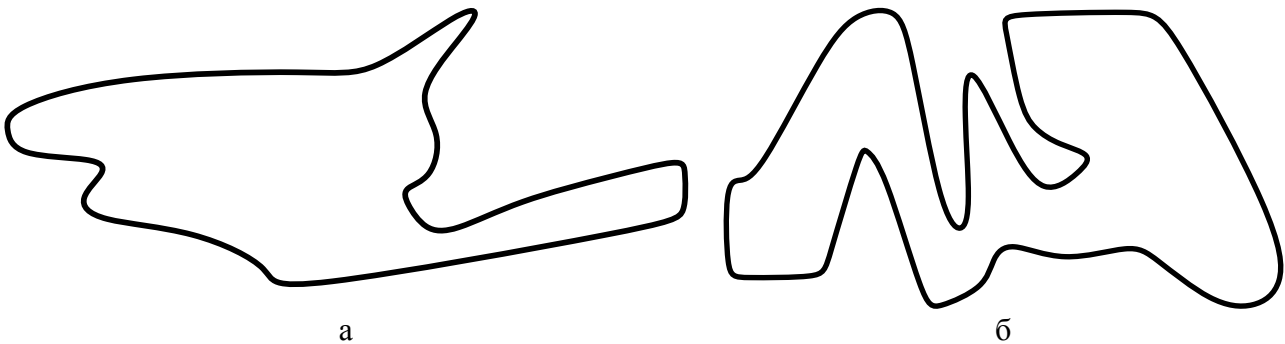
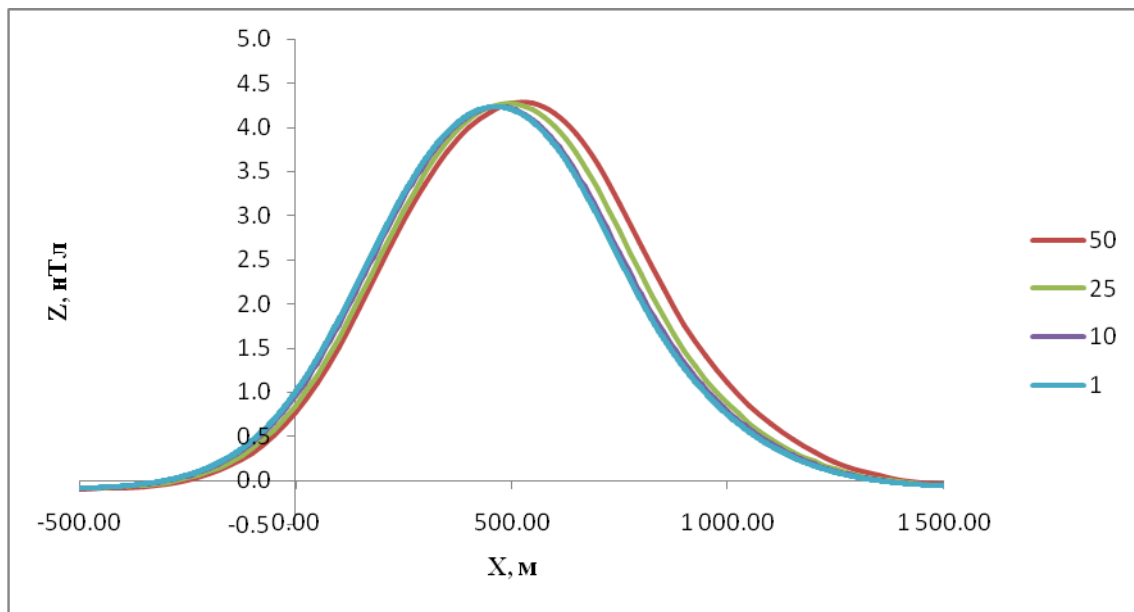


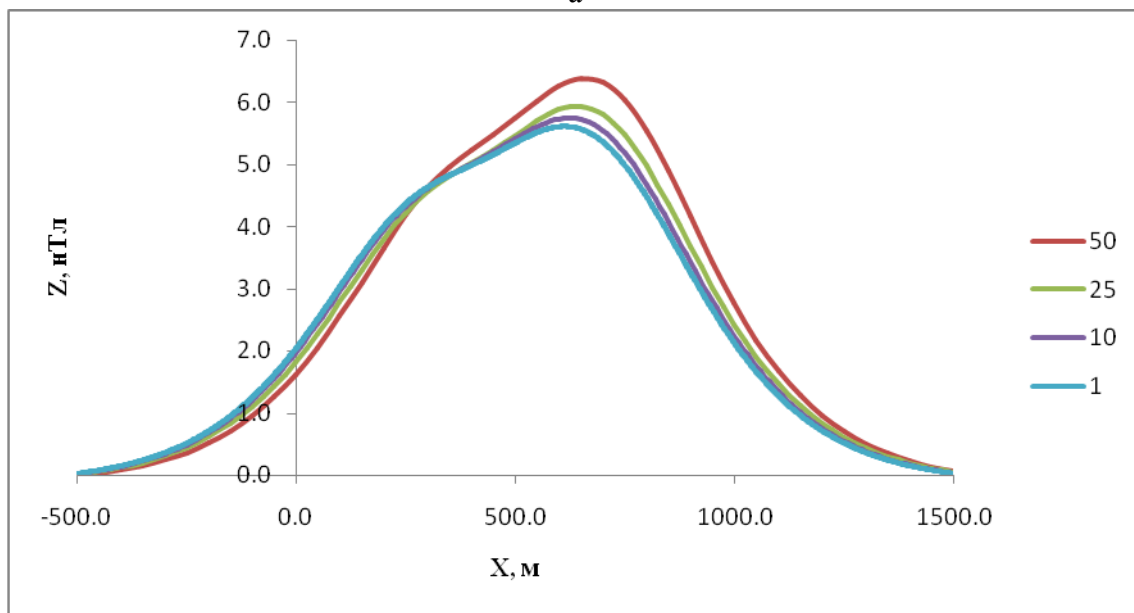
Рис. 2. Контурные модели: а – модель 1, б – модель 2

Графики решения прямых задач для размера ячеек 50 м, 25 м, 10 м, 1 м представлены на рис. 4,5. В результате морфологического анализа решения прямых задач можно сделать вывод, что размер ячеек следует выбирать исходя из геометрии модели, особое внимание следует уделить минимальному размеру отдельных элементов модели, дабы они адекватно отображались по модельному полю. Также была составлена таблица среднеквадратических отклонений решений прямой задачи для размера ячеек 100 м, 25 м, 10 м, 5 м, 2.5 м, 1 м от решения прямой задачи с ячейкой в 50 м для первой модели (табл. 2). Следует обратить вни-

мание, что значение СКО увеличиваются с изменением размера ячейки, и что нет смысла уменьшать размер ячейки меньше 10 м, ибо значения вышли на асимптоту (рис. 4).



а



б

Рис. 3. Контуры моделей: а – модель 1, б – модель 2

Таблица 2.

Сравнение СКО для 1 модели

Размер ячейки, м	СКО, нТл
100.0	0.82
25.0	0.43
10.0	0.54
5.0	0.55
2.5	0.56
1.0	0.55

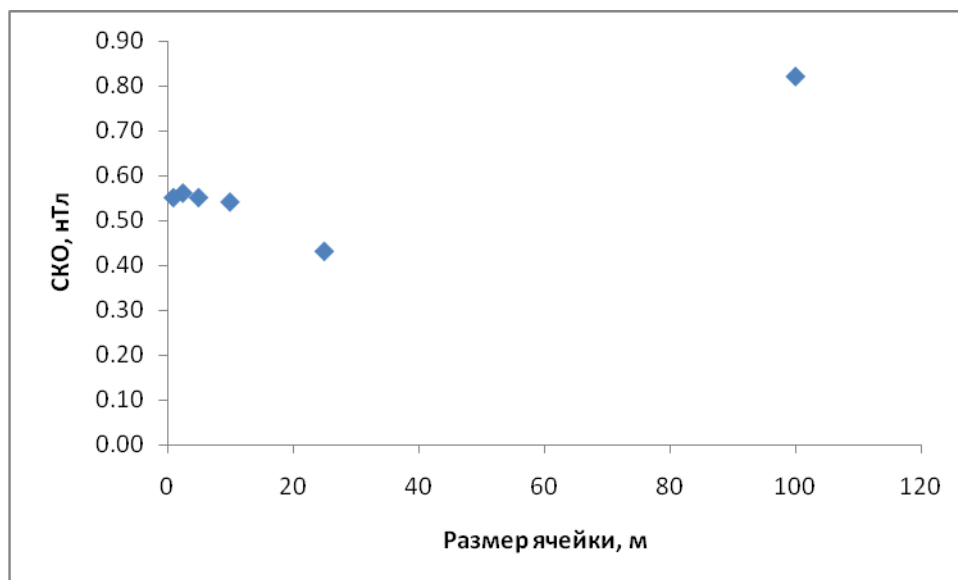


Рис. 4. Зависимость SKO решения прямой задачи для размера ячейки 50 м от изменения размера ячейки

Выбранный алгоритм замощения зарекомендовал себя с положительной стороны удовлетворив как практические (быстродействие, точность), так и теоретические требования. Основываясь на полученной информации, можно сделать вывод, что оптимальный размер ячейки для каждой конкретной модели следует определять серией экспериментов, путем расчета среднеквадратических отклонений, уменьшать размер ячейки становится бессмысленно при выходе графика изменения SKO на асимптоту.

Список литературы

1. Блох Ю.И. Решение прямых задач гравиразведки и магниторазведки. М: Издательство МГГА. 1993. 79 с.
2. Гольдшмидт В. И., Оптимизация процесса количественной интерпретации данных гравиразведки: М., Недра. 1984. 185 с.
3. Магниторазведка. Справочник геофизика. М: Недра. 1990. 470 с.
4. Новиков К.В. Магниторазведка: Учебное пособие. Часть 1. – М.: 2013. 141 с.
5. Тюкачев Н.А. Алгоритм определения принадлежности точки многоугольнику общего вида или многограннику с треугольными гранями. Вестник ТГУ. 2009, № 6. с. 141-144.

СВЯЗЬ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА (НА ПРИМЕРЕ АРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ)

Галиева М.Ф. (ТПУ, г. Томск, mfg2@tpu.ru),

Крутенко Д.С. (ТПУ, г. Томск, dsk37@tpu.ru)

Аннотация. Рассматривается связь теплового поля с нефтегазоносностью посредством изучения распределения глубинного теплового потока на месторождениях полуострове Ямал. Построена схематическая карта глубинного теплового потока Ямала. Зримая корреляция аномалий теплового потока и положения месторождений УВ позволяет рассматривать закономерности поведения теплового поля как критерий нефтегазоносности для арктических районов Западной Сибири.

Ключевые слова: тепловой поток, нефтегазоносность, п-ов Ямал.

Введение. Тепловое поле служит универсальным индикатором геологических процессов. Одним из параметров, наиболее полно характеризующих тепловое поле Земли, является глубинный тепловой поток. Глубинный тепловой поток – основной источник информации о тепловом состоянии Земли и об энергетике происходящих в ней процессов [1, 2]. Была установлена тесная связь плотности теплового потока с тектоникой, строением и историей развития отдельных структур [3, 4]. В книге [5] показана прикладная *аналогия между потенциалами теплового и гравитационного полей*.

Изучение теплового поля позволяет получить необходимую информацию о термодинамических условиях в недрах Земли. Эти данные находят широчайшее практическое применение для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Геотермические условия недр оказывают определяющее влияние на процессы преобразования органического вещества, протекание нефтегазообразования, условия формирования и сохранения залежей углеводородов, размещение зон их аккумуляции [6]. В статье [7] сказано, что значимый вклад в формирование геотермии, как нефтепоискового метода, особенно для арктических регионов, отражен в работах А.Р. Курчикова [8 и др.] и М.Д. Хуторского [9 и др.]. К месту процитируем монографию [10, стр. 4]: «Так, с учетом полученных новых данных о глубинном тепловом потоке, не подтвердилось широко распространенное мнение о повсеместной приуроченности залежей нефти и газа к зонам геотемпературных аномалий. Однако выяснилось, что большинство углеводородных скоплений находится в зонах *существенной латеральной неоднородности глубинного теплового потока*.»

Согласно стратегии развития сырьевой базы углеводородов (УВ) России арктические районы Западной Сибири становятся перспективными объектами исследования и требуют совершенствования критериев и обновления методов поисков.

Цель исследований – на примере территории полуострова Ямал изучить закономерности изменения глубинного теплового потока, оценить корреляцию аномалий теплового потока с локализацией известных месторождений и сформулировать возможные геотермические поисковые критерии

Объект исследований находится в северной части Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области.

Осадочный мезозойско-кайнозойский чехол Ямала начинает формироваться в ранней юре. Во времена бореальной трансгрессии образуется глинистая толща китербютская (*J_{1kt}*), являющаяся источником формирования залежей УВ в ловушках нижнеюрского и, возможно, доюрского нефтегазоносного комплекса. К концу Юрского периода, в волжском веке, когда трансгрессия моря усилилась, происходит накопление обогащенной органическим веществом баженовской свиты. Баженовская свита (*J_{3bg}*) является основным источником формирования залежей УВ в ловушках верхнеюрского и мелового НГК. По определениям отражательной способности витринита в пределах Арктической площади баженовская свита находится в конце главной зоны нефтеобразования (ГЗН) ($R_{vt}^0 = 0,96 \%$, данные ИНГГ СО РАН, 2015)

Нефтегазоносность связана, в основном, с нижнемеловой ахской свитой, в которой снизу-вверх обособляются толщи с пластами-коллекторами в них.

На основе данных (табл. 1) об *экспериментальных* определениях плотности глубинного теплового потока [9] и *расчетных* значениях плотности теплового потока из основания осадочного разреза [11, 12], авторами построена **схематическая карта плотности теплового потока Ямала** (рис. 1).

В зонах положительных аномалий теплового потока находятся 5 месторождений: Бованенковское, Арктическое, Северо-Бованенковское, Верхнетиутейское, Нерстинское (30% от общего числа). Среди них – наиболее крупные: Бованенковское и Арктическое. Примечательно, что Арктическое месторождение, приуроченное к зоне четко локализованной положительной аномалии теплового потока, является нефтегазоконденсатным.

Проанализируем соответствие распределения особенностей теплового потока и положений 17-ти месторождений Ямала (рис. 2).

Значения плотности теплового потока, определенные в скважинах

Скважина			Источник данных	Скважина		Тепловой поток, мВт/м ²	Источник данных
Условный номер (на рис. 1)	Название	Тепловой поток, мВт/м ²		Условный номер (на рис. 1)	Название		
1	Русановская-2	76	[5]	11	Бованенковская-116	62	[12]
2	Ленинградская-1	73	[5]	12	-	53	[5]
3	Белоостровская-1	54	[5]	13	Арктическая-11	58	[12]
4	Белоостровская-3	53	[5]	14	-	54	[5]
5	Белоостровская-4	55	[5]	15	Средне-Ямальская-14	51	[12]
6	-	53	[5]	16	Усть-Юрибейская-31	48	[11]
7	-	49	[5]	17	Мало-Ямальская-3002	51	[12]
8	-	56	[5]	18	Ростовцевская-64	50	[12]
9	-	56	[5]	19	Северо-Мантойская 51	47	[11]
10	-	58	[5]	20	Новопортовская 54	52	[11]

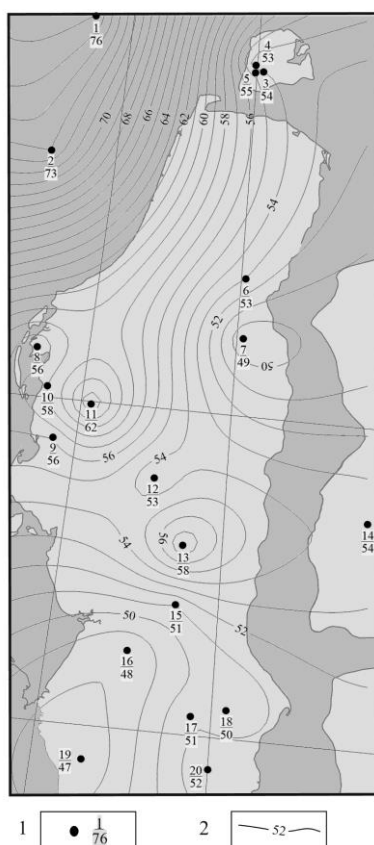


Рис. 1. Тепловой поток п-ва Ямал: 1 – исследуемая скважина, в числителе указан условный номер скважины (см. табл. 1), в знаменателе указано значение плотности теплового потока, мВт/м²; 2 – изолинии значений плотности теплового потока

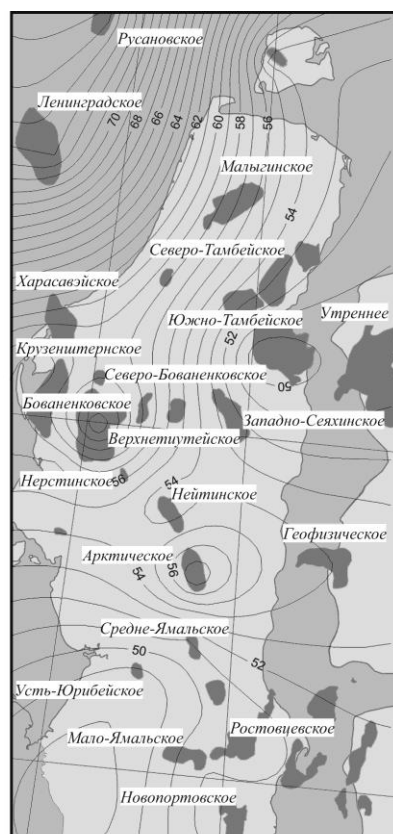


Рис. 2. Тепловой поток и месторождения углеводородов п-ва Ямал

В зоне отрицательной аномалии находится 1 месторождение (6%) - Южно-Тамбейское.

В зонах заливообразных конфигураций изолиний находится 7 месторождений (41%): Харасавэйское, Крузенштернское, Нейтинское, Ростовцевское, Мало-Ямальское, Усть-Юрибейское и Новопортовское.

Остальные месторождения находятся в «безаномальном поле» (например, район месторождения Средне-Ямальское).

Заключение. На основе 20-ти определений в скважинах значений плотности теплового потока построена карта глубинного теплового потока Ямала.

Порядка 70-80% известных месторождений УВ Ямала приурочены к аномальным особенностям глубинного теплового потока. Это позволяет рассматривать закономерности поведения теплового поля как критерий нефтегазоносности для арктических районов Западной Сибири.

Благодарим нашего научного руководителя профессора Исаева Валерия Ивановича.

Список литературы

1. Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Тагирова Ч.Д. Методика расчета глубинных температур с учетом исправленных на влияние палеоклимата значений теплового потока // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 9. – С. 1426–1435.
2. Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкции долговременных изменений теплового потока через земную поверхность по данным геотермии глубоких скважин // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 12. – С. 1841–1846.
3. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. – М.: Недра, 1986. – 222 с.
4. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Корчагин И.Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. – Киев: Наукова думка, 1989. – 190 с.
5. Хуторской М.Д. Введение в геотермию: курс лекций. – М.: Изд-во РУДН, 1996. – 156 с.
6. Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Малышев Н.А., Сафронов П.И., Гуськов С.А., Ершов С.В., Казаненков В.А., Ким Н.С., Конторович В.А., Костырева Е.А., Меленевский В.Н., Лившиц В.Р., Поляков А.А., Скворцов М.Б. Историко-геологическое моделирование процессов нефтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 1179–1226.
7. Исаев В.И., Искоркина А.А., Лобова Г.А., Старостенко В.И., Тихоцкий С.А., Фомин А.Н. Мезозойско-кайнозойский климат и неотектонические события как факторы реконструкции термической истории нефтематеринской баженовской свиты арктического региона Западной Сибири (на примере п-ва Ямал) // Физика Земли. – 2018. – № 2. – С. 124–144.
8. Курчиков А.Р. Геотермический режим углеводородных скоплений Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 11-12. – С. 1846–1853.
9. Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А. Геотермия арктических морей. – М.: ГЕОС. 2013. С. 232.
10. Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности. – М.: Недра, 1992. – 231 с.
11. Попов С. А., Исаев В. И. Моделирование нефтидогенеза Южного Ямала // Геофизический журнал. – 2011. – Т. 33 – № 2. – С. 80–104.
12. Исаев В.И., Искоркина А.А., Косыгин В.Ю., Лобова Г.А., Осипова Е.Н., Фомин А.Н. Комплексная оценка палеоклиматических факторов реконструкции термической истории нефтематеринской баженовской свиты арктических районов Западной Сибири // Известия ТПУ. – 2017. – Т. 328. – № 1. – С. 13–28.

НАУЧНО-ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕТОДА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ГОЛОГРАФИИ В РЕШЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

*Гейхман А.М. (Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, Украина,
anatolgeikhman@gmail.com),*

Потапчук И.С. (Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, Украина),

*Баньковский М.В. (Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, Украина,
mishbank@gmail.com)*

Аннотация. Предложен новый метод исследования глубинного строения Земли и поиска месторождений полезных ископаемых, прежде всего нефти и газа. Метод основан на голографическом преобразовании потенциальных геофизических полей (гравитационных, геомагнитных, полей теплового потока и т. д.). И по этой причине метод получил название «Метод геофизической голографии». В работе приведены физические основы теории метода, описан метод и программный комплекс, реализующий метод. Приведены примеры применения метода для разных целей, в частности для изучения глубинного строения Земли, поиска полезных ископаемых, выделения тектонических нарушений. Раскрыты перспективы применения этого подхода.

Ключевые слова: геофизическая голография, гравитационный разрез, магнитный разрез, геоплотностная модель

Мы не относим описываемый подход к томографическим методам, которые распространены в гравиметрии [8]. Предложенный подход с самого начала (1985 года) носит название голографического. Разница в том, что томография, в частности сейсмическая, строится на проходящих лучах, а голография - на волновых фронтах. Термин «гравиголография» использует и М.С. Жданов в своей монографии [19], но так как этот автор начал использовать термин позже, то при всем уважении к этому крупному ученому, мы не можем признать его приоритет в этом вопросе. Существуют и другие голографические подходы в гравиразведке, но мы считаем своими преимуществами то, что мы не только создали теорию и вычислительные алгоритмы, но и разработали достаточно богатый и гибкий программный комплекс. Этот комплекс развивается, начиная с 1985 года, и его можно настроить на геологическую среду и задачи, стоящие перед геологами. Известно, что гравиметрия неоднозначна, как следует из соответствующих теорем Страхова [7]. Но все геофизические методы неоднозначны, и поэтому все задачи геофизики надо рассматривать как задачи уточнения. Далее приведем описание идеи, которая лежит в основе предложенного подхода.

Представим однородную постоянной плотности конечных размеров 2-х мерную (для простоты) среду (полупространство) на поверхности которой расположены гравиметры (каждый гравиметр порождает одну «гравитрассу»). Внутри геологической среды на некоторых глубинах в какой-то определенный момент одновременно включаются дискретные избыточные массы. Сигнал от самой близкой к поверхности массы будет принят гравиметрами первым. Его интенсивность - максимальной, а диаметр полукруга, принятого гравиметрами первых приходов сигнала (т.е. аналог сейсмического годографа) – минимальный. Для следующего по глубине источника интенсивность будет несколько ниже, а диаметр полукруга – больше. Продолжая этот процесс, мы получим набор разнесенных по времени первых приходов от гравитационных источников. Скорость распространения гравитационных волн нам не важна, так как можно предположить, что гравитационные волны распространяются с постоянной скоростью в любой среде, существующей в коре и верхней мантии. Если на полученные гравиметрические «годографы» навесим сигнал, получим полный аналог сейсмограммы, или временного разреза с однократным накоплением. Предполагается, что гравитационные волны не отражаются и не порождают кратных волн, т. е. «гравиграмма» состоит только из прямых волн от гравитационных источников и содержит меньше шума, чем сейсмограмма. Единственное существенное отличие такой «гравиграммы» от сейсмограммы за-

ключается в том, что на сейсмограмме мы фиксируем двойные времена прихода волн, а на «гравиграмме» – одинарные. Далее, используется для построения изображения 15-градусное уравнение [Клаербоут Д.Ф., 1974], реализованное в конечно-разностной схеме. Эти схемы условно корректны [12].

Описанный алгоритм, не более чем иллюстрация идеи, лежащей в основе методики, при большом количестве источников он не достаточно устойчив. В реальности используются алгоритмы, которые строят временную трассу в процессе продолжения.

Авторами разработан голографический метод построения изображений на основе продолжения потенциальных полей [Сигалов Я. Б., Андрашко М. И., 1985]. Коротко, суть метода состоит в том, что некорректная задача аналитического продолжения в нижнее полупространство заданных на поверхности (или на двух уровнях) потенциальных полей осуществляется с помощью итерационного процесса, построенного на основе использования трансформанты волнового уравнения, причем доказывається, что для аналитических функций такое решение сходится к точному решению уравнения Лапласа. Тут переменная фиктивного времени используется для итерационного решения задачи Дирихле. По латеральным переменным используется разложение в спектр посредством прямого преобразования Фурье. Для продолжения в нижнее полупространство используется конечно-разностный оператор. Как показали исследования на тестах, такой подход обеспечивает более устойчивые результаты продолжения по сравнению с другими методами. Математическое обоснование метода корректно для аналитических функций и может использоваться только вне источников поля. При прохождении через источники поля возникает явление "волнового пакета", то есть, в отдельных гармониках начинают неконтролируемо нарастать ошибки продолжения. Для борьбы с этим нежелательным явлением используется метод "слежения", который состоит в том, что если при росте абсолютная величина ошибки продолженного поля становится больше, чем некоторая наперед заданная величина ε , то данная гармоника далее не продолжается.

Следует заметить, что разнообразные шумы преобразования, в первую очередь эляй-синг-эффект и эффект Гиббса, могут существенно исказить резульативные изображения. Для борьбы с эффектом Гиббса используется косинус-окно на широкой базе. Эляйсинг-эффект является следствием теоремы Котельникова. Для борьбы с этим эффектом современная вычислительная математика дает несколько возможностей. Все эти возможности программно реализованы в предложенной методике, что позволяет значительно ослабить эляй-синг- эффект.

Большую роль при анализе данных площадного варианта методики играют полосовые фильтрации. Без их использования профили, выделенные из продолженной матрицы (результативного куба данных), плохо поддаются интерпретации. Для фильтраций используются преобразования, подобные [6]. Это преобразование является эффективным как для реализации высокочастотной, так и низкочастотной фильтрации.

Для реализации методики разработан пакет исследовательских программ. Пакет используется совместно с пакетами "SURFER" и совместим по форматам с картографическими пакетами.

Заметим, что для построения изображений используются наблюдаемые гравитационные, магнитные, температурные и теплотокотные поля. Изображения, полученные на основе этих полей дают взаимно дополняющую информацию, которая позволяет строить наиболее подробные и надежные модели геологической среды.

Далее приведем несколько примеров использования геофизической голографии. В качестве первого примера приведем фрагмент геотраверса II по профилю Вишневце-Долина-Берегово. Для построения изображений по этому профилю использовались гравитационное поле масштаба 1:200000 с введенными поправками в свободном воздухе и за рельеф, а также результаты аэромагнитной съемки масштаба 1:200000.

На рис. 1, а приведен гравиигеологический разрез по фрагменту геотраверса II по данным геофизической голографии на фоне сейсмических данных и упрощенной структурно-

корреляционной схеме по различным продолженным потенциальным полям. На рис. 1, б приведен магнитогеологический разрез по фрагменту геотраверса II по данным геофизической голографии на фоне сейсмических данных и упрощенной структурно-корреляционной схеме по различным продолженным потенциальным полям. На рис. 1, в приведена геоплотностная модель по данным геофизической голографии (синие цифры и границы) в сопоставлении с геоплотностной моделью литосферы фрагмента геотраверса II (красные цифры и границы) по источнику [16]. Анализ рис. 1 показывает, что разрезы, полученные в результате применения геофизической голографии к различным полям, не противоречат результатам ГСЗ, за исключением того факта, что сочленение Восточной и Западной Европейских платформ по данным ГСЗ является слабонаклонной к вертикали зоной, а по данным геофизической голографии – субвертикальной.

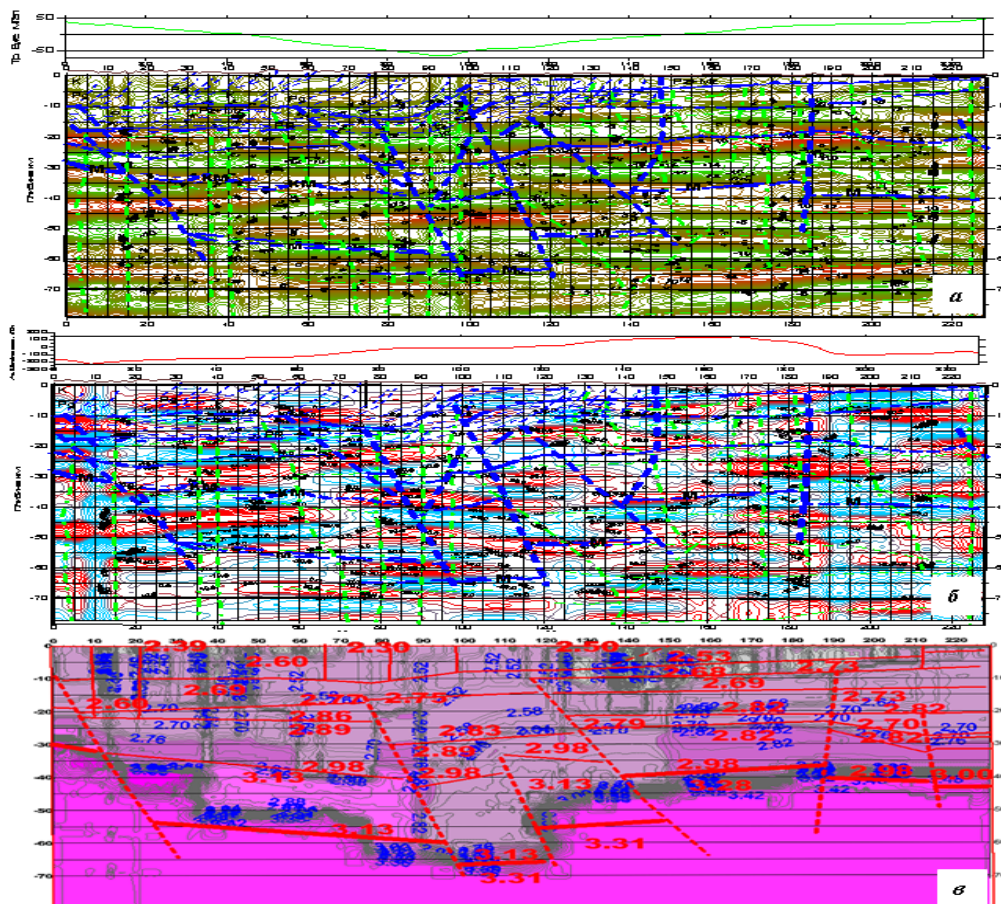


Рис. 1. а - геогравитационный разрез по фрагменту геотраверса II по данным геофизической голографии. На фоне сейсмических данных (синие курсивные линии) и упрощенной структурно-корреляционной схеме по различным продолженным потенциальным полям (зеленные курсивные линии); б -геомагнитный разрез по фрагменту геотраверса II по данным геофизической голографии на фоне сейсмических данных; в -геоплотностная модель по данным геофизической голографии (синие цифры и границы) в сопоставлении с геоплотностной моделью литосферы фрагмента геотраверса II (красные цифры и границы) по источнику [16].

На рис. 2, а приведен гравитационный разрез аномального ускорения силы тяжести в сопоставлении с сейсмогеологическим разрезом по профилю 2-52/95. На рис. 2, б приведен разрез расчетной вертикальной компоненты градиента аномального магнитного поля в сопоставлении с сейсмогеологическим разрезом по профилю 2-52/95 Синий кружок - вскрытая скважиной вода, красные – газ. Красные пунктирные линии-границы нарушения.

На рис. 3 приведена схематическая карта поверхности юрских отражений по данным голографического преобразования наблюдаемых гравитационного и магнитного полей по источнику [3-4] в сопоставлении со схематической картой мезозоя по данным сейсморазвед-

ки [11]. На схематической карте мезозоя изогипсы глубин показаны в метрах (черные линии), а на схематической карта юрских отражений на Рудковской площади изогипсы показаны в километрах в Балтийской системе высот (голубые изолинии и цифры).

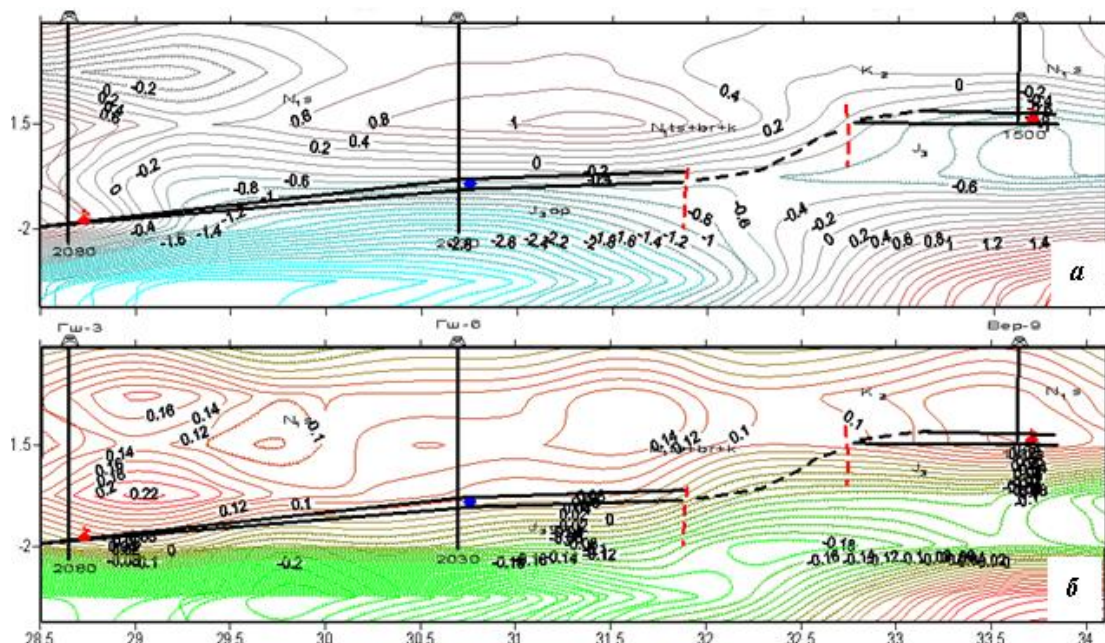


Рис. 2. а - геогравитационный разрез аномального ускорения силы тяжести в сопоставлении с сейсмогеологическим разрезом по профилю 2-52/95; б - разрез расчетной вертикальной компоненты градиента аномального магнитного поля в сопоставлении с сейсмогеологическим разрезом по профилю 2-52/95 Синий кружок - вскрытая скважиной вода, красные – газ. Красные пунктирные линии-границы нарушения. [11].

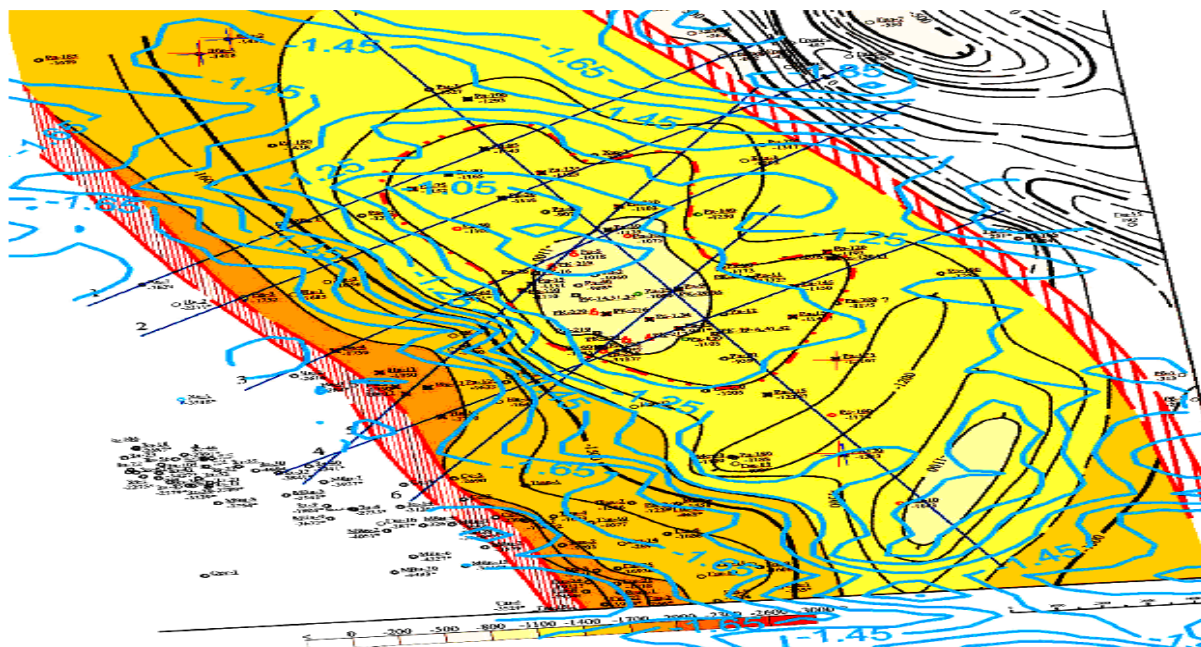


Рис. 3. Схематическая карта поверхности юрских отражений по данным голографического преобразования наблюдаемых гравитационного и магнитного полей по источнику [3-4] в сопоставлении со схематической картой мезозоя по данным сейсморазведки [11]. На схематической карте мезозоя изогипсы глубин показаны в метрах (черные линии), а на схематической карта юрских отражений на Рудковской площади изогипсы показаны в километрах в Балтийской системе высот (голубые изолинии и цифры)

Сопоставление карты, составленной нашими львовскими коллегами по сейсмическим данным, и карты по данным геофизической голографии показывают, что эти две карты характеризуются очень близкими глубинами и большой степенью подобия поведения изолиний. Нужно отметить, что точность по глубине сейсмических методов разведки считается более высокой, чем точность потенциальных методов. Однако, ввиду того, что для построения сейсмических карт [11] использовался ограниченный набор сейсмических профилей 2-D, а в случае 3-D геофизической голографии используется набор из произвольного числа профилей, которые автоматически выделяются из куба продолженных данных, то пространственное положение элементов глубинных структур по данным геофизической голографии может быть определено более точно и надежно. Этот факт является одной из причин того, что сейсмическую разведку и геофизическую голографию при поисково-разведочных работах целесообразно применять совместно.

На рис. 4, а представлена сейсмическая карта глубин фундамента в районе Ахтырского нефтегазопромыслового района с расположением продуктивных структур и скважин. Желтой линией показан Северный краевой разлом. [5]. На рис. 4, б приведен фрагмент карты гравитационного поля на глубине 3250 м. Желтой линией показан Северный краевой разлом; На рис. 4, в представлен геогравитационный разрез по субмеридиональному профилю, проходящий через координату 22 км на гравитационной карте с рис. 4, б. Синяя линия - положение северного борта по сейсмическим данным, черные линии – положение скважин, желтая линия описывает поведение поверхности фундамента по сейсмическим данным. Можно видеть, что на разрезе выделяются разуплотненные зоны в нижней части осадочной толщи (в карбоне) в районе северного борта и в верхней части фундамента, которые соответствуют продуктивными объектами. Внутри фундамента Северного борта также можно наблюдать разуплотненные зоны на глубинах 4000-4250 м.

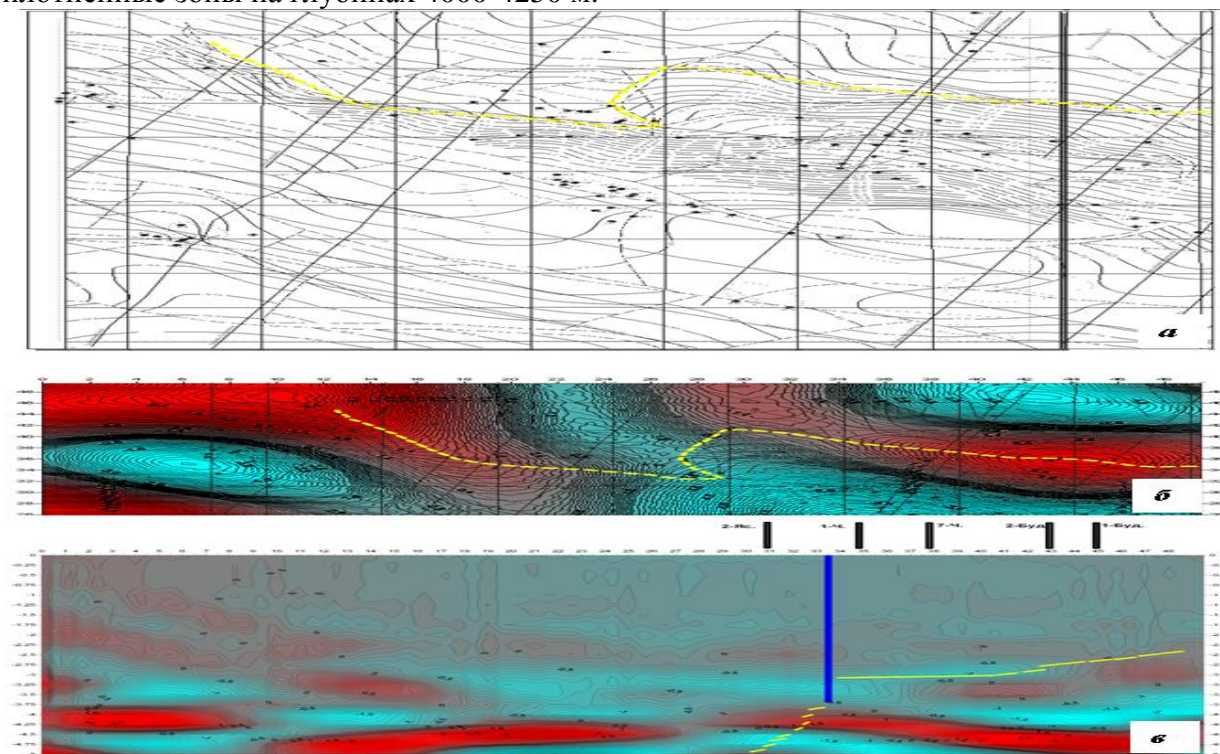


Рис. 4. а - карта глубин фундамента в районе Ахтырского нефтегазопромыслового района с расположением продуктивных структур и скважин. Желтой линией показан Северный краевой разлом. [5]; б - фрагмент карты гравитационного поля на глубине 3250 м. Желтой линией показан Северный краевой разлом; в – геогравитационный разрез по субмеридиональному профилю, проходящий через координату 22 км на гравитационной карте с рис. 4, б. Синяя линия - положение северного борта по сейсмическим данным, черные линии – положение скважин, желтая линия описывает поведение поверхности фундамента по сейсмическим данным.

Пример, приведенный на рисунках 1, а – 1, в показывает, что геофизическую голографию целесообразно применять для изучения глубинного строения земли. На приведенных разрезах можно наблюдать границы внутри осадочной толщи, границу фундамента, границы Конрада и Мохоровичича, а также другие границы, которые близки к выделенными сейсмическими методами. Геофизическая голография позволяет также выделять разрывные нарушения. Заметим, что с помощью методов геофизической голографии можно строить модель распределения плотностей горных пород, составляющих геологический разрез. Пример, приведенный на рисунках 2, а – 2, в показывает, что методологию геофизической голографии можно применять, совместно с другими методами, в первую очередь сейсморазведкой и бурением, для поиска и разведки полезных ископаемых, частности углеводородов, выделяя уплотненные покрывки, разуплотненные коллектора и разрывные нарушения, которые могут служить каналами миграции углеводородов. Пример, приведенный на рис. 3 показывает, что выделенные границы можно картировать, получая карты целевых объектов. Пример, приведенный на рисунках 4, а - 4, в показывает, что с помощью геофизической голографии можно выделять нарушения, которые могут служить границами между тектоническими элементами. Отметим, что вышеперечисленными возможностями не исчерпывается область применения методологии геофизической голографии при решении геологических задач.

Выводы

1. Предложена новая система обработки и интерпретации гравитационного поля и других потенциальных полей (геомагнитного, теплотокowego, температурного). Она включает комплекс компьютерных программ, и методику анализа полученных результатов.

2. В результате применения методики геофизической голографии определяются контуры и пространственное подоложение геологических тел. Определяются также и относительные плотности зон уплотнений и разуплотнений неоднородностей различных уровней как в осадочной толще, так и в кристаллической части коры и ниже.

3. Предложенная методология геофизической голографии дает возможность реализовать целый ряд алгоритмов построения изображений геологической среды на основе обработки наблюдаемых потенциальных полей.

4. Развитая технология геофизической голографии обеспечивает нахождение приближенных значений производных, в том числе и высших порядков, наблюдаемых геофизических полей. Показано, что на основе вычисленных производных потенциальных полей, в том числе и высших, также можно строить изображения геологической среды.

5. Авторами разработан ряд алгоритмов, которые могут использоваться для построения изображений на основе продолжения потенциальных полей. Каждый из предложенных алгоритмов имеет свою область применения. Наиболее точными и устойчивыми являются спектрально-разностные алгоритмы, но их применение ограничено участками спокойного рельефа. Конечно-разностные алгоритмы являются более универсальными, но менее устойчивыми и точными.

6. Применение геофизической голографии дает практическую возможность активного независимого комплексирования данных гравиметрической, магнитной, тепловой и теплотоковой съемок с опорой на геофизические исследования скважин (ГИС), данные глубокого бурения, сейсморазведку и другие геолого-геофизические методы, и позволяет картировать вероятные структуры осадочного чехла и фундамента, разновременные глубинные разломы, и также выделить в 3-D варианте геологические объекты с контрастными физическими свойствами, и осуществлять поиск и разведку полезных ископаемых.

Список литературы

1. Bankovskiy M.V. To the question of the use in practice of geological survey investigations of absolute values of gravity force and corrected reductions of Faya and Buge, close to the real // *Naukovyy Visnik IFNTUNG – 2002. -№3 (4). - P. 141-143. (ukr.)*

2. Bankovskii M. V. Method of account of the masses of intermediate layer in the models of the normal gravity field of Earth and it complex application (on the example of Carpa-

thians). Avtoref. dis. Cand. geol. sciences. - K., 2010. - 20 p. (ukr.)

3. Bankovskiy M. V., Geykhman A. M., Lebed M. I. Results of modelling of depth structure for fragment profile Vishnevets-Dolina-Beregove: New approach. Part I: a theoretical foundation of the methods // Geoinformatics. -2008. -№1. p. 39-47. (ukr.)

4. Bankovskiy M. V., Geykhman A. M., Lebed M. I. Results of modelling of depth structure for fragment profile Vishnevets-Dolina-Beregove: New approach. Part II // Geoinformatics. -2008. - №2. p. 67-77. (ukr.)

5. M. V. Ban'kovskiy, A. M. Geykhman, V. I. Starostenko, S. P. Ipatenko but other. "Improvement of method of complex interpretation geologo-geophysical materials at the searches of deposits of oil and gas on territory of Ukraine." A report after a theme 692,-173 p., UkrSGRI, -K., -2000. (ukr.)

6. Baranov V. Potential fields and their transformations in applied geophysics. M., Nedra, 1980. (rus.)

7. Gravimetric. Handbook of Geophysics. Ed. Mudrecova E. A. M., Nedra. 1981. - 397 p. (rus.)

8. Dovgal A. S., Sharchimullin A. F. Gravitational tomography. Practice, ahead of the theory// Geoinformatica.. No.3. -1999. P. 59-67. (rus.)

9. Claerbout J. F. Theoretical fundamentals of geophysical data processing.- Blackwell Science Inc.-1976.-304 P.

10. Moroshan R. P., Zayac' KH. B., Pilipishin B. V. but other. "Prognostication of perspective structures in a fallout complex after different scale geophysical researches of deep cuts structurally tectonic areas of north-west of region of Carpathians". A report after a theme 824. -161 p., LV UKRSGRI, -L'viv -2006. (ukr.)

11. Samarskiy A.A., Gushchin A.V. Stability of difference schemes. M., Science, -1973.-415 p. (rus.)

12. Sigalov Ya. B., Andrashko M. I. To the solution of the problems of analytic continuation of potential fields. Dep. in UkrNINTI March 27, 1985, №623 УК-85Д. -К., 1985. -32 p. (rus.)

13. Chekunov A. V. (Ch. Ed.) Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverses I, II, V. -К.: Naukova Dumka. 1987. -167 p. (rus.)

14. S. Bonvalot, G. Balmino, A. Brais WGM2012_Bouger_ponc_2min.

15. S. Maus, T. Sazonova, K. Hemant, J. D. Fairhead, Dhananjay Ravat WDMAM_NGDC_V1.1.

16. M.S.Zhdanov. Geophysical inverse theory and regularization problems. ELSEVIER SCIENCE B.V. -2002.-610 p.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Геник И.В. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, ivgenik@rambler.ru)

Аннотация. Проанализированы результаты региональных геофизических (гравиразведка и сейсморазведка) работ в Пермском крае и Кировской области, выполненных с целью уточнения геологического строения, обнаружения и локализации нефтегазоперспективных структур. Установлены связи параметров объектов, выделяемых по результатам сейсмических и гравиметрических методов. Детально рассмотрены результаты работ на Керчевской площади. Для Пермского края и Кировской области получены: распределение числа антиклинальных структур в зависимости от площади, взаимосвязь числа гравиметрических аномалий и числа гравиметрических пунктов, зависимость площади аномалий от плотности гравиметрических пунктов, соотношение между площадью гравитационных аномалий и площадью структур и приподнятых участков, выделяемых сейсморазведкой.

Ключевые слова: гравиразведка, региональные геологоразведочные работы, сейсморазведка, структура, нефть, газ

Рассмотрение результатов региональных геологоразведочных работ в Пермском крае и Кировской области, в которых принимала участие гравиметрия, связано с подведением итогов и выполнением оценок: какие аномалии может выделять гравиразведка, и как они соотносятся с объектами, выделяемыми сейсморазведкой. Гравиметрические профили имели в 1.5-2.0 раза большую плотность, чем сейсморазведочные работы. Региональные работы были нацелены на уточнение геологического строения территорий, обнаружение и локализацию нефтегазоперспективных объектов в осадочном чехле в интервале глубин от артинских карбонатных до верхнедевонско-турнейских карбонатных отложений.

Сейсморазведкой для всех площадей строились карты кровли нескольких нефтегазонасных комплексов, при этом всегда выполнялось построение карты кровли тульских терригенных отложений (ОГ II^К) – самого перспективного для севера Урало-Поволжья. Результатом интерпретации гравиметрических работ были трансформанты гравитационного поля [3], характеризующие различные интервалы глубин, в том числе интервал глубин ОГ II^К. На этой трансформанте, выделялись локальные аномалии, которые сопоставлялись со структурами, приподнятыми участками и структурными носами, выделяемыми ранее сейсморазведкой для этих глубин. Полученные аномалии отображают как известные до начала работ объекты, так и новые объекты, часть которых была подтверждена сейсмическими исследованиями, а часть представляет объекты, которые сейсморазведка не могла выделить по причине меньшей плотности профилей. Таким образом, для кровли тульских терригенных отложений всегда имелись гравиметрические и сейсмические аномалии, что давало возможность их сопоставить для анализа получающихся закономерностей и прогноза объектов (как гравитационных аномалий, так и структурных элементов, которые могут быть выделены по результатам сейсмических наблюдений).

Анализ основан на данных региональных работ, выполненных в Кировской области (две площади) и Пермском крае (9 площадей), общей площадью почти более 30 тыс. км² (рис. 1). Всего выполнено почти 59 тыс. точек гравиметрических (более 11 тыс. км профилей) наблюдений. При гравиметрических работах использовались гравиметры Scintrex Autograv, для топографо-геодезических работ применялись и электронные тахеометры и системы GPS. Все это позволило получать при региональных гравиразведочных работах значения среднеквадратических погрешностей определения аномалий Буге в диапазоне 0.18-0.42 мГал [1].

Параметры геофизических работ и интерпретационных характеристик, использованных при анализе, можно разбить на четыре группы:

- I) характеристики гравиметрической съёмки и наблюдаемого гравитационного поля;
- II) характеристики трансформант гравитационного поля, вычисленных для интервала глубин залегания ОГ II^К;
- III) параметры аномалий (площадь и амплитуда), выделяемых по трансформантам гравитационного поля;
- IV) параметры структурных элементов (площадь и амплитуда), выделяемых сейсморазведкой.

В связи с этим были сформулированы следующие задачи:

- 1) определить как детальные гравитационные поля, получаемые в ходе геологоразведочных работ, уточняют региональные поля (ранее проведенным съемкам масштаба 1:200 000);
- 2) установить связи между группами геофизических характеристик: I и III; III и IV.

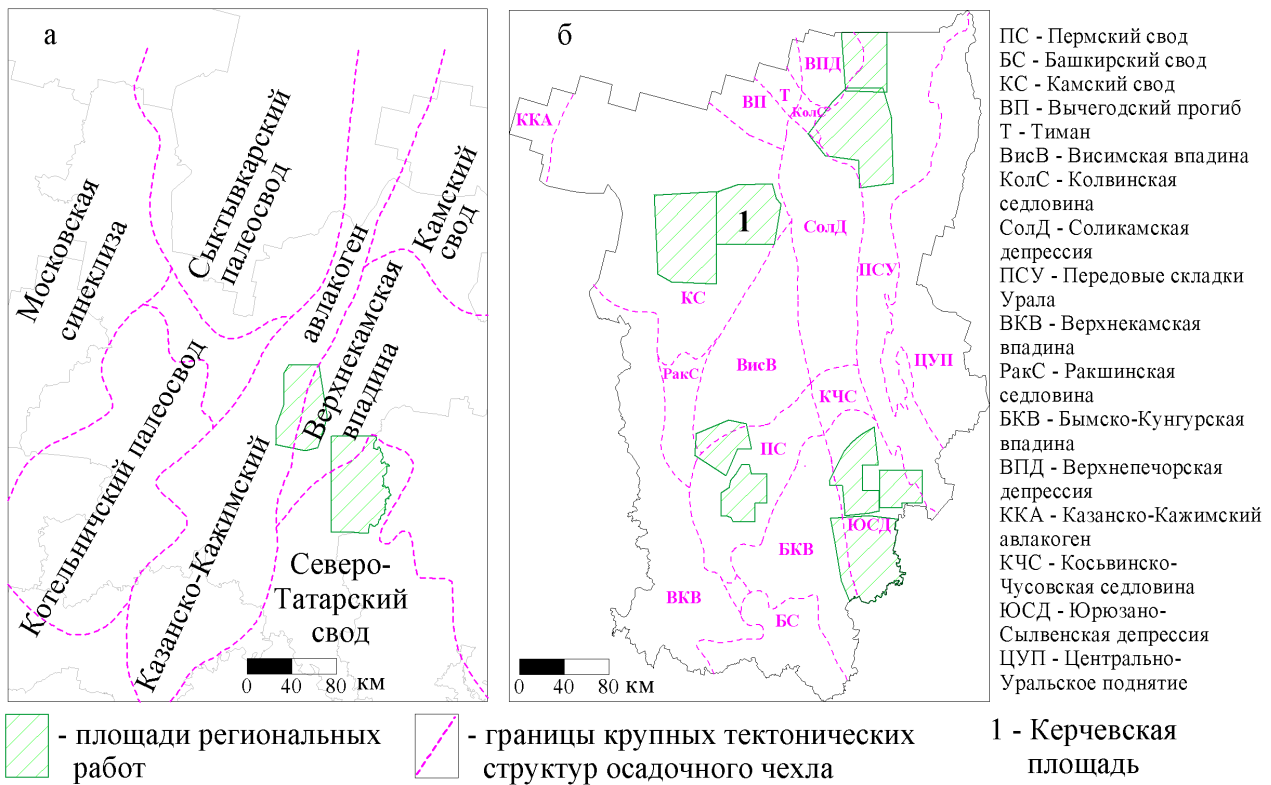


Рис. 1. Карта площадей региональных геофизических работ
 а - Кировская область, б - Пермский край

На получаемые оценки связей существенное влияние оказывают геологические условия района работ: надвиги на территории Передовых складок Урала дают интенсивные гравитационные аномалии, имеющие большую площадь и хорошо выделяемые даже при малой плотности гравиметрической сети. Поэтому для складчатой и платформенной частей Пермского края будет наибольшее различие результатов.

Для анализа различия между данными детальных съемок и съемок масштаба 1:200 000 использованы следующие характеристики:

- размах W : $W = \Delta g_{\max} - \Delta g_{\min}$,
- медианное абсолютное отклонение MAD : $MAD = \text{МЕДИАНА}(|\Delta g_i - \text{МЕДИАНА}(\Delta g)|)$,
- межквартильный диапазон IQR : $IQR = \Delta g (3\text{-квартиль}) - \Delta g (1\text{-квартиль})$,
- дисперсия D и стандартное отклонение σ

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta g_i - \bar{\Delta g})^2}{n} \quad \sigma = \sqrt{D},$$

- коэффициент вариации V :

$$V = \frac{\sigma}{\bar{\Delta g}}.$$

Получены следующие диапазоны изменения для указанных выше параметров. Размах W находится в интервале от 2.5 до 17 мГал. Если исключить две точки, дающие наибольшие значения W (для Пильвенской и Патраковской площадей, наименее исследованных, расположенных на севере Пермского края), то размах находится в диапазоне от 2.5 мГал до 8.3 мГал. Значения большинства остальных статистических характеристик лежат в диапазоне от 0 до 2 мГал.

Для Керчевской площади [2] рассмотрим подробно результаты работ. Существенные различия, выявляемые визуально, имеются для детального и регионального полей. Разность полей имеет значения, лежащие в диапазоне от -2 мГал до $+2$ мГал. Например, в детальном поле для одного из профилей еще до гравиметрических трансформаций хорошо отображаются все пять приподнятых участков (по ОГ Π^k), выделенных сейсморазведкой, но в региональном поле только один приподнятый участок (ПУ) выделяется хорошо и, можно считать, что еще два ПУ выделяются частично. Таким образом, несмотря на относительно небольшие средние статические расхождения полей, разрешающая способность детальных съемок намного превосходит съемки масштаба 1:200 000.

Для Керчевской площади была получена формула взаимосвязи площадей (S , км²) и амплитуд (A , мГал) выделенных гравитационных аномалий:

$$A = 0.0338 \cdot S^{0.6925},$$

$$1 \text{ км}^2 \leq S \leq 47 \text{ км}^2, 0.01 \leq A \leq 0.58 \text{ мГал}.$$

Построены распределения площадей гравитационных аномалий, а также структур и приподнятых участков, показавшие, что вследствие большей плотности гравиметрической сети (более чем в 1.5 раза), гравиразведка выделяет значительно больше объектов малой площади (до 20 км²) чем сейсморазведка.

Анализ результатов в целом по Кировской области и Пермскому краю (платформенная часть) позволил установить следующие закономерности.

1. Большинство структур и приподнятых участков (более 80% числа объектов), выделяемых сейсморазведкой, имеют площади до 11 км². Площади более 15 км² имеют только для 6% объектов. Для понимания порядка величин: площадь одного из новых перспективных месторождений Пермского края (месторождение им.Архангельского) составляет 15.7 км².

2. Увеличение числа гравиметрических пунктов в среднем на 1000 дает возможность выделить 10 новых гравиметрических аномалий.

3. График зависимости площади гравитационных аномалий от плотности гравиметрических пунктов имеет кусочно-линейный вид (рис. 2): до плотности 2.5 пунктов/км² прямая имеет отрицательный коэффициент наклона, поскольку площадь аномалий уменьшается при увеличении плотности сети, то есть аномалии выделяются все более точно. Начиная с плотности 2.5-3.0 пунктов/км² линия имеет практически горизонтальный вид, т.е. площадь аномалий практически не увеличивается. Зависимость показывает, что для региональных гравиметрических работ на нефть и газ в условиях севера Урало-Поволжья оптимальной является плотность около трех гравиметрических пунктов на квадратный километр.

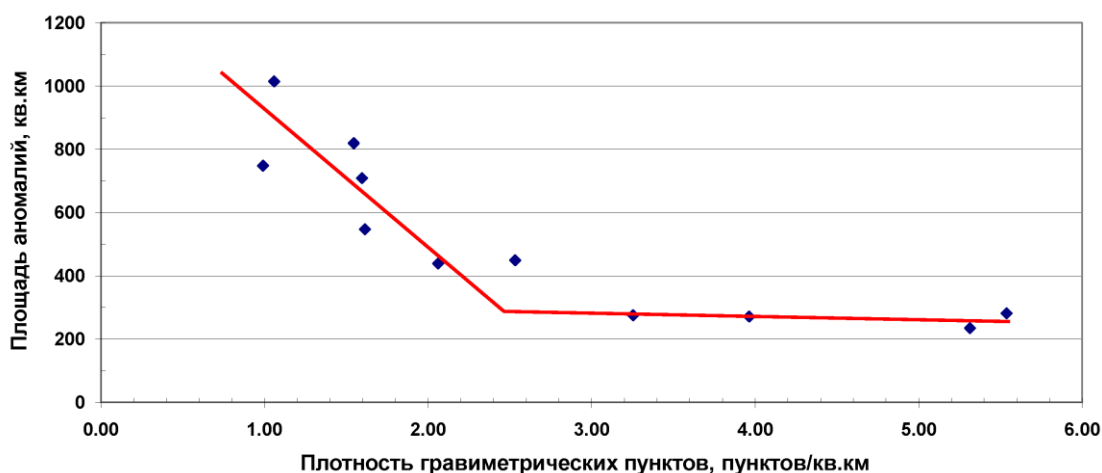


Рис. 2. Диаграмма связи плотности гравиметрических пунктов и площади гравиметрических аномалий для региональных работ, выполненных в Пермском крае и Кировской области

4. Установлена взаимосвязь (рис. 3) площади гравитационных аномалий и площади структур и приподнятых участков, выделяемых сейсморазведкой:

$$S = 0.7627 \cdot G - 0.0004 \cdot G^2,$$

где G – площадь гравитационных аномалий, км^2 , S – площадь структур и приподнятых участков, выделяемых сейсморазведкой, км^2 . Формула верна для систем наблюдений, в которых плотность гравиметрических профилей ($\text{км}/\text{км}^2$) в 1.5-2 раза превосходила плотность сейсмических профилей:

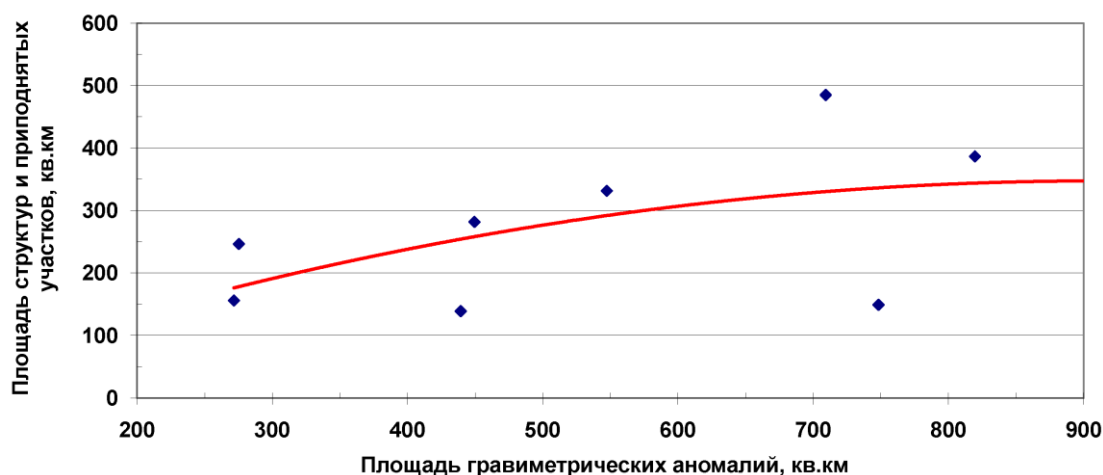


Рис. 3. Диаграмма связи площади гравиметрических аномалий и площади структур и приподнятых участков для региональных работ в Пермском крае и Кировской области

По диаграмме можно предсказать, что гравиразведка, выполненная по более плотной сети, чем сейсморазведка, обеспечивает, например, выделение гравитационных аномалий общей площадью 400 км^2 , что соответствует 240 км^2 площади сейсмических структур и приподнятых участков и дает дополнительно 160 км^2 вероятных антиклинальных объектов. Указанные цифры могут быть использованы при прогнозе объема ресурсов нефти для исследуемой площади.

Таким образом, выполненный анализ результатов геофизических (гравиразведка и сейсморазведка) работ в Пермском крае и Кировской области показал, что гравиметрия является весьма информативным методом на стадии регионального изучения территории при геологоразведочных работах на нефть и газ. Вследствие использования современного высокоточного оборудования получаемое детальное гравиметрическое поле обеспечивает возможность выделения малых по площади и амплитуде антиклинальных объектов (структур, приподнятых участков, структурных носов), с которыми могут быть связаны месторождения углеводородов.

Список литературы:

1. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации высокоточных гравиметрических наблюдений при решении геологических задач. Дисс. докт. техн. наук. Пермь. 2010. 264 С.
2. Геник И.В. Региональные геофизические исследования Керчевской площади (северная часть Пермского края) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 42-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2015. - С. 41-43.
3. Геник И.В. Создание модели геологического строения Южно-Ножовской площади (юго-запад Пермского края) на основании региональных гравиметрических работ // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело», 2012, №5. С.170-191 URL: http://www.ogbus.ru/authors/Genik/Genik_1.pdf

КОМПЛЕКС ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ АЛГОРИТМОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ И WEB-ОРИЕНТИРОВАННАЯ ИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ОТНОСИТЕЛЬНО МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Гласко Ю.В. (НИВЦ МГУ, г. Москва, glaskoyv@mail.ru)

Мегеря В.М. (Ханты-Мансийск Геофизика, г. Ханты-Мансийск)

Старостенко В.И. (НАНУ ИГ, г. Киев)

Корчагин И.Н. (НАНУ ИГ, г. Киев)

Аннотация. В работе рассматривается построенная нами web-ориентированная информационная система относительно месторождений углеводородов. Система включает в числе прочих месторождения при разработке которых были использованы вычислительные алгоритмы интерпретации относительно задач интропродолжения, выметания и концентрации масс и потенциалов.

Ключевые слова: web-ориентированная информационная система, месторождения геосолитонной природы, пакеты прикладных программ

В данной статье представлена единая информационная система, описывающая месторождения нефти, газа и частично кимберлитовых трубок которая построена на основе информации из совместных с автором публикаций (10-и книг и ряда статей) по применению вычислительных алгоритмов в рамках исследований относительно месторождений в различных нефтегазовых провинциях России, стран бывшего СССР, а так же отчасти в ряде стран Азии, Африки и Америки и на шельфах [1]-[7] и др. Относительно ряда представленных в системе месторождений были использованы пакеты прикладных программ разработанных либо автором доклада, либо в сотрудничестве с ним. Эти пакеты относятся к 2.5D и 3.5D случаям и включают комплекс программ интерпретации гравитационных и магнитных полей. Сюда входят численные реализации выметания, концентрации, метода Якоби, трёхмерного выметания и концентрации посредством метода Монте-Карло. Разработан площадной вариант полного нормированного градиента (ПНГ) с квазиплощадной нормировкой, также реализованный на компьютере. Разработаны компьютерные модификации площадного ПНГ (ППНГ) и алгоритма площадного градиента и интропродолжения (ПГРИН). Реализованы они в конечно-разностном пространстве с использованием конечно-разностных аппроксимаций и методов. Пакет программ "Интерпретация 3.5D" включает подпакеты "Выметание", "Куб-Концентрация", "Профиль-Концентрация", "Разделение полей", "Гравитационное поле-граница 3.5D", "Гравитационное поле-источник 3.5D". Пакет наследует с переопределением основных модулей ряд классов от пакета "Интерпретация 2.5D". Таким образом, численно-алгоритмическое программное обеспечение дополнено объектно-ориентированным в основе которого лежит web-ориентированная информационная система Deposit. При моделировании используются такие новые концепции относительно нефтегазовых месторождений, как вторичное магнетоминералообразование и геосолитонная концепция развивающую идею "дыхания" Земли В.И. Вернадского [6], [7], [12]. Геосолитонная модель месторождения является модификацией модели нефтегазового месторождения с субвертикальными зонами повышенной проницаемости и слоем эпигенетического минералообразования [2]. Разработана программа выявления субвертикальных зон разломов.

Разработанная информационная система Deposit имеет целью систематизировать информацию [1-7] по месторождениям углеводородов и использовать ее в интернет через сайт посредством выделенного host-а. В данный момент система запускается через localhost. База данных deposit системы Deposit состоит на данный момент из двух связанных по ключу таблиц deposithc и region. В качестве ключа используется номер региона regionid. Построена база в рамках сборки Ampms с использованием phpMyAdmin и MySQL Workbench. Первая таблица deposithc содержит описание месторождений углеводородов, вторая таблица region содержит описание нефтегазовых регионов, где расположены месторождения. Frameworker Yii

2 и его утилита Gii [11] использованы для создания и обеспечения пополнения и редактирования базы данных через удобный интерфейс относительно соответствующих информационных моделей данных Deposit и Region входящих в состав информационной системы Deposit. В качестве столбцов в таблице месторождений (deposit) мы выбрали ключ, название месторождения, идентификатор региона к которому месторождение относится, тип углеводородов месторождения, тип месторождения, глубину залегания коллекторов, методы разведки и обработки данных относительно месторождения. В качестве столбцов в таблице регионов (region) помимо связанного с таблицей месторождений primary key-я типа int(10), мы используем столбцы "имя", "нефтегазовая провинция", "страна". Заполнение и редактирование базы данных проводится на host-е через две страницы отвечающие информационным моделям соответствующим указанным таблицам.

Из внесенных в информационную систему 225-и месторождений углеводородов исследованных в совместных публикациях ([1-7] и др.) 72 месторождения расположены в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ключ depositid 1). Это новые и уже исследованные объекты. Значительное внимание уделено месторождениям Ханты-Мансийской области (Шаимский и Красноленинский районы), Ямала, юга Ямала, Тюменской и Норильской областей, поднятия Салыма, Приуральской области, Сургутского свода и Ай-Пимского вала. В базу данных внесены месторождения Волго-Уральской НГП (месторождения Татарстана (ключ 2), Волгоградского Заволжья (depositid = 3), Саратовско-Волгоградского Поволжья, Куйбышевской области, юга Предуральского прогиба (Пермский край и Башкирия), Камско-Кинельского прогиба). Информатизирован ряд месторождений нефти и газа Тимано-Печорской НГП (республика Коми, Архангельская область (идентификатор 4)), несколько объектов Восточной Сибири (ключ 5), ряд месторождений Дальневосточного региона (Камчатка (ключ 7), Сахалин (ключ 6)), Южный Федеральный округ (Краснодарский край - в частности Хадыженская группа месторождений, Ставропольский край (в частности, Терско-Кумская область), Северный Кавказ), шельф Баренцева моря.

Посредством предложенной ИС в базу данных внесены так же месторождения (из совместных публикаций) Украины, Беларуси, Азербайджана, Казахстана, Узбекистана, Туркменистана, Кыргызстана, Таджикистана, Грузии и газохранилище Латвии. Таким образом, в базу данных deposit (ИС Deposit) включены месторождения Прикаспийской впадины (ключ 16), Днепровско-Донецкой впадины (ключ 12), Предкарпатская нефтегазоносная область (идентификатор 23). Туда же внесены нефтяные месторождения Апшеронского района и его морской площади (ключ 24). Foreign key 25 в таблице "месторождения" имеют месторождения Ферганской нефтегазоносной области. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная провинция (ключ 9) представлена газовым месторождением. При открытии данного месторождения широко использованы различные регуляризирующие алгоритмы. Рассмотрена Квалонская нефтегазоносная структура (ключ 29). Информатизировано несколько газонефтяных месторождений Туркмении так же использовавших регуляризацию при интерпретации данных.

Кроме того в базу данных внесены несколько месторождений углеводородов США, Ирана, Саудовской Аравии, Канады, Венесуэлы, Ливии. Так же включена последняя информация о новых выставленных на продажу блоках Ливийского шельфа и блоке Внутренней Монголии (украинские ученые С.П. Левашов, Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин, Д.Н. Божежа представили информацию о шельфе и Внутренней Монголии в готовящихся к публикации статьях).

В силу длительного интенсивного использования месторождений и следующей отсюда необходимостью искать новые месторождения, помимо антиклинальной и клиноформной моделей в столбец "тип" таблицы месторождений (deposithc) включены новые типы месторождений углеводородов [3]: жильный, стратиграфический, полосовидно-антиклинальный, структурно-стратиграфический, литологически замкнутый, рукавообразно-литологический, изолированные линзы, структурно-литологический, рукавообразный связанный с погребенными руслами дельт и авандельт, стратиграфически-эрозионный, стратиграфически-литологический, литологический, полоса моноклинальных залежей, линзовидный, литологи-

ческий приуроченный к границам выклинивания пласта коллектора, собственно-литологический. В этот же столбец включены характеристики природы происхождения углеводорода: органическая (если известняк приурочен к рифовой структуре келловей-оксфорда - останкам колониальных и одиночных скелетных организмов) и неорганическая (результат миграции водорода).

Отметим, что относительно 23-го региона (по таблице region и соответствующему Foreign key-ю в MySQL-таблице месторождений deposithc) информатизированы новые литологические в песчаных линзах структуры месторождений газа и нефти. Относительно объектов с ключом 16- есть структурно-стратиграфические, структурно-литологические залежи нефти и газа, но основные - приурочены к соляным куполам. В объекте с ключом 12 наряду с антиклинальными залежами углеводородов есть стратиграфические на крыльях и переклиналиях. Тип нефтяных месторождений с ключом 24 (Апшерон и его морская площадь) помимо антиклинальной складки, представлен новыми структурно-литологическими, различными литологическими, структурно-стратиграфическими, стратиграфическими структурами. Относительно новых месторождений с ключом 25 (Ферганская нефтегазоносная область) помимо антиклинальной складки, рассмотрены структурно-стратиграфический и собственно-литологический типы (столбец type таблицы deposithc). Объект с ключом 9 имеет антиклинальный тип и приурочен к рифу келловей-оксфорда.

Ряд размещенных в базе данных месторождений Бухаро-Хивинской НГП (Уртабулак), республики Коми (Тэбук), Волгоградской области (Котовский нефтеносный риф), Башкортостана (Волковское), Ливии (Зелтен, Гиало, Ауджила), США (Скарри-Снайдер) приурочены к рифовым структурам и имеют изначально органическое происхождение. Это так же характеристика столбца type таблицы deposithc. В базе данных размещены и месторождения, которые в соответствии с новыми исследованиями образованы и образуются в результате миграции водорода от ядра и мантии Земли [6], [12].

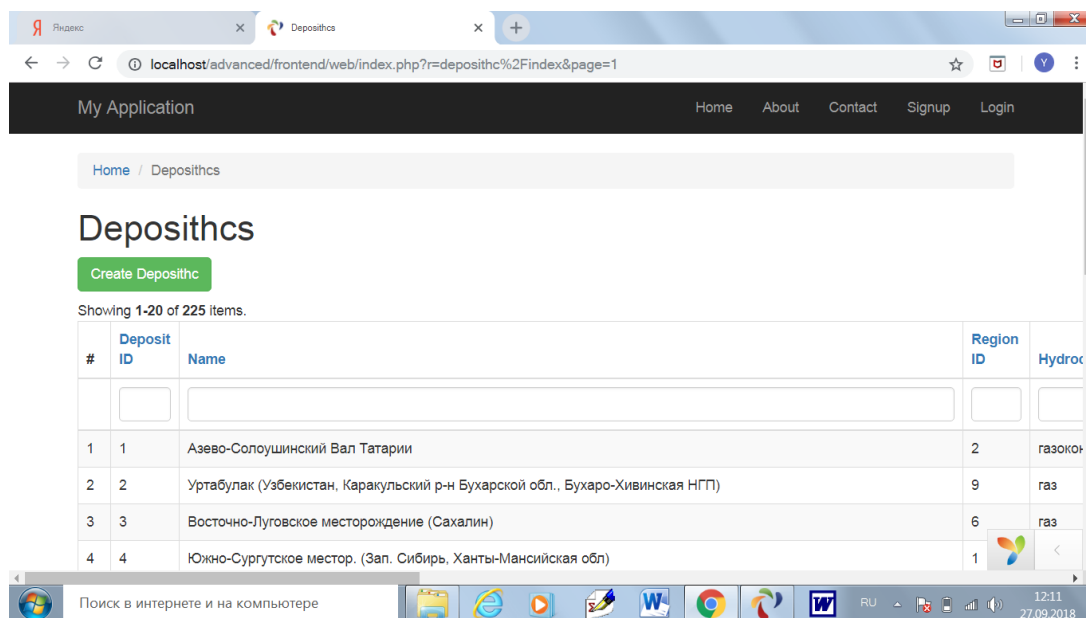


Рис. 1. PrintScreen (фото-фрагмент) 1-й страницы view модели Deposithc.

Столбец “тип углеводородов месторождения” (hydrocarbon) принимает в зависимости от месторождения следующие значения: нефть, газ, газоконденсат, битумы либо их комбинацию.

Столбец методов использованных при поиске месторождения (method) включает и тематические и вычислительные методы, а так же пакеты программ их реализующих. Так

для месторождения Уртабулак этот столбец содержит: пакеты АКОМ, ВГФ, КГРИН, КПНГ, ПРЭФ, ПРЭФ-2, РА Тсубои, ПНГ в КОСКАД, РАП, РАПОНГ [1-2], а так же ППНГ, ПГРИН, пакеты “Интерпретация 2.5D” и “Интерпретация 3.5D”.

Таким образом, ИС Deposit может использоваться как инструмент априорной информации относительно месторождений углеводородов.

Список литературы

1. Лаврентьев М.М., Старостенко В.И., Филатов В.Г., Мегеря В.М., Лобанов А.М., Овсепян М.Л., Гласко Ю.В. и др. Применение регуляризации в гравимагниторазведке при поисках месторождений углеводородов. Москва: РГГРУ. 2010.

2. Лобанов А.М., Филатов В.Г., Петров А.В., Овсепян М.Л., Гласко Ю.В. и др. Интропродолжение и эпигенетическое магнитоминералообразование в нефтегазоразведке. Москва: РГГРУ. 2009.

3. Мегеря В.М., Старостенко В.И., Филатов В.Г., Лобанов А.М. и др. Месторождения углеводородов неструктурного типа и их проявления в гравитационных полях. Москва: РГГРУ. 2011.

4. Мегеря В.М., Никитин А.А., Петров А.В., Старостенко В.И. и др. Концепция геосолитонов, оптимальная фильтрация и интропродолжение геополей с учетом вторичного магнитоминералообразования в нефтегазоразведке. Москва: НТ Пресс. 2011.

5. Филатов В.Г., Мегеря В.М. и др. Определение плотностей геологических объектов в нефтегазоразведке. Москва. РГГРУ. 2010.

6. Мегеря В.М., Старостенко В.И., Никитин А.А. и др. Применение геосолитонной концепции дегазации Земли, регуляризации и оптимальной фильтрации геофизических данных при поисках месторождений углеводородов. Москва: НТ Пресс. 2011.

7. Мегеря В.М., Филатов В.Г., Старостенко В.И., Корчагин И.Н., Лобанов А.М., Гласко Ю.В. и др. Применение регуляризации и оптимальной фильтрации геофизических данных при поисках месторождений углеводородов //Киев: Геофизический журнал, 2012. - Т. 34. № 3. – С. 4-21.

8. Л. Шкарина. Язык SQL: учебный курс. СПб: Питер, 2001.

9. Прохоренок Н.А., Дронов В.А. HTML, JavaScript, PHP и MySQL. Джентльменский набор Web-мастера. 4-е издание. Санкт-Петербург: БХВ-Петербург. 2017.

10. Кузнецов М.В., Симдянов И.В. Самоучитель PHP 5/6. 3-е издание. – СПб: БХВ-Петербург, 2011.

11. Сафронов М. Разработка веб-приложений в Yii 2. М.: ДМК Пресс. 2015.

12. Шестопалов В.М., Макаренко А.Н. О некоторых результатах исследований развивающих идею В.И. Вернадского о “газовом дыхании” Земли //Киев: Геологический журнал, 2014. - № 3. - С. 7-25.

КАРТИРОВАНИЕ ВУЛКАНО-КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОГО-ЗАБАЙКАЛЬЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА ПОИСК МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА АЭРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Горячев Ю.П. (ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург)

Аннотация. Показана возможность и изложена методика анализа распределение сингулярных источников и областей существования эквивалентных решений, полученных в результате решения обратной задачи по материалам высокоточной аэромагнитной съемке на Наранском участке [1], для прогнозирования особенностей геологического разреза обусловленного различными магнитными свойствами горных пород, в том числе связанного с вулкано-купольными структурами.

Ключевые слова: аэромагнитная съемка, решение обратной задачи, интерпретационная система «Балтика», вулcano-купольные структуры.

В соответствии с существующими представлениями, рудопродуцирующими и рудоносными на позднепалеозойском этапе развития территории являются интрузии нефелиновых сиенитов боргойского комплекса (редкие земли, нефелин) и гранитоидов соготинского и бичурского комплексов (молибден, уран, редкие земли) приуроченные к вулcano-купольным структурам [1]. Одним из таких объектов, к которым приурочены интрузии, является Астайская вулcano-купольная структура (ВКС) имеющая площадь, по разным источникам, от 60 км² до 80 км². Она расположена на южных склонах хребта Малый Хамар-Дабан в междуречье Сопшиленты, Астая и Нижнего Астая. Имеет слегка вытянутую в субширотном направлении (12x7 км) форму и сложена перемежающимися между собой массивными, слабофлюидальными и сферолитовыми лавами, реже лавобрекчиями трахириолитов и их туфов (рис. 1). Установленная мощность вулканитов превышает 500 м.

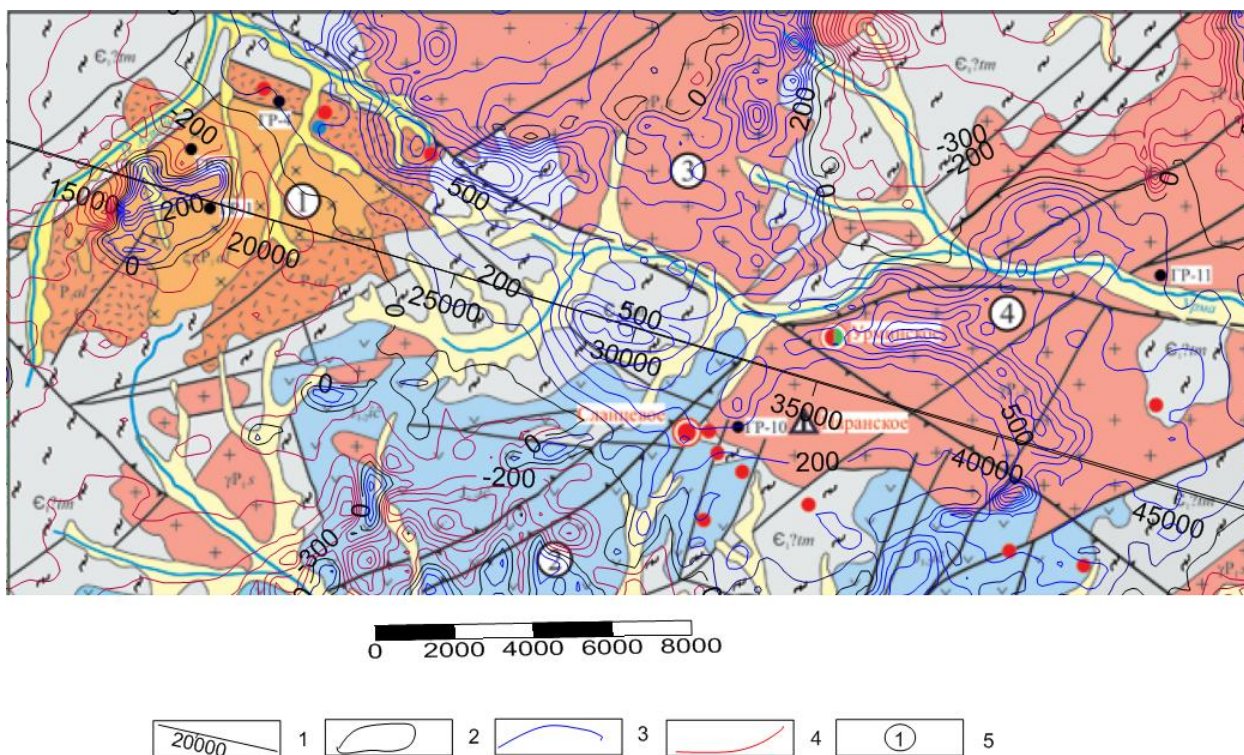


Рис. 1. Фрагмент геологической карты листа М-48-Х (Наранский участок [1]) и карты изолиний магнитного поля ΔT , нТл. 1 – положение интерпретационного профиля; 2-4 изолинии магнитного поля: нулевые, положительные, отрицательные; 5 - в кружках – основные вулcano-плутонические структуры: 1 – Астайская ВКС, 2 – Северо-Боргойская ВТС, 3 – Урминский массив, 4 – Наранский массив.

В центральной части вулканической структуры трахириолиты прорваны крупным штокообразным телом (7x4 км) сиенит- и граносиенит-порфиров [1]. Для сиенит-порфиров характерно «засоренность» мелкими обломками вмещающих вулканитов и пород фундамента ВКС, что указывает, вероятно, на экструзивный (жерловый) характер этого тела.

Результаты решения обратной задачи магнитного потенциала выполненной с помощью программ входящих в интерпретационную систему «Балтика» [2], по профилю представленному на рис. 2, дают представление о геометрии и характере распределения магнитных свойств этого штокообразного тела. По результатам инверсии жерловую часть можно рассматривать, как относительно магнитное тело, имеющее размеры не превышающие 3x1 км. На рис.2, на подложке в виде фрагмента геологической карты, приведен геофизический раз-

рез в виде распределения сингулярных источников и границ существования эквивалентных решений. Над разрезом показаны наблюдаемая (синий цвет) и подобранная (красный цвет) аномалии магнитного поля. В геометрическом плане, в разрезе, магнитное тело представляет собой серповидный объект, выгнутый в восточном направлении. Самая восточная часть его, на глубинах от 800 до 1300 метров, имеет наибольшие значения эффективной намагниченности, соответствующие диапазону $100 - 150 \cdot 10^{-2}$ А/м.

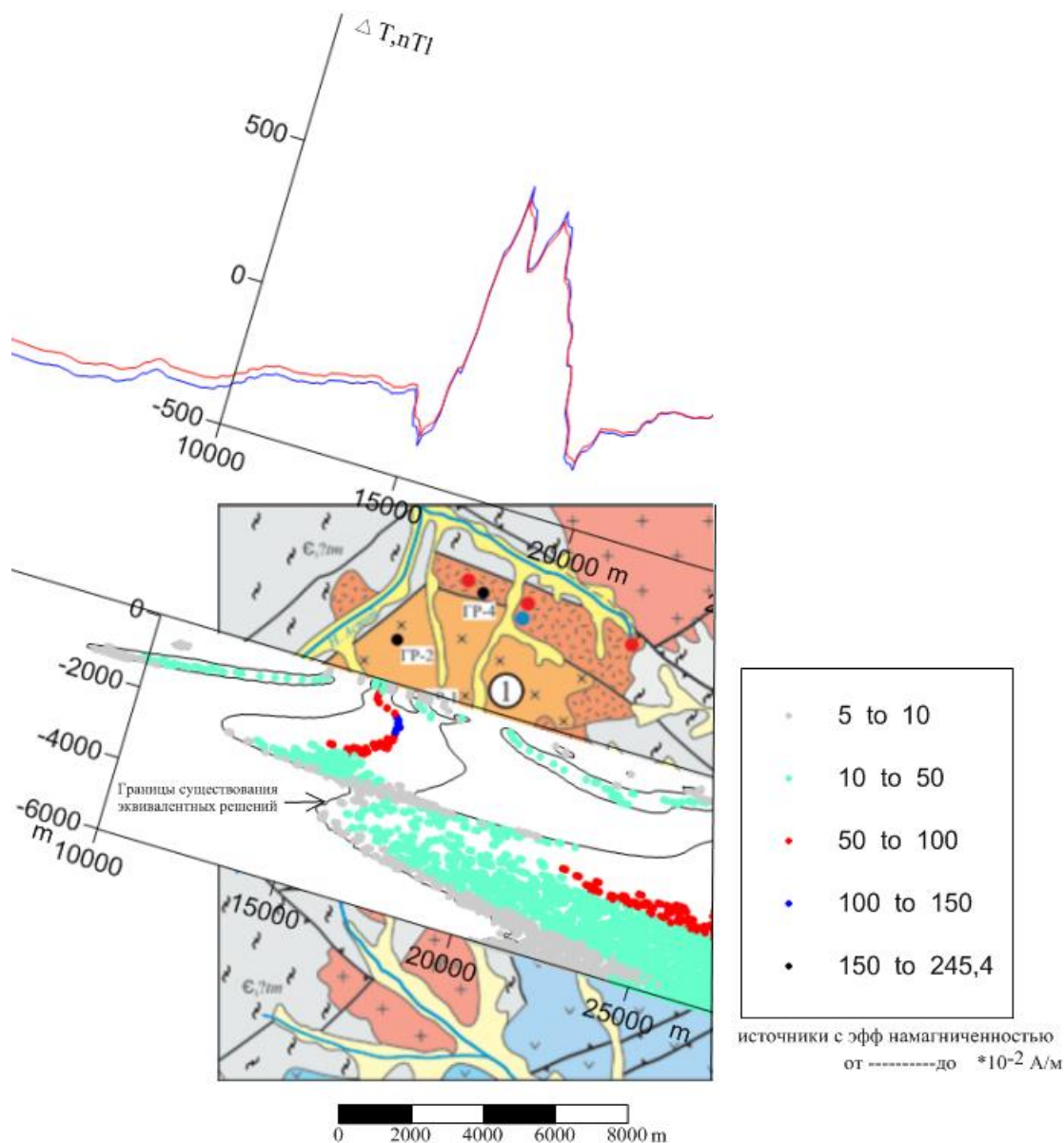


Рис. 2. Результаты решения обратной задачи по профилю 1 (интервал от 10 до 28 км).

При приближении к дневной поверхности и с глубиной, намагниченность уменьшается и принимает значения от 50 до $100 \cdot 10^{-2}$ А/м. В приповерхностной части она не превышает $30 \cdot 10^{-2}$ А/м. В границах существования эквивалентных решений, штокообразное тело не превышает в верхней части разреза 2500 метров.

По обе стороны от выделенного «серповидного» жерлового магнитного тела, в верхней части разреза, картируются пологозалегающие слабомагнитные тела, с эффективной намагниченностью $10 - 50 \cdot 10^{-2}$ А/м, предположительно представляющие собой перемежающиеся между собой массивные, слабофлюидальные и сферолитовые лавы, лавобрекчии трахириолитов и их туфов. Геометрические особенности поведения эффективной намагниченности этих тел отвечают образу вулcano-купольных структур, что дает основание использо-

вать их как картировочный признак для выделения подобных объектов, которые представляют интерес в связи с отмеченной приуроченностью к ним различных полезных ископаемых.

Как видно из рис.1 интерпретационный профиль пересекает Наранский массив, в южной его части, сложенный преимущественно лейкогранитами третьей фазы соготинского комплекса.

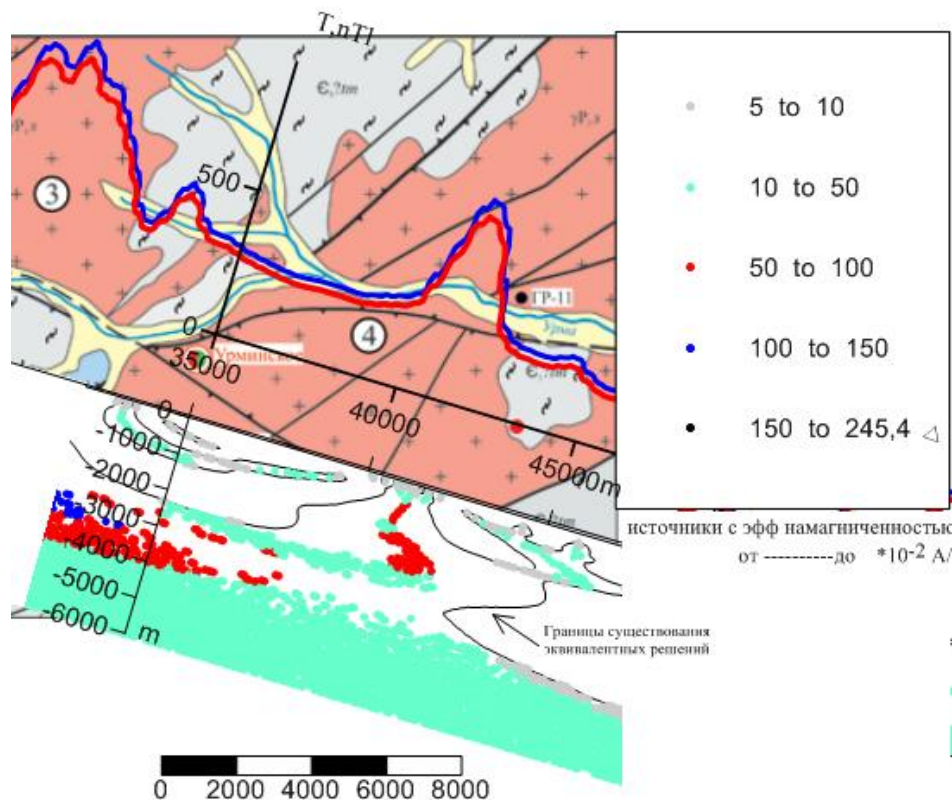


Рис. 3. Результаты решения обратной задачи по профилю 1 (интервал от 35 до 46 км).

Как видно из результатов решения обратной задачи, субвертикальное, в верхней части разрезамагнитное интрузивное тело, картируется сингулярными источниками с намагниченностью от 50 до $100 \cdot 10^{-2}$ А/м. (рис. 3). Существенное отличие в геофизических разрезах показанных на рис. 2 и рис. 3, заключается в том, что для Астайской ВКС, глубины локализации сингулярных источников с намагниченностью от 10 до $50 \cdot 10^{-2}$ А/м группируются на глубинах 2000 – 3000 метров, как бы формируя ее основание, в то время как для Наранского массива они достигают значительно больших глубин, в геометрическом плане отвечая антиклинальному поднятию. В крыльевых частях поведение сингулярных источников аналогично тому что наблюдается для Астайской ВКС, что дает основания отнести рассматриваемую часть Наранского массива к купольному типу (рис.3).

Результаты решения обратной задачи для все профиля от 12 до 50 километра приведены на рисунке 4, на котором в центральной части, между Астайской ВКС и Наранским массивом (км профиля от 22 до 35), сингулярными источниками относительно низкой эффективной намагниченности от 10 до $50 \cdot 10^{-2}$ А/м. картируется структура синклинального типа, выше которой до глубины 800 от дневной поверхности наблюдается переслаивание относительно магнитных от 50 до $100 \cdot 10^{-2}$ А/м. и от 100 до $150 \cdot 10^{-2}$ А/м. сингулярных источников, которое можно отнести к плутоническому объекту, связанному с рассматриваемыми интрузиями Астайской ВКС и Наранского массива.

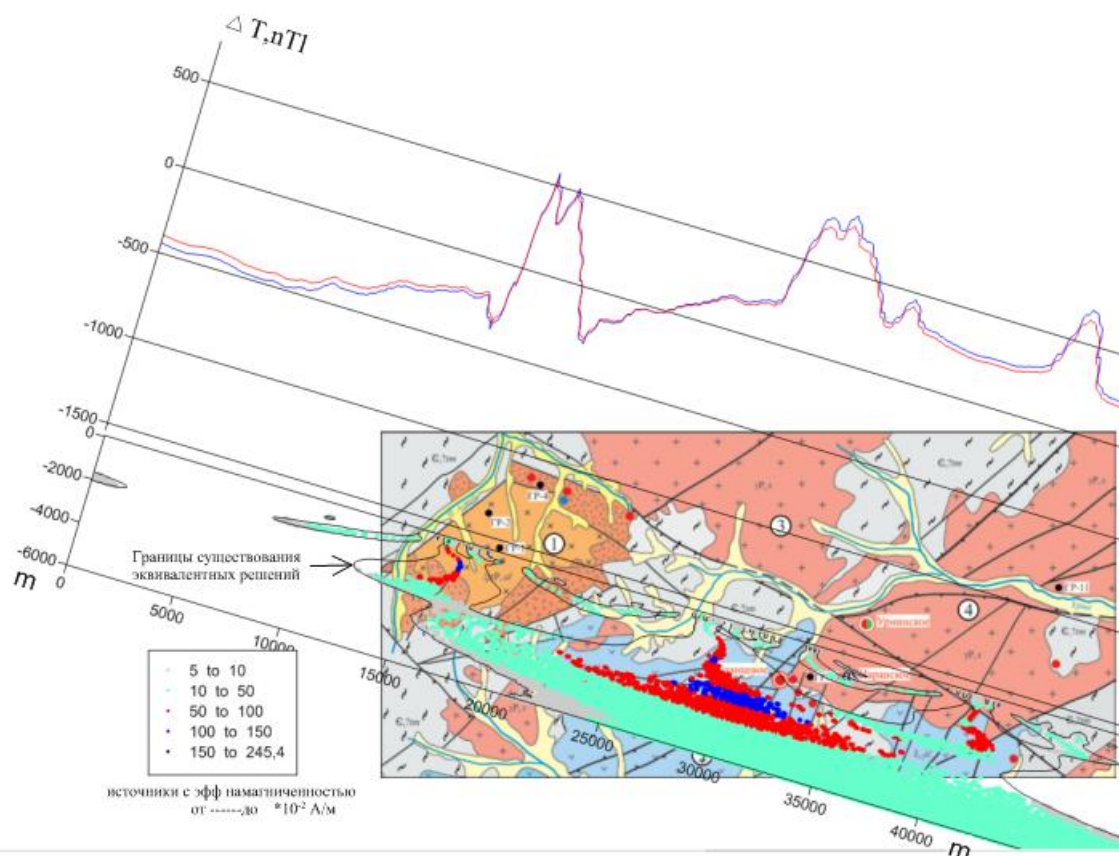


Рис. 4. Результаты решения обратной задачи по профилю 1 (интервал от 12 до 50 км).

Таким образом, анализируя распределение сингулярных источников и областей существования эквивалентных решений, получаемых в результате решения обратной задачи, появляется возможность прогнозирования особенностей геологического разреза связанного с различными магнитными свойствами горных пород, в том числе обусловленные вулканокупольными структурами.

Список литературы

1. Макарьев Л. Б., Рассолов А. А., Моргун Э. В., Львов П. А., Сергеев С. А., Шарпенюк Л. Н. Новые данные о возрасте и составе боргойского комплекса и алентуй-соготинской вулканоплутонической ассоциации Западно-Забайкальского пояса (Таширская площадь, Республика Бурятия), Региональная геология и металлогения № 73/2018, 50 -59.
2. Горячев Ю.П. Система интерпретации аэромагнитных данных и ее использование для картирования нефтегазоперспективных объектов на севере Западно-Сибирской плиты. Прикладная геофизика. Вып.132.–М.: ОАО изд-во "Недра", 1998.–с.167- 182.

ГЛУБИННАЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Груздев В.Н. (ФГБОУ ВО «ВГУ», г. Воронеж, grumerr@rambler.ru),
Антонова И.Ю. (ФГБОУ ВО «ВГУ», г. Воронеж)

Аннотация. Дается анализ характера распределения электропроводности консолидированной части земной коры по результатам интерпретации магнитовариационных исследований с использованием вейвлет-преобразований геомагнитных вариаций.

Ключевые слова: Воронежский кристаллический массив, магнитовариационные исследования, глубинная электропроводность, земная кора, вейвлет-преобразование вариаций.

Для изучения глубинного строения восточного склона Воронежского кристаллического массива (ВКМ), а именно, для выявления горизонтальных геоэлектрических неоднородностей широкое применение нашли магнитовариационные исследования (МВИ), которые основаны на регистрации вариаций Z-, H-, D- компонент переменного геомагнитного поля с периодом более 5 минут. Методика полевых наблюдений включала синхронные регистрации компонент геомагнитного поля на одном базисном и нескольких рядовых пунктах (от 1 до 3 - 4).

Геоэлектрическую модель региона можно построить только с использованием синхронных распределений компонент геомагнитного поля по всем пунктам наблюдения на различных периодах [1].

Для расчета синхронных полей необходимо иметь передаточные функции, связывающие компоненты поля на базисной и рядовой точках [4]:

$$\begin{aligned}H_Z^B &= m_{ZX^B} H_X^B + m_{ZY^B} H_Y^B; \\H_Z^i &= m_{ZX} H_X^B + m_{ZY} H_Y^B; \\H_X^i &= m_{XX} H_X^B + m_{XY} H_Y^B; \\H_Y^i &= m_{YX} H_X^B + m_{YY} H_Y^B.\end{aligned}$$

Передаточные функции не зависят от источника поля, и определяются распределением электропроводности в Земле, периодом колебаний и положением точки наблюдения

В данной статье применялась методика расчета передаточных функций с использованием коэффициентов вейвлет – преобразований.

Вейвлеты – это особые функции, имеющих вид коротких волновых пакетов с нулевым интегральным значением и с той или иной, подчас очень сложной, формой, локализованных по оси t и способных к сдвигу по ней и масштабированию (сжатию и растяжению) [3]. Вейвлеты создаются с помощью базовых функций – прототипов, задающих их вид и свойства и удовлетворяющих целому ряду специфических условий. Набор вейвлетов, в их временном и в частотном представлении, может приближать сложный сигнал, причем достаточно точно. С помощью вейвлетов сигнал представляется совокупностью волновых пакетов – вейвлетов, образованных на основе некоторой исходной функции $\psi_0(t)$. Эта совокупность, разная в разных частях временного интервала определения сигнала, и корректируется множителями, имеющими вид сложных временных функций [4].

Для дискретного вейвлет - преобразования вариаций компонент переменного геомагнитного поля использовался вейвлет – Добеши порядка 4, который позволяет проводить вейвлет – преобразования для многих функций, в том числе для синхронных вариаций геомагнитного поля.

Для расчета передаточных функции по основным коэффициентам вейвлет – преобразований, т.е. для коэффициентов 0 – 7, составлена соответствующая программа в СКМ MathCAD. Первые 8 коэффициентов выбраны исходя из того, что исходная временная реализация вариаций геомагнитного поля с использованием обратного вейвлет - преобразования практически полностью восстанавливается по первым 8 коэффициентам. Характер распределения величины вейвлет - коэффициентов для синхронных записей по двум конкретным пунктам наблюдения различается как для самих коэффициентов, так и для различных используемых видов реализаций поля. Это связано с тем, что с увеличением номера коэффициента уменьшается глубина, о которой содержится информация, а также усиливается влияние локальных неоднородностей, имеющих внешнюю (источник) и внутреннюю (особенности геоэлектрического разреза) природу.

Для получения передаточных функций по каждой паре «база – рядовая точка» и определенному коэффициенту Вейвлет – преобразований методом наименьших квадратов решается система линейных уравнений с использованием 7 и более синхронных реализаций вариаций поля.

Использование различных реализаций вариаций компонент геомагнитного поля, наблюдаемых в базисной и рядовой точках, дает возможность ввести в обработку реализации при различных направлениях поляризации первичного поля. Характер распределения величины одних и тех же вейвлет - коэффициентов для различных синхронных реализаций вариаций геомагнитного поля может отличаться, что обусловлено влиянием иных геоэлектрических неоднородностей при различных направлениях поляризации первичного поля.

По полученным передаточным функциям коэффициентов вейвлет – преобразований для синхронных данных можно определить значения вейвлет - коэффициентов в рядовой точке наблюдения через базисный пункт, и тем самым, оценить погрешности расчета передаточных функций., а также выявить импульсы, вейвлет - коэффициенты которых имеют иной характер распределения, что может быть связано с природой источника поля. Такие реализации поля исключались из общей массы обрабатываемых данных или выделяли их в особую группу.

Для изучения глубинной электропроводности достаточно исследовать характер распределения определенных вейвлет - коэффициентов, полученных на рядовых точках с помощью передаточных функций, причем каждый из коэффициентов несет информацию о распределении электропроводности на определенных глубинах и, чем больше номер коэффициента, тем меньше глубина исследования.

В качестве вариаций геомагнитного поля использовались бухтообразные возмущения и длиннопериодные пульсации.

Для характеристики электропроводности консолидированной части Земной коры использовались результаты анализа характера распределения поля H_z , H_y , H_x – компонент для различных коэффициентов вейвлет – преобразований.

В восточной части ВКМ при северной поляризации первичного поля на региональном фоне H_z – составляющей выделяется ряд локальных аномальных зон. Для всех вейвлет коэффициентов от 0 до 7 отмечается увеличение интенсивности поля с севера на юго-запад, при этом выделяются 4 аномальные области. Первая расположена в районе точек наблюдения 46, 52 и 51, вторая – в районе пунктов 48, 39, 47 (рис. 1). Форма этих аномалий изометричная. Вертикальная компонента H_z на 50% превышает уровень нормального поля. Третья аномалия находится вблизи южной границы склона в районе пунктов наблюдения 53, 56, 54, 55. Нормированная амплитуда H_z – компоненты составляет 0.3 – 0.5. Четвертая аномальная зона, расположенная в восточной части массива, в районе пунктов наблюдения 23, 21, 49, и имеет интенсивность поля H_z – компоненты до 0.2 – 0.3.

В характере распределения поля H_y – компоненты при северной поляризации первичного поля выделяются те же аномальные области, но они немного смещены пространственно и имеют другую интенсивность.

Распределение нормированной амплитуды H_x – компоненты при северной поляризации первичного поля для всех вейвлет - коэффициентов имеют одно и тоже положение аномальных зон, их форма, размеры и простираение совпадают. Отличаются они лишь только в интенсивности. Аномальная зона на востоке – юго-востоке (пункты наблюдения 21, 23) имеют достаточно большую площадь распространения, простираются с юга на восток и их интенсивность на 20-30% отличается от уровня нормального поля. Аномальная область в районе точки наблюдения 46 имеет изометрическую форму, небольшой размер и интенсивность на 50 - 90% превышающую уровень нормального поля.

При восточной поляризации первичного поля для H_z – составляющей поля отмечаются ряд особенностей характера распределения от 0 до 7 вейвлет – коэффициентов. Для 0 – коэффициента региональное поле отрицательное, на его фоне выделяются две крупные аномальные области, которые включают в себя более мелкие интенсивные аномалии. Первая аномальная область, вытянутая с ю-з на с-в, имеющая интенсивность 0.5 от уровня нормального поля, расположена в районе пунктов наблюдения 46, 48, 50. Вторая аномальная область расположена в районе точек наблюдения 20, 60, 69 и представлена группой локальных аномалий интенсивностью до -0.5. Для 1 – го вейвлет - коэффициента выделяются 2 отрицатель-

ные аномальные области изометричной формы, интенсивностью – 1.5. Между ними находится положительная аномалия интенсивностью 0.6. Для 2 –го вейвлет – коэффициента наблюдается отрицательная аномалия интенсивностью -0.5.

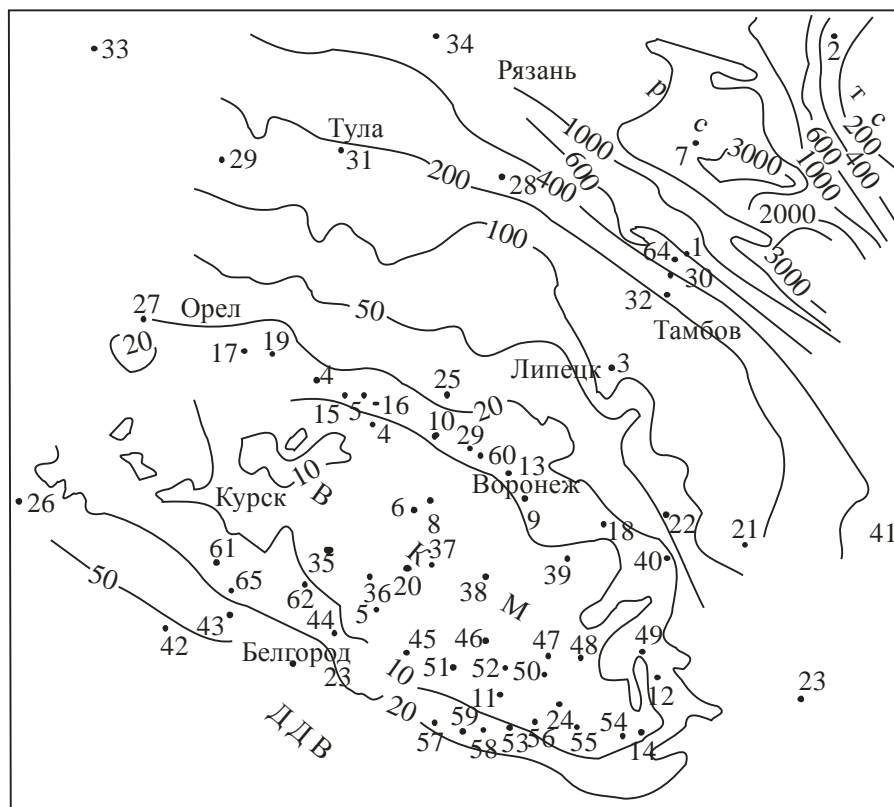


Рис. 1. Схема распределения пунктов регистрации геомагнитных вариаций с изолиниями значений суммарной продольной проводимости осадочного чехла в С.м.

При восточной поляризации первичного поля для H_y – составляющей структура аномального поля для всех восьми вейвлет – коэффициентов одинаковая. На фоне нормального поля фиксируются три аномальные области (п.н. 13, 6, 46, 55, 21, 23), амплитуда которых на 30 – 50% превышает уровень нормального поля.

При восточной поляризации первичного поля для H_x – составляющей на 2 – 6 вейвлет – коэффициентах выделяется ряд мелких отрицательных аномалий, интенсивностью до -0.5. На 1 вейвлет – коэффициента в районе пункта наблюдения 46 интенсивность аномального поля увеличивается в полтора раза. На 0 вейвлет – коэффициенте выделяются две аномальные области (п.н. 50, 48, 46, 38).

Анализируя карты распределения поля по H_z -, H_y -, H_x - компонентам можно установить, что глубинные проводящие зоны, в основном, приурочены к сочленению различных структурно-тектонических геоблоков различного порядка, а также связаны с геологическими процессами, протекающими в них. Влияние осадочного чехла практически исключается, так как в пределах восточной части ВКМ значения S не превышают 30 См [1].

С Орловско – Россошанским поясом сопряжено несколько локальных проводящих зон, вероятно представляющих собой протяженную линейную аномалию. Интенсивная проводящая аномалия в пределах разлома с запада ограничивает Россошанский массив.

В районе г. Павловска на сочленении мегаблоков КМА и Богучарско – Липецкого прослеживается аномалия геомагнитных вариаций (рис. 2). В пределах проводящих зон, обуславливающих данную аномалию, происходит снижение электрического сопротивления в верхней части кристаллического фундамента до 200 Ом*м, что связано с особенностями за-

легания углефицированных песчанико-сланцевых образований воронцовской серии, слагающих верхнюю часть фундамента в несколько километров и залегающих на высокоомных образованиях нижнеархейского и верхнеархейского возраста. Выделяется обширная область пониженного сопротивления, отвечающая Калачско-Эртильскому мегасинклинию [2].

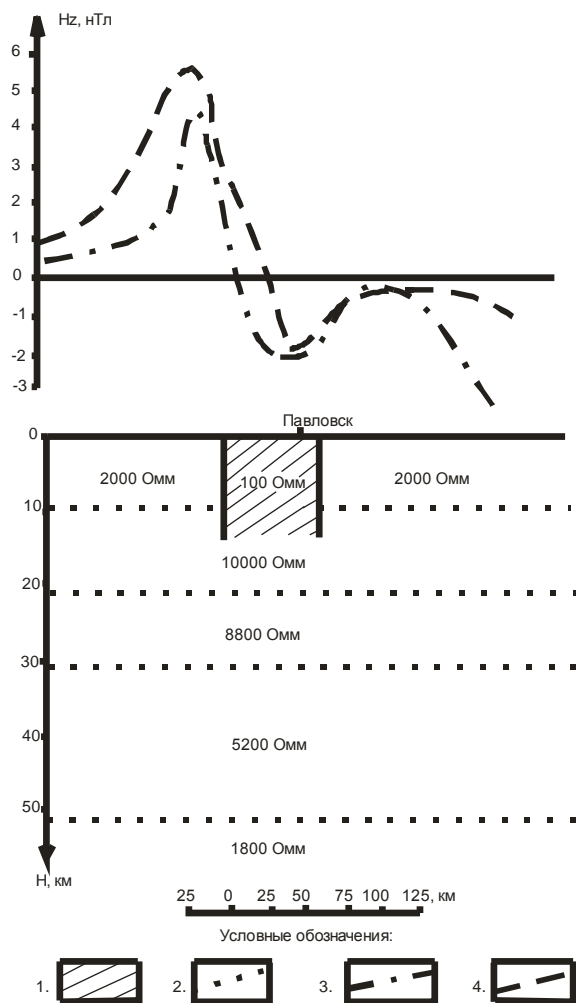


Рис. 2. Геоэлектрическая модель вдоль профиля Айдар – Павловск – Новохоперск; 1 – глубинная проводящая зона; 2 – границы горизонтально – слоистой нормальной геоэлектрической модели; 3 – амплитуда H_z -компонента ($T = 300$ с) при северо-восточном направлении поляризации первичного поля; 4 – амплитуда H_z -компонента ($T = 300$ с) при северном направлении поляризации первичного поля.

Профиль Айдар – Павловск – Новохоперск пересекает две крупные структуры кристаллического фундамента: Россошанский нижнеархейский массив и Калачско – Эртильский мегасинклиний. При этом обнаруживается существенное различие строения земной коры этих структур. В частности – на профиле Павловск – Айдар значительно сокращена мощность «диоритового» слоя и увеличена мощность «гранито – гнейсового» слоя. На профиле Павловск – Новохоперск мощность слоев приблизительно одинаковая, но имеется переходной слой кора – мантия мощностью порядка 5 км. Высокопроводящая зона (100 ом*м), мощность которой составляет 15 км, отмечается в верхней части коры. Структурно она приурочена к архейским образованиям Россошанского массива, переработанным в последующие тектоно - магматические циклы. Зона ограничена справа Лосевско - Мамонским разломом, а слева тектоническими нарушениями в земной коре. В верхней части проводящей зоны, в

районе Павловска, отмечается область пониженной скорости, а в нижней части – повышенной.

В пределах восточной части ВКМ аномальные области могут быть связаны с сульфидизированными образованиями, с графиками, а также с тектоническими нарушениями и связанными с ними термальными и минерализованными водами.

Список литературы

1. Груздев В.Н. Геоэлектрическая модель Воронежского кристаллического массива / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. // Тез. докл. международной конференции. г. Воронеж, 1996. – С.72 – 73.
2. Груздев В.Н., Антонова И.Ю. / Электропроводность верхней части кристаллического фундамента свода Воронежского массива по данным метода теллурических токов / Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва – 2017, с.122 - 126.
3. Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике.- М.: СОЛОН-Р, - 2002. 448 с.
4. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов.- М.: Недра, 1986.-316 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИДЕНТИФИКАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ХОПЕРСКОГО МЕГАБЛОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Давудова Э.И. (ФГБОУ ВО "ВГУ", г. Воронеж, eldina.davudova.94@mail.ru),

Муравина О.М. (ФГБОУ ВО "ВГУ", г. Воронеж),

Жаворонкин В.И. (ФГБОУ ВО "ВГУ", г. Воронеж)

Аннотация. В работе приводятся результаты идентификационного моделирования методом группового учета аргументов (МГУА) петрофизических параметров супракристаллических, интрузивных и ультраметаморфических пород Хоперского мегаблока Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Идентификационные стохастические модели отражают взаимосвязи между петрофизическими параметрами геологическими и (или) пространственными атрибутами. Использование моделей эффективно в процессе идентификационного и робастного анализа петрофизических данных и является необходимым звеном создания стартовых петрофизических моделей среды.

Ключевые слова: метод группового учета аргументов, идентификационное моделирование, робастный анализ, петрофизические параметры, Воронежский кристаллический массив.

Идентификационное обеспечение петрофизических данных является важным элементом технологии статистической обработки петрофизической информации и решает задачи робастного и идентификационного анализа данных [1-9].

Идентификационное моделирование методом группового учета аргументов было выполнено для супракристаллических, интрузивных и ультраметаморфических пород Хоперского мегаблока ВКМ. Хоперская структурно-формационная зона расположена в восточной части ВКМ и является одним из трех главных тектонических элементов региона. В пределах Хоперского мегаблока гранитно-гнейсовая континентальная масса предположительно архейского возраста перекрывается Воронцовским чешуйчато-надвиговым поясом, сложенным породами воронцовской серии (K_1vc) [10]. Воронцовская серия представлена ритмически – переслаивающимися сланцами разного состава, метапесчаниками и метавулканиками. Комплекс зонально метаморфизован до гнейсов и мигматитов. Породы воронцовского метаморфического комплекса разделяются на нижнюю (K_1vc_1) и верхнюю (K_1vc_2) толщи. В петрофи-

зической базе данных [11] воронцовская серия представлена 8745 определениями физических свойств 1642 образцов керна из 148 скважин. Супракрустальные образования Воронцовского пояса прорваны многочисленными интрузиями мафит-ультрамафитов мамонского (PR_{1m}) и еланского (PR_{1e}) комплексов, гранитоидов бобровского комплекса (PR_{1b}), артюшковского щелочно-сиенитового комплекса (PR_{1ar}) и новогольского троктолит-габбродолеритового комплекса (PR_{1n}). Наиболее полно в петрофизической базе данных представлены породы мамонского перидотит-габброноритового комплекса (PR_{1m}). Он включает в разной мере дифференцированные ультрамафит-мафитовые интрузии. Основные породы мамонского комплекса – двупироксеновые габбронориты. В петрофизической базе данных мамонский комплекс представлен габброидами, перидотитами, пироксенитами и серпентинитами.

В процедуре идентификационного анализа в качестве зависимых переменных и переменных-аргументов использовались различные петрофизические параметры (плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, скорость распространения упругих колебаний, поляризуемость), условный литологический индекс, определяющий тип породы, и пространственные атрибуты петрофизических определений. Полученные модели были использованы для выявления выбросов, идентификации петрофизических данных и будут задействованы при построения детальных петрофизических моделей среды.

Рассмотрим некоторые результаты идентификационного анализа. В скважинах, пространственно приуроченных к зонам распространения пород воронцовской серии, встречается достаточно большое количество образцов керна интрузивных пород базит-гипербазитового состава, принадлежность которых к конкретному комплексу неясна. Задачу их идентификации можно решить с использованием МГУА.

В качестве примера приведем результаты анализа петрофизических данных по пироксенитам. Для магматитов этого состава, входящих в мамонский комплекс, в результате численного эксперимента была получена модельная зависимость, связывающая плотность со скоростью упругих волн и глубиной отбора образца: $\sigma = f(V_p, H)$. Качество полученного модельного уравнения отражает рис. 1. Модель выбрана по минимальному значению критерия отбора среди 10 лучших моделей первого ряда. Среднеквадратичная ошибка моделирования составила 0,05 г/см³ при стандартном отклонении экспериментальных данных 0,16 г/см³.

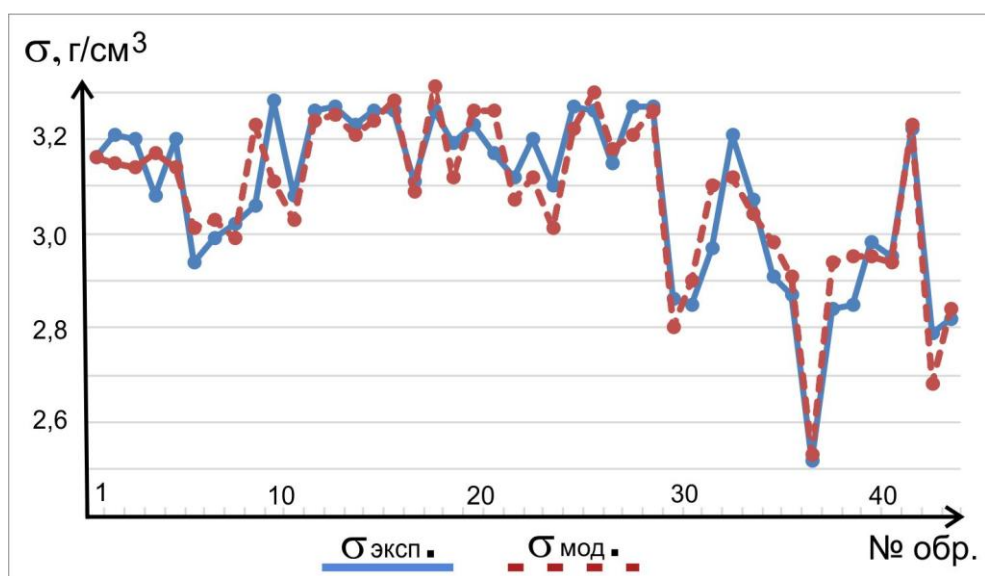


Рис. 1. Результаты идентификационного моделирования для пироксенитов мамонского комплекса

Идентификационные модельные уравнения, полученные для пород мамонского комплекса, были проверены на данных для пироксенитов из 12 скважин, пространственно при-

уроченных к области распространения пород верхней (рис. 2, а) и нижней (рис. 2, б) воронцовской серии.

Как видно из рис. 2, для петрофизических определений образцов из скважин, пространственно приуроченных к породам верхней воронцовской серии, характерно хорошее совпадение экспериментальных и модельных значений плотности, рассчитанных по модельным уравнениям для пироксенитов мамонского комплекса. Лучшие результаты получены для скважины с условным номером 4 (рис. 2, а), что позволяет с большой долей вероятности отнести пироксениты, вскрытые этой скважиной, к магматитам мамонского комплекса. Для петрофизических определений по скважинам, локализованным согласно геологическим данным в зоне распространения пород нижней воронцовской серии, модельные и экспериментальные данные согласуются только для единичных образцов.

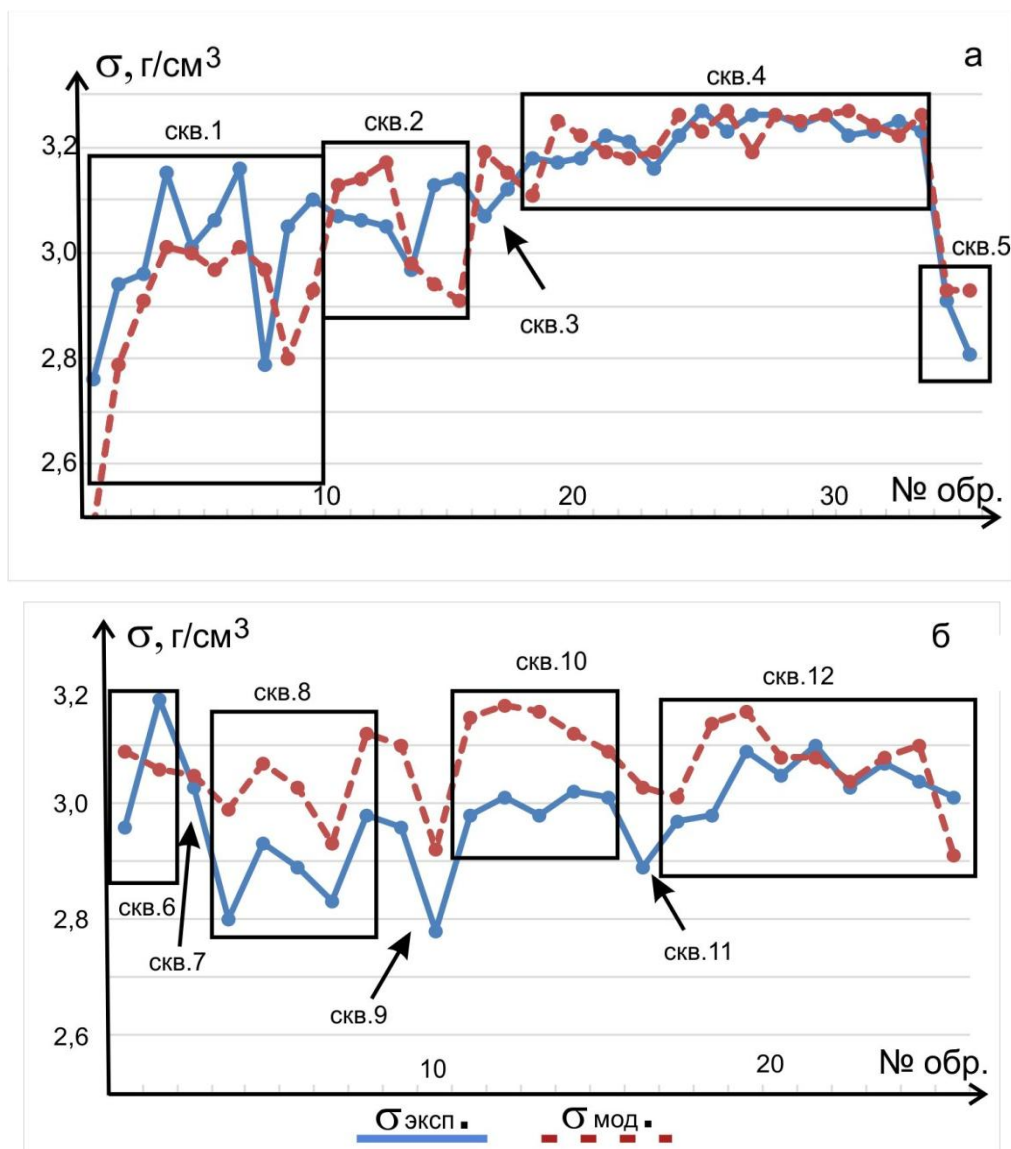


Рис.2. Идентификация пироксенитов из скважин, пространственно приуроченных к породам верхней (а) и нижней (б) воронцовской серии

Таким образом, приведенный пример показывают возможности МГУА для идентификационного анализа петрофизической информации.

Научные исследования выполнены в рамках гранта РФФИ № 18-05-00226-а.

Список литературы

1. Муравина О.М. Возможности метода группового учета аргументов при статистической обработке петрофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология, 2009. – № 2. – С. 150 – 110.
2. Муравина О.М. Метод группового учета аргументов при анализе геофизических данных // Геофизика, 2012. – № 6 – С. 10 –20.
3. Муравина О. М., Глазнев В.Н. Некоторые результаты статистического анализа петрофизических параметров пород осадочного чехла Воронежской антеклизы // Материалы XIV Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». – М.: ИФЗ РАН, 2013 – С. 190-193.
4. Муравина О.М. Идентификационный анализ петрофизических характеристик пород осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник КРАУНЦ, серия: Науки о Земле, 2013. – Т. 22. – С. 20-25.
5. Муравина О.М., В.Н. Глазнев Структурно-параметрические модели петрофизических параметров осадочного чехла Воронежской антеклизы // Известия СО РАЕН. – Иркутск: Изд. ИГТУ, 2014. – № 1 (44). – С.81-87.
6. 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.
7. Муравина О.М., Давудова Э.И., Пономаренко И. А. Разделение пород михайловской серии Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и пространственным параметрам // Материалы XVII Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». – М.: ИФЗ РАН, 2016 – С. 235-237.
8. Муравина О.М., Давудова Э.И., Пономаренко И. А. Использование метода группового учета аргументов для выявления выбросов в экспериментальных петрофизических данных // Материалы XVIII Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», М.: ИФЗ РАН, 2017 – С. 200-203.
9. Жаворонкин В.И., Фаустова Ю.С. Идентификационный анализ данных об электропроводности осадочного чехла Воронежского кристаллического массива // Материалы XIX Международной конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле". – М.: ИГЕМ РАН, 2018. – С. 120-123.
10. Чернышев Н.М. (Ред.) Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным. Воронеж: «Научная книга», 2012. – 330 с.
11. Муравина О.М., Жаворонкин В. И. Статистический анализ цифровой основы петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология, 2015. - № 2. - С. 94-99.

ИНВЕРСИЯ АЭРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПРИ ПОДАВЛЕНИИ МАГНИТНОГО ЭФФЕКТА ТРАППОВ

Давыденко А.Ю. (ИГУ, г. Иркутск, davydenkoay@gmail.com),

Попков П.А. (АО «Алмазы Анабара», г. Якутск),

Слепцов С.В. (АО «Алмазы Анабара», г. Якутск)

Аннотация: рассмотрена возможность использования инверсии магнитного поля для выделения по вектору суммарной намагниченности слоя траппов и эквивалентного слоя, замещающего подстилающую среду. Показана целесообразность двухэтапной робастной фильтрации результатов трехкомпонентной инверсии и в т. ч. способа фильтрации методом векторной медианы.

Ключевые слова: 3D-инверсия, магнитное поле, траппы, векторная медиана.

В областях развития траппового магматизма чрезвычайно актуальна задача подавления аномального эффекта траппов и выделение составляющих полей, связанных с вмещающей их средой. По материалам аэромагнитной съемки проведен вычислительный эксперимент, нацеленный на решение этой задачи на основе аппарата линейной 3D инверсии магнитного поля и многомерного анализа данных, реализованных в программе GelioSMI [1, 2].

По данным аэромагнитной съемки на рассматриваемом участке область распространения траппов выделяется весьма контрастно и, судя по синхронному изменению особенностей магнитного поля и рельефа, траппы имеют субгоризонтальное залегание (рис.1). С учетом резкого отличия магнитных свойств траппов от подстилающих их пород, что очевидно отражено в характере магнитного поля, было реализовано определение магнитных свойств слоя траппов на основе инверсии поля в два слоя. Первый слой аппроксимировал распределение магнитных источников, сосредоточенных в траппах - в практически горизонтальном слое, а второй, - эквивалентный слой, - концентрирует источники, позволяющие аппроксимировать магнитное поле неоднородностей вмещающей траппы среды. В частности, вне зоны развития траппов такого рода неоднородности выражены линейными магнитными аномалиями комплекса даек. Разделение изучаемого пространства на два слоя позволяет реализовать достаточно устойчивую инверсию поля в составляющие вектора суммарной намагниченности и дальнейшим выделением в этом слое источников поля, связанных с магнитными неоднородностями вмещающей среды.

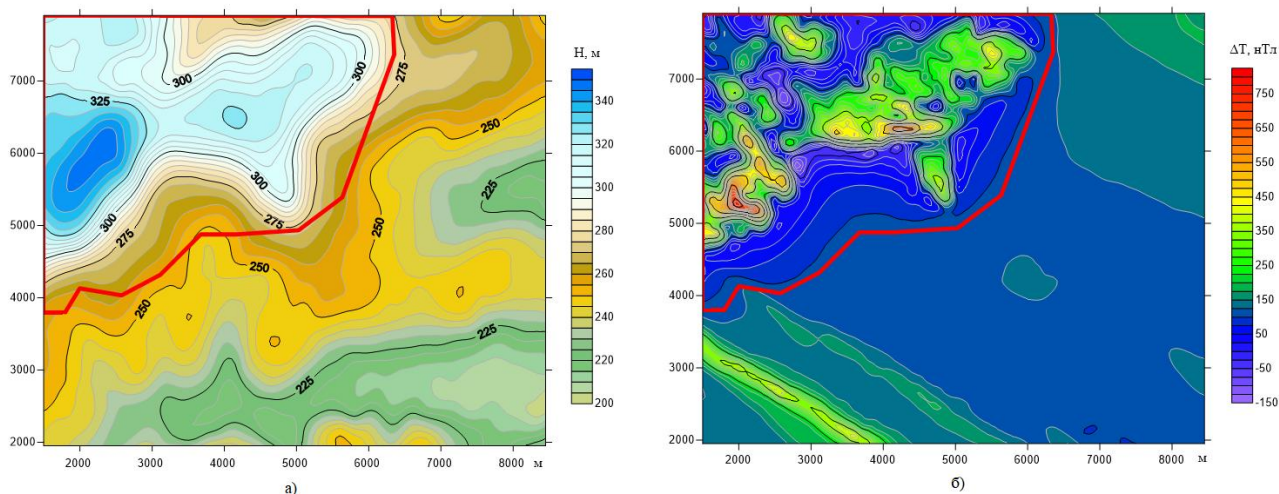


Рис. 1. Рельеф (H) и магнитное поле (ΔT) по данным АМС. Красный контур ограничивает область покрова траппов.

В качестве верхней кромки слоя траппов была взята поверхность дневного рельефа с максимальной отметкой 348 м, а мощность этого слоя определялась одним из трех вариантов глубины залегания нижней кромки траппов: 280, 270 и 260 м. Мощность второго слоя была принята равной 100 м с вариантами отметок верхней кромки, соответствующими тестируемыми отметкам нижней кромки траппов. Оба слоя аппроксимировались ячейками с горизонтальными размерами, соответствующими регулярной сети задания значений поля 50×50 м. Таким образом, первый слой имел переменную вертикальную мощность, определяемую дневной поверхностью рельефа, а второй – постоянную - 100 м. Эпицентры аппроксимирующих ячеек, совпадали с координатами точек задания поля, аппликата которых соответствовала реальной высоте измерения поля.

Полученные в результате инверсии поля компоненты J_x , J_y , J_z вектора суммарной намагниченности оказались осложнены интерференционной помехой, что, в частности, видно по полю составляющей J_x (рис.2, колонка а).

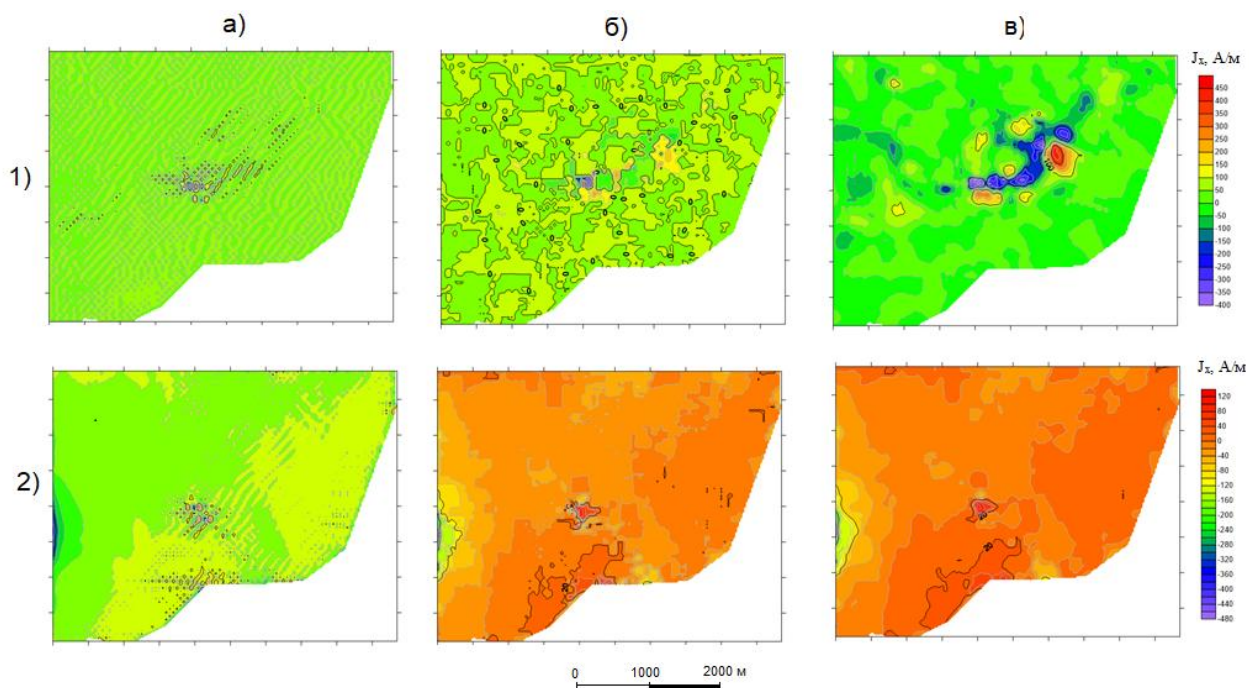


Рис. 2. Распределение составляющей J_x вектора суммарной намагниченности по результатам инверсии поля ΔT (а) и результаты последовательной фильтрации J_x по способу векторной медианы с окном 250×250 м (б), а также робастной фильтрации с окном 150×150 м (в): 1- ряд отвечающей модели слоя траппов с глубиной залегания нижней кромки 260 м; 2 – аналогичные характеристики для эквивалентного слоя.

Из нескольких рассмотренных вариантов робастной фильтрации, проводившейся с различными размерами окон, наиболее эффективной оказалась последовательная фильтрация в два этапа: на первом проводилась фильтрация способом векторной медианы [3] одновременно всех трех составляющих J_x , J_y , J_z . Для этого фильтра было выбрано окно 250×250 м (5×5 точек), обеспечившее эффективное подавление эффекта интерференции (рис. 2, колонка б). На втором этапе использовалась робастная фильтрация с подгонкой робастной регрессией с окном меньшего размера - 150×150 м (3×3 точки), что позволило, в том числе, сгладить «оконные» угловые эффекты после фильтрации способом векторной медианы (рис. 4, колонка в).

Анализ данных инверсии привел к выводу о наибольшей адекватности модели для отметки подошвы траппового слоя 270 м – в этом варианте «трапповый» и «эквивалентный» слои характеризуются наиболее контрастным визуальным различием.

Результаты инверсии (рис. 3) отражают, с одной стороны, высокую неоднородность намагниченности трапповых образований, а с другой, - относительно спокойный характер распределения составляющих вектора намагниченности в «эквивалентном» слое с наличием в нем «подтрапповой» локальной аномалии, проявляющейся в полях всех трех составляющих вектора намагниченности.

По результатам проведенного вычислительного эксперимента можно сделать вывод о целесообразности проведения фильтрации в тех случаях, когда некоторая неустойчивость процедуры инверсии приводит к осложнению результата относительно высокочастотной помехой. Преодоление неустойчивости инверсии за счет увеличения параметра регуляризации часто приводит к неоправданному загромождению ее результатов. Привлечение в таких ситуациях робастной фильтрации позволяет подавить помеху за счет двумерных автокорреляционных свойств относительно неустойчивой характеристики. При инверсии с использованием трехкомпонентной модели суммарной намагниченности целесообразно привлечение пространственная фильтрация методом векторной медианы, позволяющей эффективно подавлять помехи сразу во всех трех составляющих вектора намагниченности.

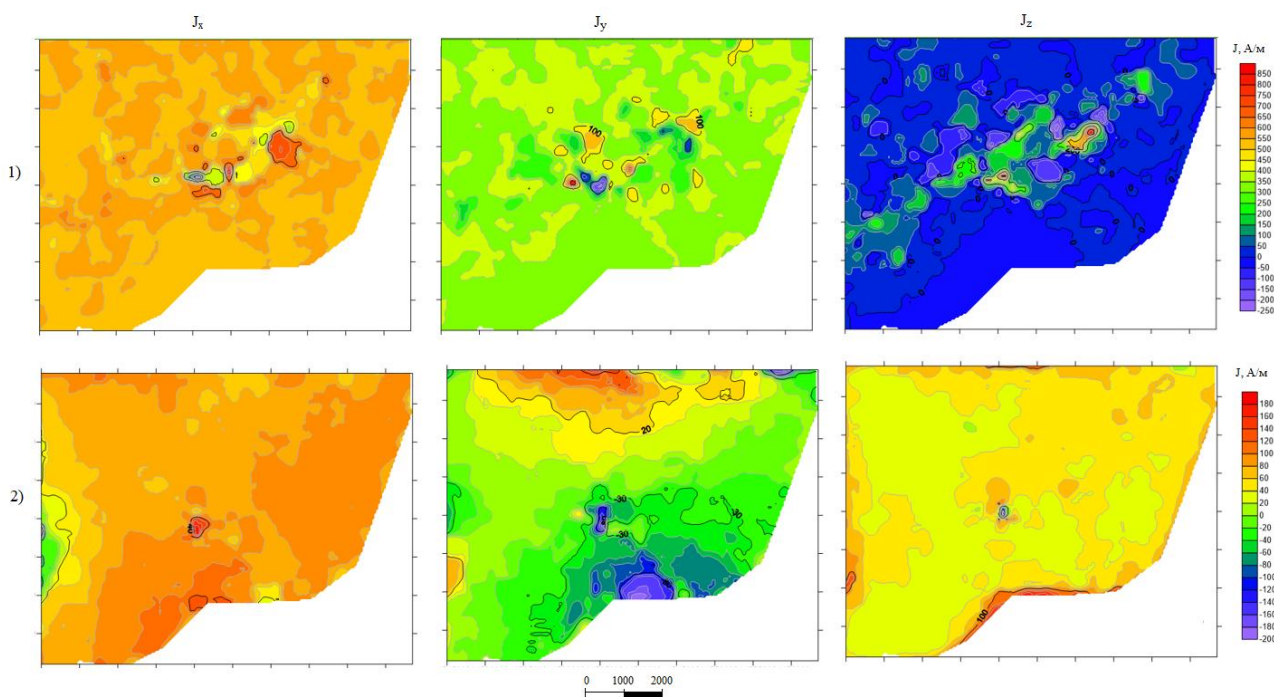


Рис. 3. Распределение составляющих J_x , J_y , J_z вектора суммарной намагниченности (колонки) по результатам инверсии поля ΔT (а) и последующей фильтрации для слоя модели траппов с глубиной залегания нижней кромки 270 м (1) и эквивалентного слоя вмещающих пород (2).

Список литературы

1. Давыденко А. Ю. Интерпретация геофизических данных с использованием технологии GelioSMI / А. Ю. Давыденко // Вопросы естествознания, №1 (9), ИрГУПС, Иркутск, 2016. -С. 120-124.
2. Davydenko A.Y. Principal component analysis for filtering and leveling of geophysical data / A. Y. Davydenko, A. V. Grayver // J. Appl. Geophys. , 2014, 109, p. 266–280.
3. Liu Y. Noise reduction by vector median filtering / Y. Liu // Geophysics, 2013, vol. 78, No. 3, p. 79-86.

ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ КОМБИНИРОВАННОГО ФУНКЦИОНАЛА ЭЛАСТИЧНОЙ СЕТИ

Давыденко А.Ю. (ИГУ, г. Иркутск, davydenkoay@gmail.com)

Аннотация. На основе синтетических моделей и реальных гравитационных и магнитных полей рассмотрены возможности алгоритма многомерной регрессии методом эластичной сети, позволяющего получать компактные решения трехмерных линейных обратных задач с учетом априорной информации об определяемых физических свойствах.

Ключевые слова: потенциальные поля, моделирование, 3D-инверсия, эластичная сеть.

Основным средством преодоления проблем неустойчивости и отсутствия единственности решений обратных задач геофизики является ограничение области возможных решений за счет привлечения априорной информации о физических свойствах, форме и условиях залегания возможных объектов. Включение этой информации в математическую модель линейной инверсии обычно основано на формировании весовой матрицы стабилизатора, учитывающей такие возможные свойства изучаемой геологической среды, как гладкость или

скачкообразность границ, анизотропия, компактность и др. [3, 5, 6]. Вместе с тем, очевидное сходство в постановке линейной обратной задачи геофизики с проблемами выявления регрессионных зависимостей, позволяет использовать эффективный аппарат регрессионного анализа для получения сжатых (компактных) решений. В линейных обратных задачах регрессорами будем полагать столбцы матрицы базисных функций, характеризующих эффект ячеек аппроксимирующей сетки, а прогнозируемой переменной – интерпретируемое поле.

Ранее были рассмотрены возможности получения компактных решений линейных обратных задач грави- и магниторазведки с использованием метода многомерной робастной регрессии LASSO, являющегося эффективным средством локализации источников в исследуемом пространстве [1]. В то же время метод LASSO является частным случаем регуляризационной технологии, определяемой термином «эластичная сеть» [4, 7]. Алгоритм эластичной сети (далее ELNET) позволяет одновременно проводить селекцию переменных и проводить их сжатие в компактные кластеры за счет выделения групп коррелированных переменных (столбцов матрицы базисных функций).

При 3-D инверсии гравитационного или магнитного поля наиболее часто используется сеточная модель, ячейки которой заполняют исследуемую область пространства прямоугольными призмами. Пусть наблюдаемое поле \mathbf{d} задано в n точках и линейно зависит от m значений (число призм) искомого физического параметра $\boldsymbol{\beta}$ (плотность, магнитной восприимчивость, составляющие вектора суммарной намагниченности) этих призм

$$\mathbf{d} = F\boldsymbol{\beta} + \boldsymbol{\epsilon}, \quad (1)$$

где F - $n \times m$ матрица базисных функций (МБФ) сеточной модели; $\boldsymbol{\epsilon}$ - n вектор невязки исходного поля \mathbf{d} и поля, полученного для данной МБФ.

Метод ELNET основан на поиске решения путем минимизации функционала [4]

$$\min_{(\boldsymbol{\beta}_0, \boldsymbol{\beta}) \in \mathbb{R}^{m+1}} R_\lambda(\boldsymbol{\beta}_0, \boldsymbol{\beta}) = \min_{(\boldsymbol{\beta}_0, \boldsymbol{\beta}) \in \mathbb{R}^{m+1}} \left[\frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N (\mathbf{d}_i - \boldsymbol{\beta}_0 - F_i^T \boldsymbol{\beta})^2 + \lambda P_0(\boldsymbol{\beta}) \right], \quad (2)$$

где в регуляризирующей части функционала

$$P_0(\boldsymbol{\beta}) = (1 - \alpha) \frac{1}{2} \|\boldsymbol{\beta}\|_{l_2}^2 + \alpha \|\boldsymbol{\beta}\|_{l_1} = \sum_{j=1}^p \left[\frac{1}{2} (1 - \alpha) \beta_j^2 + \alpha |\beta_j| \right];$$

$\boldsymbol{\beta}_0$ – фоновая составляющая поля; $\boldsymbol{\beta}$ – искомые коэффициенты (плотность, магнитная восприимчивость или составляющие намагниченности) при координатных функциях F_i ; λ - параметр регуляризации; α - параметр определяющий вклад метрик L_1 и L_2 в решение ($0 < \alpha \leq 1$).

Из выражения (2) следует, что $\alpha = 0$ соответствует решению на основе метрики L_2 с диагональным стабилизирующим функционалом (далее DSF), $\alpha = 1$ - регуляризация на основе L_1 -метрики (LASSO). Для типичных для геофизики недоопределенных задач ($m > n$) важно то, что ELNET, в отличие от LASSO, не ограничивает число определяемых переменных рангом МБФ. В контексте плохо обусловленных линейных обратных задач грави- и магниторазведки решение DSF характеризуется «размазыванием» определяемого физического свойства по всем m ячейкам аппроксимирующей сетки. В то же время метод LASSO часто дает чрезмерно сжатые решения с большим количеством «нулевых» ячеек, что часто приводит к существенному завышению эффективных значений физического свойства по отношению к их истинным значениям. Поэтому использование алгоритма ELNET позволяет надеяться, что при некоторых промежуточных значениях параметров α и λ в функционале (2), возможно получить распределение физического свойства по ячейкам модели более близкое к истинному, чем полученные способами DSF или LASSO.

В основу реализованной программы инверсии гравитационных и магнитных полей положен алгоритм эластичной сети, основанный на минимизации функционала (2) методом координатного спуска [4]. Исследования эффективности решений линейной обратной задачи и их зависимость от параметров моделей и регуляризации (λ , α) проводились на моделях, одна из которых показана на рис. 1, а также на практических примерах интерпретации данных гравитационных и магнитных полей на Сибирской платформе для съемок различного масштаба. Исследования на моделях показали высокую помехоустойчивость инверсии на основе ELNET (рис.2).

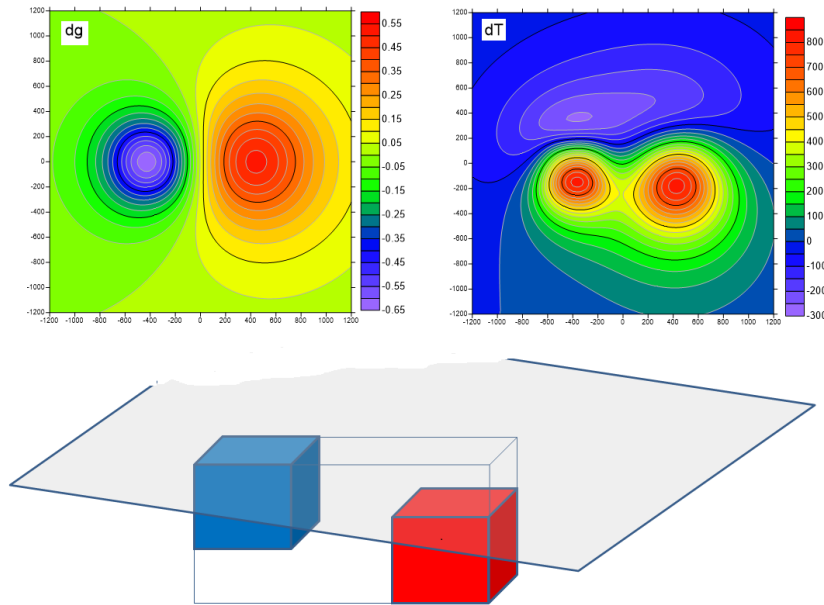


Рис. 1. Гравитационный и магнитный эффекты модели: плотность кубов $-0,3$ и $+0,5$ г/см³, магнитная восприимчивость $0,01$ и $0,03$ ед. СИ.

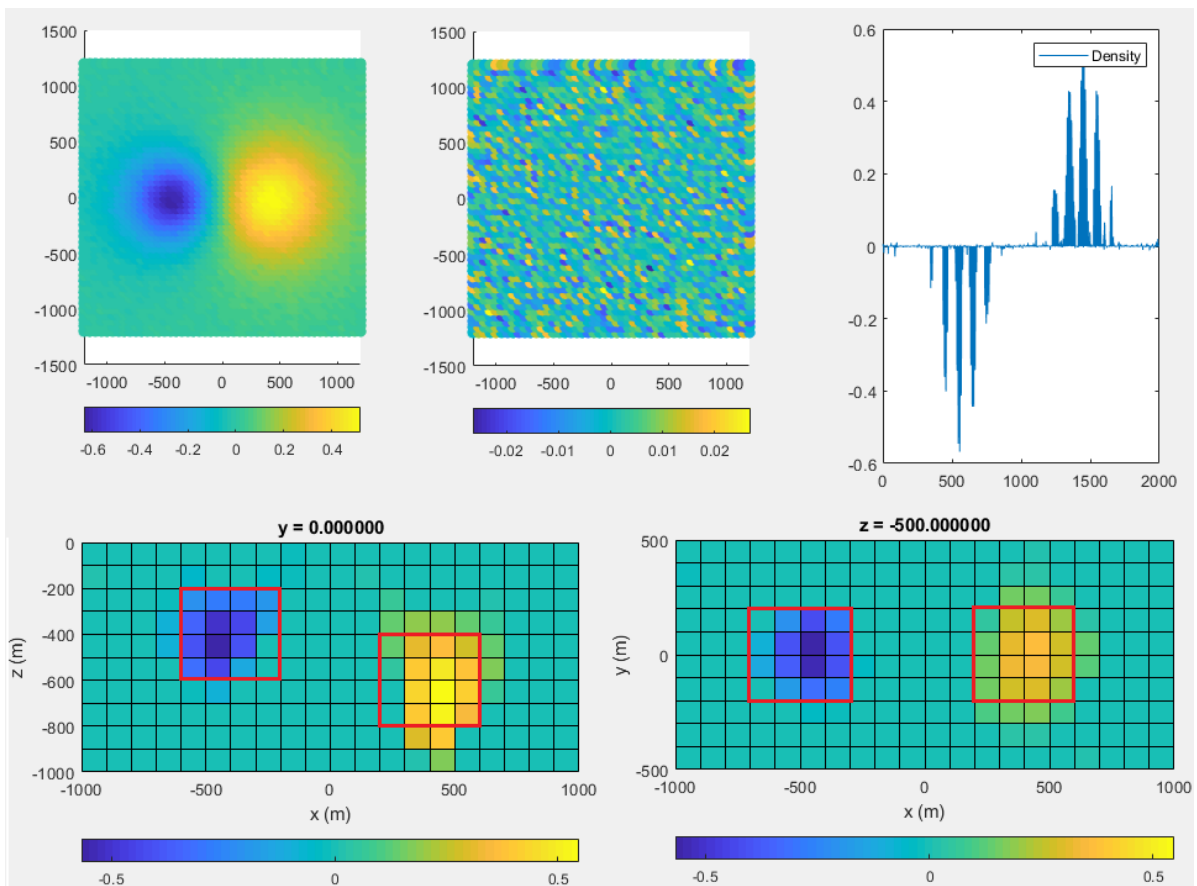


Рис. 2. Результат инверсии гравитационного поля с гауссовской помехой (стандарт помехи 5% от стандарта поля модели). Верхний ряд (слева направо): исходное поле; остаточное поле после инверсии; развертка плотностей по ячейкам модели (порядок перечисления – послойно сверху вниз). Нижний ряд: плотностные разрезы по центральному вертикальному сечению (слева); по горизонту -500 м (справа).

При использовании алгоритма ELNET параметры регуляризации относительно не-сложно найти перебором значений α в интервале $(0, 1]$ при фиксированных величинах λ . Основная проблема заключается в выборе решения, соответствующего представлениям о параметрах изучаемой среды. Для этой цели достаточно эффективен отбор решений, для которых значения физических параметров укладываются в интервал их вероятных значений при условном минимуме среднеквадратической невязки исходного и прогнозируемого полей.

В приведенном на рис. 3 примере выделения составляющей гравитационного поля источников, внешних по отношению области задания поля, минимальное и максимальное значения избыточной плотности были приняты соответственно -0.2 и $+0.5$ г/см³. Этот диапазон значений избыточной плотности характерен для основных структурно-вещественных комплексов северной части Сибирской платформы. В приведенном примере достаточно интересным представляется тот факт, что при инверсии гравитационного поля область задания гравитационного поля в двух верхних слоях модели – в диапазоне глубин от 0 до 2000 м практически выделена фоновыми значениями плотности, хотя в разрезе весьма широко проявлен трапповый магматизм, отражающийся, в частности, в интенсивных локальных аномалиях гравитационного поля (см. рис. 3, в). Этот факт отражает достаточно высокую избирательность способности инверсии ELNET, основанную на комбинации в функционале эластичной сети (2) метрик L_1 и L_2 , т. к. в этом случае отвергнуты решения, выходящие по значениям плотности ячеек за пределы заданного диапазона. Подобная неадекватность значений избыточных плотностей, в свою очередь, объясняется тем, что размер ячейки использованной сеточной модели явно превышает размеры неоднородностей ВЧР, и для ее детального изучения необходимо использовать задание поля по более густой сети и сеточную модель с более мелкими размерами ячеек.

Как показали вычислительные эксперименты производительность разработанного на основе ELNET алгоритма инверсии может быть существенно повышена за счет применения масштабирования интерпретируемого поля и столбцов МБФ, а также с использованием ее сингулярного разложения – SVD [2].

Пусть SVD матрицы $F = U\Sigma V^T$, где U и V матрицы соответственно левых и правых сингулярных векторов, а Σ диагональная матрица с сингулярными значениями $s_1 \dots s_m$ на диагонали. Если на основе некоторых критериев, например, по соотношению энергии сигнала к энергии помехи или в результате проверки дискретного условия Пикара, определить практический ранг матрицы $r \leq m$. Тогда $F \cong U_r \Sigma_r V_r^T$, а приближение выражения (1), соответствующее практическому рангу,

$$\mathbf{d}_r = U_r \Sigma_r V_r^T \hat{\boldsymbol{\beta}}. \quad (3)$$

Введем новую прогнозируемую переменную $\mathbf{w} = \Sigma_r^T U_r^T \mathbf{y}_r$ и запишем (3) в виде нового уравнения регрессии

$$\mathbf{w} = V_r^T \hat{\boldsymbol{\beta}}. \quad (4)$$

Решение уравнения (4)

$$\hat{\boldsymbol{\beta}} = V_r \mathbf{w} \quad (5)$$

эквивалентно решению DFS, полученному с помощью псевдообратной матрицы [2]. Использование выражения (5) для инверсии по способу ELNET с вычислительной точки зрения может иметь значительное преимущество за счет снижения размерности задачи. Но при этом следует учитывать, что существенное усечение SVD матрицы F приводит также существенному изменению ее спектрального состава, а это отражается в заглаблении источников поля и нивелированию их различий за счет отбрасывания составляющих высокочастотной части спектра.

На основании апробации ELNET-инверсии на материалах региональных и детальных гравитационных и магнитных съемок можно сделать вывод о возможности и целесообразности использования инверсии по методу эластичной сети для получения компактных (сжатых) решений, адекватно отражающих распределение физико-геологических неоднородностей в исследуемой области пространства.

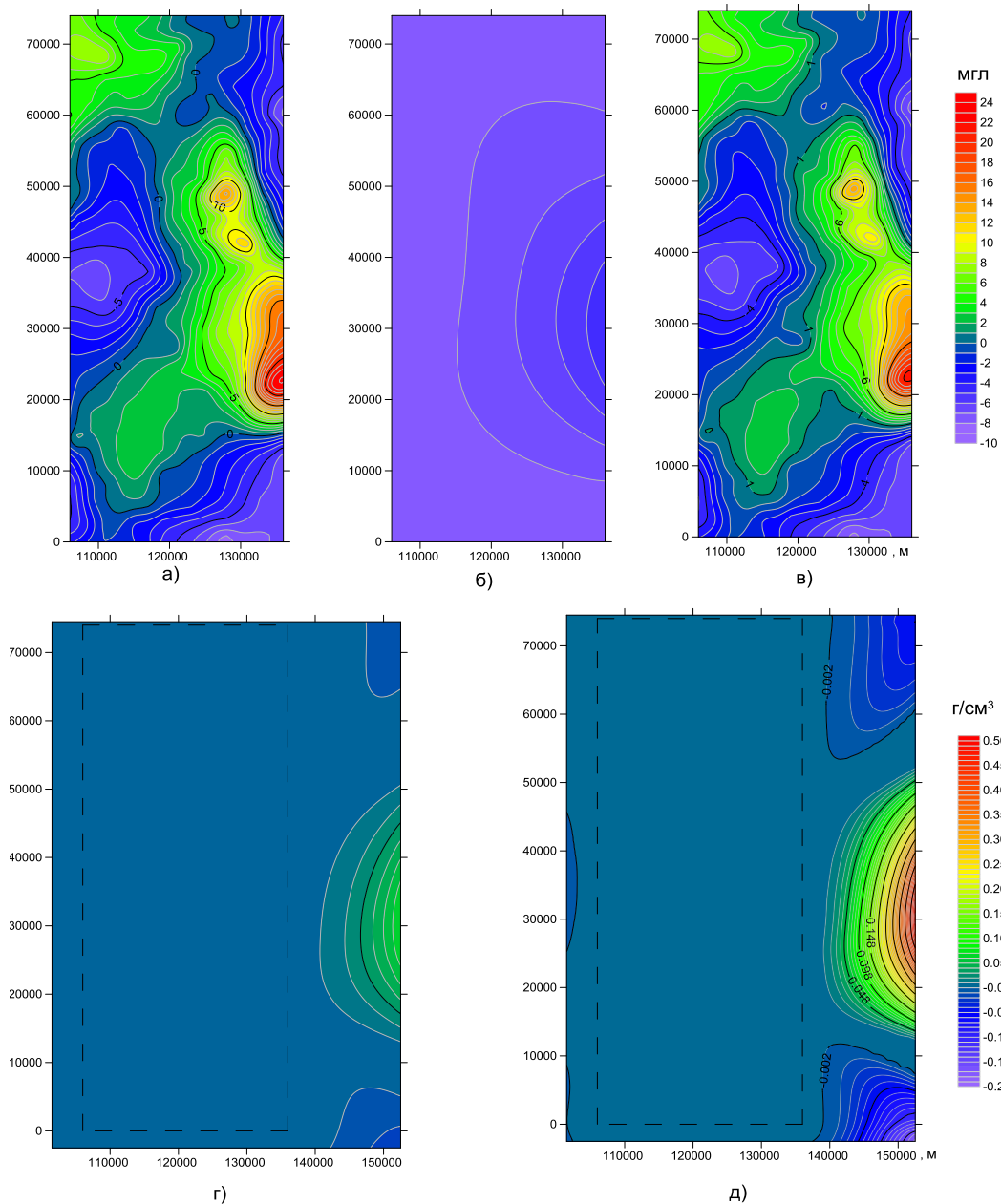


Рис. 3. ELNET-инверсия гравитационного поля при подавлении влияния внешних источников: а) исходное поле; б) эффект внешних источников; в) разностное поле; г) и д) распределение плотности в слоях на глубинах соответственно 10500 и 500 м. Штриховой контур – проекция области задания поля. Поле задано по сети 1000×1000 м, число точек – 2325. Параметры сеточной модели: размер ячейки модели $1000 \times 1000 \times 1000$ м, количество слоев – 20; число ячеек модели - 81120.

Список литературы

1. Давыденко А. Ю. Трехмерная локализация источников гравитационного поля на основе LARS-LASSO метода / А. Ю. Давыденко // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 45-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2018. – С. 33-34.
2. Форсайт Дж. Машинные методы математических вычислений / Дж. Форсайт, И. Малькольм, К. Моулер // М.: Мир, 1980, - 200 с.
3. Boulanger O. Constraints in 3D gravity inversion / O. Boulanger, M. Chouteau // Geophysical Prospecting, 2001, 49(2).-P. 265-280.

4. Friedman J. H. Regularization Paths for Generalized Linear Models via Coordinate Descent / J.H. Friedman, T. Hastie, R. Tibshirani // Journal of Statistical Software, 2010, 33(1), ISSN 1548-7660. URL <http://www.jstatsoft.org/v33/i01>.
5. Portniaguine O. 3-D magnetic inversion with data compression and image focusing / O. Portniaguine, M. Zhdanov // Geophysics, 2002, vol. 67, no. 5, p. 1532-1541.
6. Vatankhah S. 3-D Projected L1 inversion of gravity data using truncated unbiased predictive risk estimator for regularization parameter estimation / S.Vatankhah, R. A. Renauty, V. E. Ardestaniz // Geophysical Journal International, 2017, vol. 210, Issue 3, pp 1872-1887.
7. Zou H. Regularization and Variable Selection via the Elastic Net // H. Zou, T. Hastie Journal of the Royal Statistical Society B, 2005, 67(2), 301-320.

ПРИМЕНЕНИЕ МОНТАЖНОГО МЕТОДА ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХСЯ ЭФФЕКТИВНОЙ ПЛОТНОСТЬЮ РАЗНОГО ЗНАКА

Долгаль А.С. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, dolgal@mi-perm.ru)

Аннотация. Практическое применение монтажного метода решения нелинейной обратной задачи гравиразведки рудного типа ранее ограничивалось работой с геоплотностными моделями, включающими в себя локальные объекты с эффективными плотностями одного знака. За счет комплексирования этого метода с оригинальной процедурой разделения интерпретируемого гравитационного поля на две составляющие проблему удалось снять. Представлен модельный пример, иллюстрирующий предлагаемый подход.

Ключевые слова: гравиразведка, обратная задача, эффективная плотность, истокообразная аппроксимации, декомпозиция, составляющая поля.

Монтажный подход к решению обратной задачи гравиразведки снимает проблему неустойчивости в ее классическом понимании, т.к. конечная размерность модели и природные ограничения на ее плотностные и геометрические параметры обеспечивают компактность множества возможных решений, а учет разнообразной априорной информации предопределяет геологическую информативность результатов интерпретации. Однако при всех достоинствах этого подхода слабым местом всех известных модификаций метода регулируемой направленной кристаллизации (РНК) при решении обратной задачи рудного типа является условие: эффективные плотности локальных тел должны иметь один знак (быть либо выше, либо ниже плотности вмещающей среды). В противном случае происходит трудно контролируемое перераспределение масс с эффективной плотностью разного знака. Постановки обратных задач, в которых присутствуют объекты с эффективными плотностями разных знаков, обычно ассоциируются у геофизиков с ростом влияния ε -эквивалентности.

Проиллюстрируем влияние возросшей неопределенности для конкретного случая. Возьмем гравитационное поле, обусловленное 2D телами S_1 и S_2 , предположительно расположенными выше уровня глубин $z = 8$ км (рис. 1).

Рассмотрим два случая: 1). эффективные плотности тел обоих тел имеют один и тот же знак: $\sigma_1 = 0.2$ г/см³ и $\sigma_2 = 0.3$ г/см³; 2). эффективные плотности тел имеют разные знаки: $\sigma_1 = 0.2$ г/см³ и $\sigma_2 = -0.3$ г/см³. Предположим, что границы конфигураций Ω_j , аппроксимирующих носители S_j , должны быть достаточно гладкими, а среднеквадратическое значение помех σ в измерениях поля, выполненных на горизонтальном профиле длиной 30 км с шагом 500 м, не превышает ± 0.1 мГал. В обоих случаях одновременный выход локально-оптимальных плотностей обоих тел на истинные значения обеспечивает мультипликативная зависимость $\sigma_{j,k} = (\sigma_j / \sigma_1) \sigma_{1,k}$, где j – номер тела, k – номер итерации [2]. В первом случае метод РНК показал вполне удовлетворительные результаты и после выполнения 461 итерации обеспечил невязку 0.029 мГал (рис. 2, а). В случае же разнознаковых плотностей итерационный процесс

РНК, существенно замедлил свою сходимость – критерий его прерывания сработал лишь после выполнения 803 итераций. При этом невязка полей составила 0.149 мГал. Если говорить о точности самого решения, то отметим превышение площади сечений моделируемых объектов почти в 2 раза по сравнению с истинными телами (рис. 2,б). Следовательно, постановки обратных задач с разнознаковыми эффективными плотностями в монтажном методе нуждаются в каких-то "обходных" путях их реализации.

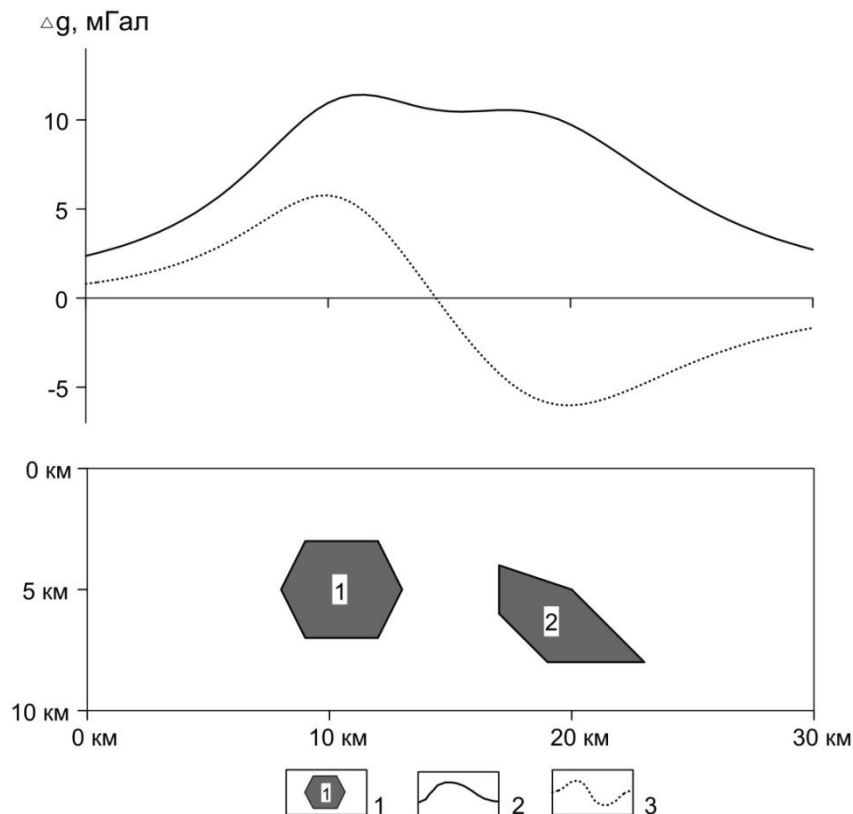


Рис. 1. Геоплотностная модель и ее аномальные эффекты: 1 – аномалиеобразующие объекты; 2 – график гравитационного поля при $\sigma_1 = 0.2 \text{ г/см}^3$ и $\sigma_2 = 0.3 \text{ г/см}^3$ (случай 1); 3 – график гравитационного поля при $\sigma_1 = 0.2 \text{ г/см}^3$ и $\sigma_2 = -0.3 \text{ г/см}^3$ (случай 2).

Попытки решить проблему, используя внутренние резервы метода РНК, результатов не принесли. Выход из положения может состоять в том, чтобы работу монтажного метода предварять процедурой разделения аномального гравитационного поля Δg на две составляющие Δg^+ и Δg^- , отвечающие, соответственно, влиянию источников с положительными и отрицательными эффективными плотностями, с использованием процедуры истокообразной аппроксимации [1,4]. Таким образом, можно осуществить декомпозицию обратной задачи на две подзадачи для разных компонент гравитационного поля и дальше уже действовать по отработанной схеме метода РНК.

Предположим, что поле Δg задано в n точках профиля с постоянным шагом Δx , а глубины аномалиеобразующих объектов H лежат в интервале $0 \leq H \leq H_2$. Разместим под каждой точкой эквивалентные источники на глубине Δx от уровня $z = 0$ и определим их массы путем решения системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с точностью δ . Восстановим 2 компоненты поля Δg^+ и Δg^- в точках профиля, при этом их сумма будет близка к исходным значениям поля: $\|\Delta g - (\Delta g^+ + \Delta g^-)\|_{L_2} \cong \delta$. Повторим эти операции для ряда глубин z_i расположения источников $2\Delta x, 3\Delta x, \dots, m\Delta x, m\Delta x \geq H_2$. Далее мы можем рассматривать $\Delta g_i^+, 1 \leq i \leq m$ как обособленную аномалию, которая обусловлена локальными телами положительной эффективной плотности и искать с помощью метода РНК допустимое реше-

ние обратной задачи Ω_+^* . При этом учитываются априорные ограничения, относящиеся к подбираемым локальным телам. Аналогично поступим при поиске решения обратной задачи Ω_-^* по аномалии Δg_i^- , $1 \leq i \leq m$, когда в числе прочего учитывается априорная информация, касающаяся взаиморасположения локальных тел отрицательной и положительной плотности.

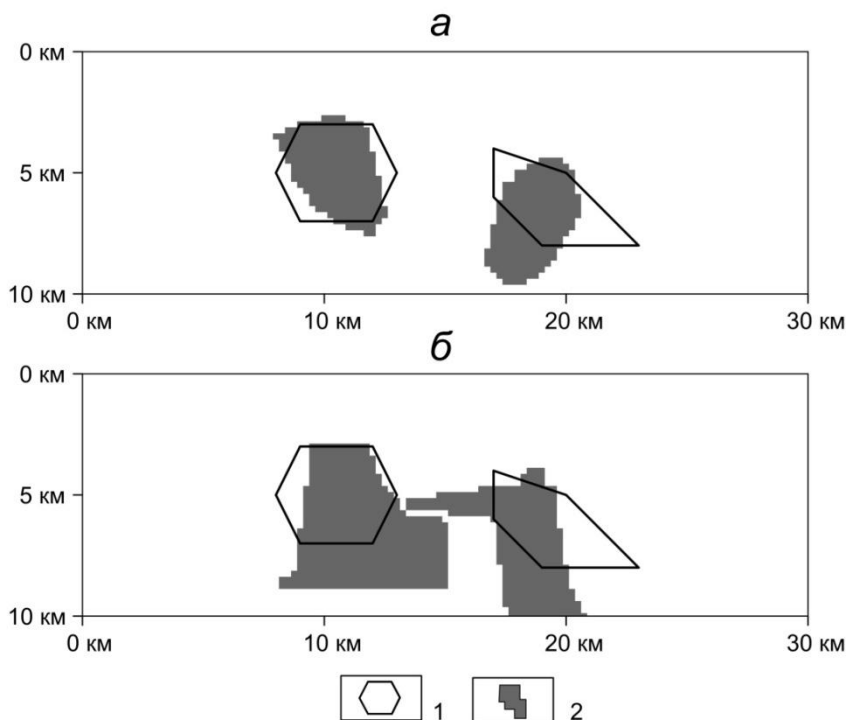


Рис. 2. Результаты решения обратной задачи гравиразведки для 1-го случая (а) и для 2-го случая (б): 1 – истинные тела S_1 и S_2 ; 2 – подобранные тела Ω_1^* и Ω_2^* .

Если по компонентам поля удалось построить допустимое решение обратной задачи $\langle \Omega_+^*, \Omega_-^* \rangle$, удовлетворяющее всем априорным ограничениям и обеспечивающее допустимую величину невязки наблюдаемого и модельного полей, то это является косвенным свидетельством о "правильном" разделении поля $\Delta g \approx \Delta g^+ + \Delta g^-$. Если удалось построить несколько решений обратной задачи, отвечающих различным глубинам z_i размещения источников, все они будут включены в множество допустимых решений Q_0 , с которыми предстоит работать аддитивной технологии интерпретации [3]. Следовательно, безразлично, в каком из вариантов разделение полей было более правильным.

На модельных примерах подмечена важная закономерность: среди дискретного набора значений глубин z_i , $1 \leq i \leq m$ эквивалентных источников, всегда найдется такая z_k , при которой каждая из аномалий Δg_k^+ и Δg_k^- с удовлетворительной точностью приближает соответствующую составляющую истинного поля. При этом качество аппроксимации "разнознаковых" компонент поля Δg^+ и Δg^- , монотонно ухудшается с ростом расстояния $\|i - k\|$. К сожалению, до конца объяснить этот феномен с позиций теории пока не удалось.

Рассмотрим модельный пример с теми же источниками аномалии, что и в предыдущем примере (вариант 2). Мы ограничились интервалом глубин $2 \text{ км} \leq H \leq 6 \text{ км}$ с шагом $\Delta x/2 = 250 \text{ м}$ при аппроксимационном разделении поля. Во всех случаях величина $\delta \leq 0.05 \text{ мГал}$, под точностью восстановления компоненты поля подразумевается ее отличие от истинной составляющей в евклидовой метрике. Наилучшие приближения компонент Δg_k^+ и Δg_k^- получены, когда точечные источники помещаются на глубине 4750 м (рис. 3), причем прослеживается четкая зависимость качества разделения гравитационного поля от глубины аппроксимационной конструкции (таб.).

Таблица

Точность разделения поля Δg на составляющие при разных глубинах z_i источников.

Глубина z_i погружения точечных источников, км	Точность восстановления поля Δg^+ , мГал	Точность восстановления поля Δg^- , мГал
2	1.633	1.633
2.25	1.540	1.540
2.5	1.439	1.439
2.75	1.331	1.331
3	1.218	1.218
3.25	1.100	1.100
3.5	0.977	0.977
3.75	0.843	0.843
4	0.694	0.694
4.25	0.498	0.498
4.5	0.253	0.253
4.75	0.153	0.153
5	0.503	0.503
5.25	1.047	1.046
5.5	1.715	1.714
5.75	2.594	2.594
6	3.820	3.820

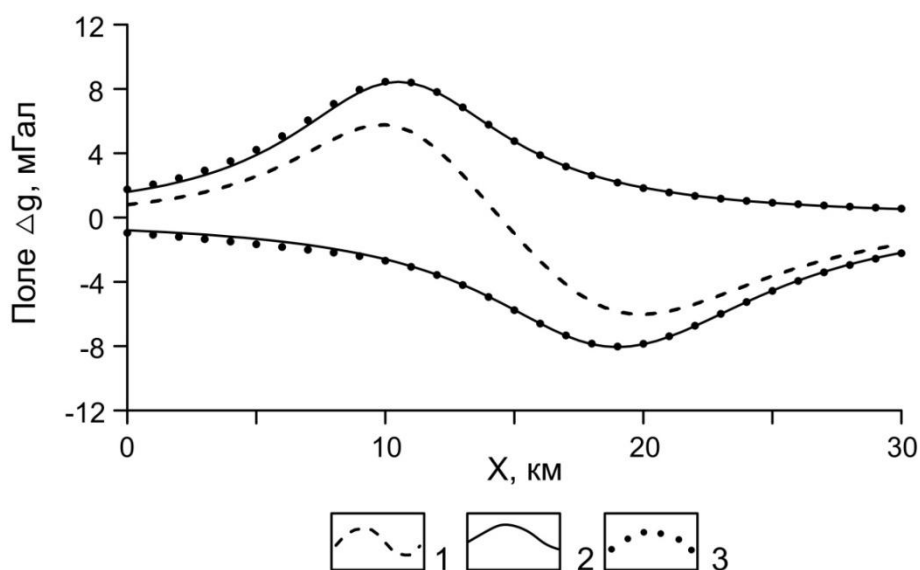
Примечание: жирным шрифтом выделены параметры, отвечающие глубине z_k .

Рис. 3. Разделение гравитационного поля на составляющие, обусловленные источниками с положительной и отрицательной эффективной плотностью: 1 – суммарное гравитационное поле Δg ; 2 – аномальные эффекты от источников, обладающих эффективной плотностью разных знаков; 3 – восстановленные составляющие поля Δg_k^+ и Δg_k^- .

На рис. 4 приводится решение обратной задачи для двух компонент поля, при требовании безотростковости носителей Ω_1^* и Ω_2^* . Значения невязки составили 0.016 мГал и 0.09 мГал для положительной и отрицательной компонент поля, соответственно. Значение невязки наблюдаемого и модельного (суммарного) полей составляет 0.091 мГал.

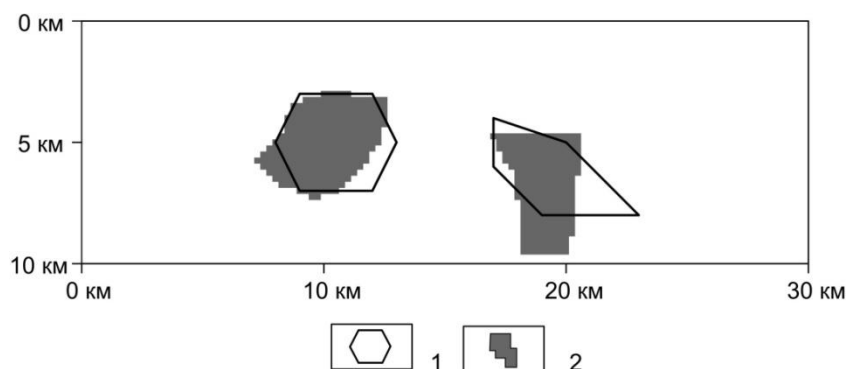


Рис. 4. Результаты интерпретации по методу РНК с предварительным разделением поля на составляющие Δg_k^+ и Δg_k^- : 1 – истинные тела S_1 и S_2 ; 2 – подобранные тела Ω_1^* и Ω_2^* .

В практических задачах при выборе глубин z_i погружения источников можно опираться на геологические сведения (например - о глубинах фундамента для платформенных территорий), на мощность гравитационного слоя, определенную статистическим путем [4], на среднюю предполагаемую глубину залегания возмущающих объектов в изучаемом разрезе.

Список литературы

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. М.: Недра, 1990. 301 с.
2. Балк П.И., Долгаль А.С. Трехмерные монтажные технологии интерпретации гравиметрических данных // Докл. РАН. 2009. Т. 427. №3. С. 380–383.
3. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные технологии количественной интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2016. №1. С. 43–47.
4. Балк П.И., Долгаль А.С., Пугин А.В., Мичурин А.В., Симанов А.А., Шархимуллин А.Ф. Эффективные алгоритмы истокообразной аппроксимации геопотенциальных полей. // Физика Земли. 2016. №6. С. 112–128.
5. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравитационного слоя земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология. Воронеж, 2014. №4. С. 78–84.

ОЦЕНКА ИСКАЖЕНИЙ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ВЛИЯНИЕМ СФЕРИЧНОСТИ ЗЕМЛИ

Долгаль А.С. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, *dolgal@mi-perm.ru*),

Бычков С.Г. («ГИ УрО РАН», г. Пермь),

Костицын В.И. (ПГНИУ, г. Пермь),

Симанов А.А. («ГИ УрО РАН», г. Пермь),

Хохлова В.В. («ГИ УрО РАН», г. Пермь)

Аннотация. Выполнена приближенная оценка различий аномалий силы тяжести, обусловленных использованием "плоской" и "сферической" моделей Земли при интерпретации материалов гравиметрической съемки. В качестве оценки снизу влияния криволинейности земной поверхности предлагается использовать разность радиальной и вертикальной производных гравитационного потенциала. Представлены результаты моделирования погрешностей, обусловленных «плоской» моделью.

Ключевые слова: гравиразведка, аномалия, интерпретация, модель Земли, погрешность.

При решении различных геодезических задач в качестве моделей Земли рассматриваются плоскость, шар, эллипсоид вращения, квазигеоид, геоид. При интерпретации данных гравиразведки наиболее широко применяется модель "плоской Земли", в которой используется прямоугольная система координат $\sum xyz$ и аномалии силы тяжести отвечают составляющей V_z гравитационного потенциала V [5]. Модель «сферической Земли», являющаяся более точным приближением к форме нашей планеты, успешно используется при изучении больших территорий, например [4, 15]. В этом случае при решении прямых и обратных задач гравиразведки используется сферическая система координат $\sum r\varphi\lambda$ и радиальная составляющая V_R потенциала V .

По мнению В.Н. Страхова, одним из основных направлений развития гравиразведки является разработка теории, методов и численных алгоритмов, основанных на представлении о Земле, как о теле, близком к сфере, с использованием соответствующих аналитических соотношений в $\sum r\varphi\lambda$. Переход к «сферической Земле» следует проводить для территорий, обладающих линейными размерами более 100 км [17]. Ниже будет представлена оценка изменений силы тяжести Δ , обусловленных различием плоской и сферической моделей для сравнительно небольших по размерам участков поверхности Земли.

2D модель. Рассмотрим простой пример: профиль гравиметрических измерений AD длиной 300 км, проходит по осевому меридиану и включает в себя 151 точку измерений [6]. Земля является сферой с радиусом 6371 км. В однородном по плотности нижнем полупространстве располагаются 2 одинаковых аномалиеобразующих объекта – шары диаметром 20 км, обладающие избыточной плотностью 0.2 г/см^3 . Расстояния (дуги) $AB = BC = CD = 100$ км, глубины до центров шаров, отсчитываемые по нормали к земной поверхности $BB^* = CC^* = 20$ км. Как очевидно, линия A^*D^* находится на внутренней эквипотенциальной поверхности (сфере с радиусом 6351 км). Расстояния (дуги) на этой поверхности $A^*B^* = B^*C^* = C^*D^* \cong 99.686$ км (рис. 1, а). Назовем эти построения моделью №1. Решение прямой задачи гравиразведки в системе $\sum r\varphi\lambda$ показывает, что максимальные амплитуды аномалий V_R над центрами шаров достигают 14.08 мГал при ширине на уровне полумаксимама ~ 30 км.

Для построения модели данного профиля в системе $\sum xyz$ используем цилиндрическую равноугольную картографическую проекцию Гаусса-Крюгера [16]. Для построения проекции этого меридионального сечения возьмем 2 соосных цилиндра с радиусами $R_1 = 6371$ км и $R_2 = 6351$ км. В этом случае почти все линейные размеры плоской модели №2 (рис. 1, б) будут полностью совпадать с вышеуказанными значениями для модели №1. Следует заметить, что мы использовали преобразование Гаусса-Крюгера в этом эксперименте с целью минимизации величины Δ . Исключение составляют субвертикальные линии $BB^* \cong 20.003$ и $CC^* \cong 20.010$ км. Рассчитаем аномальный эффект источников V_z на горизонтальном профиле AD и сравним полученные величины с имеющимися у нас значениями V_R модели №1. Их разность Δ будет лежать в диапазоне от -0.36 мГал до 0.39 мГал, т.е. размах значений Δ («влияние сферичности») составляет более 5% от максимальной амплитуды гравитационных аномалий над центрами источников, что соответствует оценкам, полученным нами ранее [6].

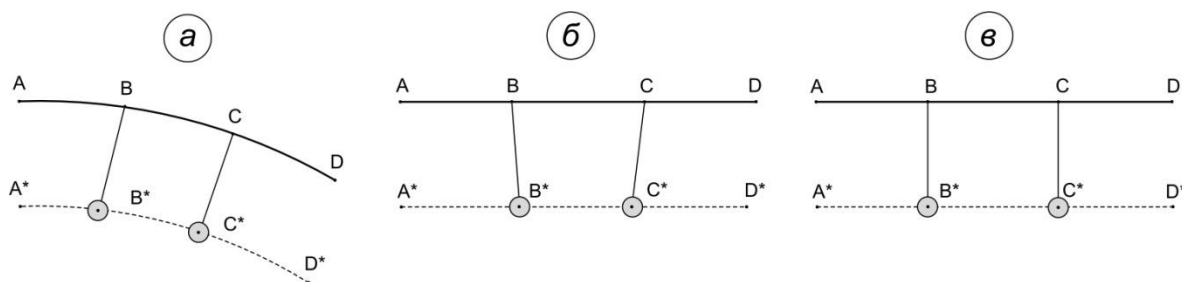


Рис. 1. Схемы размещения источников гравитационного поля: а – на сферической Земле, модель №1; на плоской Земле: б – модель №2, в – модель №3

Если для интерпретации использовать модель, представленную на рис. 1 в, где прямые BB^* и CC^* направлены по нормали к плоской поверхности Земли, то можно добиться практически полного совпадения полей V_R и V_Z для сферической Земли и плоской модели №3 геоплотностного разреза. Диапазон разности Δ в этом случае составит $[-0.024, 0.010]$ мГал. Именно такой принцип геоплотностного моделирования предлагается в работе [10]: согласно правилам картографической проекции в нем определяется только местоположение (географические или прямоугольные координаты) точек на земной поверхности. По сути это не проецирование, т.к. прямые, проходящие через точку и ее образ, в данном случае не составляют связку прямых. При этом не учитываются неизбежно возникающие искажения в геометрических параметрах источников (в данном случае - это местоположение центров шаров). Фактическое расстояние L по прямой (хорде) между точками B^* и C^* равно 99.685 км (рис. 1, а), а в рассматриваемой модели №3 (рис. 1, б) – 100 км.

В качестве обобщенной характеристики геометрии построенных моделей можно использовать показатель $F_k = \sqrt{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \rho_{ij}^2 / (mn)}$, где k – номер модели; i – номер шара; j – номер

точки расчета поля; ρ – евклидово расстояние между i -м источником и j -й точкой; в данном случае: $1 \leq k \leq 3$, $m = 2$ – количество источников, $n = 151$ – количество точек измерений. Величина F_k представляет собой среднее квадратическое расстояние между точками расчета и аномалиеобразующими объектами для каждой модели: $F_1 = 101.8274$ км, $F_2 = 101.9033$ км, $F_3 = 101.9837$ км. Разность $F_2 - F_1 = 75.9$ м связана с неустранимой погрешностью, обусловленной искажениями, возникающими при замене сферической поверхности Земли горизонтальной плоскостью. Расхождения в геометрических параметрах $F_3 - F_1 = 156.3$ м для моделей №1 и №3 примерно в 2 раза выше.

Следовательно, плоская модель №3, предложенная И.В. Ладовским с соавторами [10], является эквивалентной, т.е. заведомо обеспечивает высокую степень близости полей, но не обеспечивает аппроксимацию распределения плотности в изучаемой среде [5]. Представляется некорректным отождествлять полученные таким образом малые значения Δ с «поправкой за влияние сферичности Земли» [10], т.к. необходимым условием успешного решения геологических задач с помощью гравиразведки является сохранение расположения интересующих нас аномалиеобразующих относительно точки наблюдений [11].

Именно такой подход используется П.С. Мартышко с соавторами [12, 13, 14], где глубинная модель территории, ограниченной координатами $60-68^\circ$ с.ш. и $48-72^\circ$ в.д. (т.е. размерами $8^\circ \times 24^\circ$) на глубину до 80 км аппроксимировалась $1336 \times 969 \times 800$ параллелепипедами. Учитывая, что длина дуги на широте 60° составляет более 1300 км, а на широте 68° около 1000 км, нам необходимо «растянуть» геологическую модель более чем на 300 км. При этом величина «растяжения» должна увеличиваться с увеличением глубины исследований.

3D модель. Оценкой снизу влияния сферичности при гравитационном моделировании можно считать разность Δ^* полей V_R и V_Z [2] для одной и той же модели. В этом случае мы полностью пренебрегаем картографическими искажениями [7]. Такую оценку можно выполнять без построения предполагаемого пространственного распределения аномалиеобразующих тел, только на основе истокообразной аппроксимации аномалий силы тяжести и трансформации поля: $V_R \rightarrow V_Z$. Рассмотрим модельный пример: на сферической поверхности Земли S (гипсометрические высоты отсутствуют), на площади размером 500×500 км, в точках квадратной сети с шагом 5 км, заданы значения гравитационного поля V_R . Эти значения получены путем решения прямой задачи гравиразведки для модели 5 шаров, параметры которых приведены в табл. 1. Начало декартовых координат $\sum xuz$ находится в левом нижнем углу площади.

«Наблюдаемое» поле V_R аппроксимировалось полем системы сингулярных источников, расположенных на глубине 6 км от поверхности S . Среднеквадратическая погрешность аппроксимации составила ~ 0.005 мГал, при этом максимальное (по модулю) расхождение

полей не превышает 0.137 мГал. Затем в тех же точках было проведено восстановление значений вертикальной составляющей V_z^* , а также расчет V_z путем решения прямой задачи гравиметрии. Статистические характеристики всех полей и параметра Δ даны в табл. 2.

Таблица 1

X, км	Y, км	Z, км	Радиус, км	Эфф. плотность, г/см ³
100	100	21.5698	15	0.3
100	400	33.3557	15	0.3
400	400	45.1634	15	0.3
400	100	33.3557	15	0.3
250	250	29.8176	15	-0.3

Таблица 2

Статистические характеристики аномалий силы тяжести и влияния сферичности Δ

Элемент поля	Минимум, мГал	Максимум, мГал	Среднее, мГал	Средн. квадр. отклонение, мГал
V_R	-70.36	70.72	1.78	7.58
V_Z	-70.47	70.74	1.82	7.61
V_Z^*	-70.35	70.63	1.82	7.61
$\Delta = V_R - V_Z$	-2.98	1.94	-0.04	0.35

Как очевидно, диапазон искажений Δ , обусловленных сферичностью Земли, составляет ~3.2 % от диапазона изменения «наблюдаемого» поля, а их абсолютные значения существенно превышают точность определения аномалий Буге для гравиметрической съемки 1:200 000 масштаба. Эти результаты близки к ранее полученным нами оценкам [9]. Отметим также, что различия между точными значениями поля V_z и результатами истокообразной аппроксимации V_z^* незначительны и ими можно пренебречь.

Практический пример. Влияние сферичности Земли при замене составляющей V_R на составляющую V_z охарактеризуем на примере материалов гравиметрической съемки масштаба 1: 200 000 в пределах листа Q-45 (Игарка). Гравитационное поле Δg (фактически V_R) этой территории изменяется от -44.04 до 74.45 мГал, а величина Δ – от -2.31 до 0.62 мГал, при среднем значении -0.41 мГал и среднеквадратическом отклонении 0.55 мГал (рис. 2).

Полученные нами оценки Δ заметно выше, представленных П.С. Мартышко и др. в работах [12, 13], где вычисления полей проводились для площадей, размер которых по широте достигает 24°. Однако возможность математического преобразования географических координат $\{\lambda, \varphi\}$ в плоские прямоугольные координаты $\{x, y\}$ Гаусса-Крюгера не влечет за собой близости расстояний и углов для «сферической» и «плоской» моделей Земли за пределами 6° зоны. В частности, если осуществлять проекционные преобразования в пределах 18° зоны, это приводит к значительным искажениям длин линий (порядка 2-3 км) [1], что не может не влиять на точность определения соответствующих гравитационных эффектов.

Следует отметить, что данные вычисления производились на реальном рельефе поверхности Земли, перепад которого в пределах листа Q-45 составляет порядка 700 м. Поскольку при интерпретации гравиметрических данных пункты измерения не «опускаются» на геоид, как это считают П.С. Мартышко, И.В. Ладовский и их соавторы [10, 12, 13], а остаются на своих местах [3, 11], рельеф местности вносит дополнительные искажения [8].

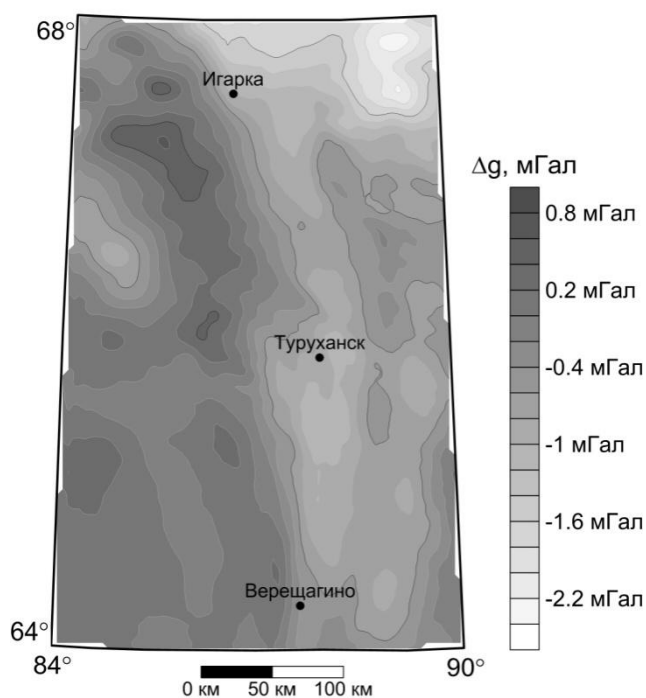


Рис. 2. Разность Δ аномалий силы тяжести в редукции Буге Δg и вертикальной компоненты поля V_z^* . Лист Q-45 (Игарка).

Выводы. Влияние истинной формы Земли, в первом приближении отождествляемое с параметром Δ , может рассматриваться как своеобразная помеха геологического происхождения, осложняющая процесс интерпретации данных гравиразведки. Амплитуда этой помехи в общем случае существенно превышает точность современных гравиметрических съемок. Оценкой снизу Δ влияния сферичности Земли для конкретного профиля или участка является различие радиальной V_R и вертикальной V_z компонент поля, обусловленных одной и той же моделью источников. С применением истокообразной аппроксимации наблюдаемого гравитационного поля можно достаточно точно определять эту величину. Полученную таким образом поправку $\Delta = V_R - V_z$ можно учитывать при выполнении количественной интерпретации материалов гравиметрической съемки с использованием прямоугольных координат. Размер площади исследований по широте при этом не должен превышать 6° . При изучении более крупных территорий целесообразно работать в системе географических координат $\{\varphi, \lambda\}$ и используя сферические параллелепипеды (тессероиды) в качестве аппроксимирующих тех. В дальнейшем аппроксимационный алгоритм расчета Δ может быть усовершенствован на основе представлений о Земле, как о трехосном эллипсоиде.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №19-05-00654 А).

Список литературы

1. Афонин К.Ф. О выборе размеров зон в проекции Гаусса-Крюгера // ГЕО-СИБИРЬ-2009. Новосибирск: СГГА, 2009. Т.1, ч.1. С. 155–158.
2. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий: Учебное пособие. [Электронный ресурс]. 2009. 232 с. Режим доступа: www.sigma3d.com
3. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь, УрО РАН, 2015. 142 с.
4. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: «КазМ», 2003. 252 с.
5. Гравиразведка: Справочник геофизика / под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. М.: Недра. 1990. 607 с.
6. Долгаль А.С., Бычков С.Г. Оценка различий аномалий силы тяжести для плоской и сферической моделей Земли // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, ин-

- терпретация геофизических полей. Девятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. С. 169–173.
7. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Костицын В.И., Симанов А.А., Хохлова В.В. Моделирование гравитационных эффектов, обусловленных влиянием сферичности Земли // Геофизика. 2018. № 5. С. 50–57.
 8. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Симанов А.А., Хохлова В.В. Основные элементы технологии учета гравитационного влияния топографических масс для шарообразной Земли // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 4. Вып. 28. С. 40–46.
 9. Долгаль А.С., Симанов А.А., Хохлова В.В. Решение геокартировочных и прогнозно-поисковых геологических задач методом гравиразведки с учетом сферичности Земли // Георесурсы. 2015. Т. 2. № 4 (63). С. 56–61.
 10. Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И. О проблеме построения среднемасштабных плотностных моделей для сфероидальной Земли // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1 (29). С. 73–97.
 11. Ладынин А.В. Потенциальные геофизические поля в задачах геологии. Новосибирск: Новосибирский гос. ун-т. 2008. 264 с.
 12. Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И. Об учёте влияния сферичности Земли при трёхмерном плотностном моделировании // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477. № 2. С. 221–225.
 13. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И. О решении прямой задачи гравиметрии в криволинейных и декартовых координатах: эллипсоид Красовского и “плоская” модель // Физика Земли. 2018. № 4. С. 31–39.
 14. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского гос. ун-та. Сер. Геология. Воронеж, 2016. № 1. С. 108–114.
 15. Серапинас Б.Б. Математическая картография: Учебник для вузов. М.: Издательский центр "Академкнига", 2005. 336 с.
 16. Страхов В.Н. Разрушение господствующего стереотипа мышления – главная задача в развитии теории и практики интерпретации потенциальных полей (гравитационных и магнитных аномалий) в начале XXI века. М.: ОИФЗ РАН, 2000. 44 с.

МЕТОДЫ ЭКСПРЕСС-ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТОВАРИАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ ПРИ РЕШЕНИИ РУДНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗАДАЧ

*Ермолин Е. (ООО «ДЖИ М Сервис», г. Санкт-Петербург, e.ermolin.gms.@gmail.com),
Ингеров О. (независимый эксперт, Торонто, Канада)*

Аннотация. В работе представлена технология экспресс оценки аномальных рудных объектов (проводников) и крупных региональных структур по результатам измерения трёх ортогональных магнитных компонент естественного переменного электромагнитного поля Земли (ЕПЭПЗ). Технология создана на базе математического 2D и 3D моделирования. Кроме этого в работе представлены примеры применения разработанной методики на практических данных. Используемый авторами геофизический электроразведочный метод известен с 60-х годов XX века и называется магнитовариационным профилированием. Этот метод, как правило, реализуется совместно с более популярным магнитотеллурическим методом, в котором измеряются 4 горизонтальные компоненты ЕПЭПЗ (две электрические и две магнитные).

Ключевые слова: магнитовариационное профилирование, математическое моделирование, типпер.

Введение. Магнитотеллурический метод (МТ) [1] является одной из сильнейших электроразведочных технологий, способной решать ряд геологических задач. В методе измеряет-

ся 4 горизонтальные ортогональные компоненты: 2 электрические (E_x , E_y) и 2 магнитные (H_x , H_y) естественного переменного электромагнитного поля Земли (ЕПЭМПЗ). Этот метод способен достаточно хорошо изучать вертикальную расслоенность среды. При наличии аномального двумерного или трёхмерного объекта функции отклика МТ чувствуют объект, но при удалении от него очень быстро затухают. Если мы добавим в измерительную установку вертикальную магнитную компоненту, то получим ещё один дополнительный метод – магнитовариационное профилирование (МВП) [7], в котором измеряются 3 ортогональные магнитные компоненты (H_x , H_y , H_z) ЕПЭМПЗ. Функциями отклика в методе МВП является типпер и индукционный вектор. Эти функции равны нулю в горизонтально слоистой среде и имеют значение только при наличии аномального объекта. Уникальным свойством функций МВП является чувствительность к объектам, расположенным в стороне от точек наблюдений. Причём объект можно почувствовать на таком расстоянии, когда функции МТ уже затухли.

В современной геологоразведке, как правило, сразу после выполнения полевых работ геологу необходимо оперативно получать результат от геофизика. Результат очень быстро проверяется бурением. Поэтому геофизик, руководящий полевой партией не имеет право на ошибку, обязан комплексировать геофизические методы и быть уверенным в своём результате. В таких условиях ещё до получения окончательно результата интерпретации 2Д (разреза) или 3Д геоэлектрической модели в полевых условиях необходимо иметь инструмент, позволяющий оперативно оценивать положение и морфологию аномального объекта. Самое главное вовремя (ещё в полевых условиях) ответить на вопросы: «находится ли объект под точками измерения или в стороне»; «геофизический профиль пересекает аномальный объект под прямым углом или проходит вдоль структуры?». Лишь в полевых условиях возможно вовремя внести корректировки в положение профилей. На этапе детального анализа и интерпретации данных, вернувшись из поля в городские условия изменить положение профилей невозможно.

Авторы в течение последних 9-ти лет развивают методы экспресс интерпретации данных типпера и индукционного вектора и активно применяют их на практике. В данной работе объединены отдельные исследования и представлена методика экспресс-интерпретации магнитовариационных данных.

Отклик от тел простой геометрической формы

На рисунке 1 показана двумерная геоэлектрическая модель и псевдоразрезы отклика МТ (фаза продольной компоненты) и МВП (амплитуда типпера и индукционный вектор).

На псевдоразрезе магнитуды типпера (рис. 1, б) объект проявляется как парная аномалия, имеющая 2 максимума (2 характерные точки) с амплитудой 0.1 и периодом $T_{extr} = 0.25$ секунд. Авторы предлагали формулу для оперативной оценки аномальной проводимости сечения G , которая определяется произведением площади сечения и избыточной электропроводности [2].

$$G = k \cdot T_{extr}, \quad (1)$$

где T – период максимума, k – коэффициент;

Глубина геометрического центра определяется расстоянием D между экстремумами.

$$H = a \cdot D + c, \quad (2)$$

где D – расстояние между максимумами, a, c – коэффициенты.

Если рассматривать двумерные объекты не пластовой формы (рис. 2, а,б), то соотношение линейных размеров сечения (ширина/высота) можно оценить по форме изолинии 0.7 от максимума A_{extr} (рис. 2, а). В случае наклонного тела амплитуда в максимумах будет различной. Угол падения можно оценить по соотношению значений амплитуд в двух максимумах (рис. 2, б) [3].

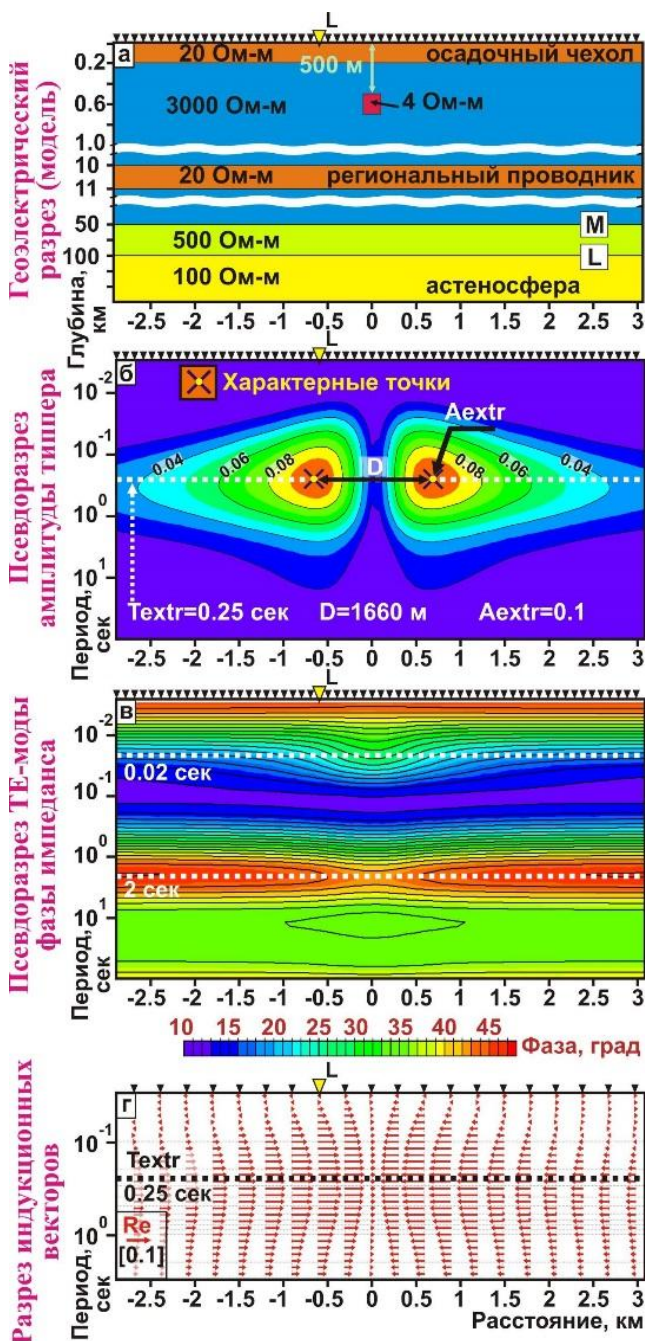


Рис.1. 2Д геоэлектрическая модель (а), псевдоразрезы функций отклика от нее (б-г).

слабо влияет на форму аномалии от локального 2D объекта.

3. Локальная магнитовариационная аномалия, искаженная региональными эффектами, может быть выделена путём вычитания из компонент матрицы Визе исходного поля региональной составляющей. Выделение локальной составляющей наиболее корректно, когда аномальный объект удалён от регионального проводника на расстояние большее, чем глубина залегания верхней кромки аномального объекта.

4. При корректном учёте региональной составляющей к выделенным аномалиям можно применять методы экспресс-интерпретации магнитовариационных данных и инверсию. При этом необходимо определить параметры горизонтально-слоистой вмещающей среды и учесть влияние среды.

5. Аномальное локальное тело проявляется в откликах МТ и МВП в разных частотных диапазонах.

Если рассматривать 3D объект с метрическим сечением, то соотношение размеров объекта по простиранию (l) к размеру в сечении (a) можно оценить по соотношению экстремальных периодов на изолинии 0.5 от A_{extr} [5]. В общем случае уменьшение размеров тела вдоль простирания приводит к значительному ослаблению аномального эффекта на частотных характеристиках типпера и изменяет форму аномалии.

Влияние вмещающей среды на магнитовариационные аномалии

При разработке методов экспресс-интерпретации авторы долгое время не могли определить, как влияет вмещающая среда на аномалии от локальных аномальных объектов. В работе [6] было показано на примере математического моделирования с помощью программного обеспечения WinGLink, что для локального аномального объекта с относительно проводимостью сечения 10^4 См•м и глубиной залегания верхней кромки 500 м, изображённого на рисунке 1, справедливы следующие выводы:

1. Вмещающая среда влияет на морфологию магнитовариационной аномалии. Морфология аномалии в первую очередь определяется параметрами перекрывающих отложений. При наличии перекрывающего чехла изменение параметров вмещающей среды, расположенной ниже аномального объекта, в том числе сопротивление и глубина до подошвы литосферы, не влияют на морфологию магнитовариационных аномалий.

2. Если визуально можно различить локальную и региональную аномалии, то наличие крупных удалённых региональных проводников в районе исследований очень

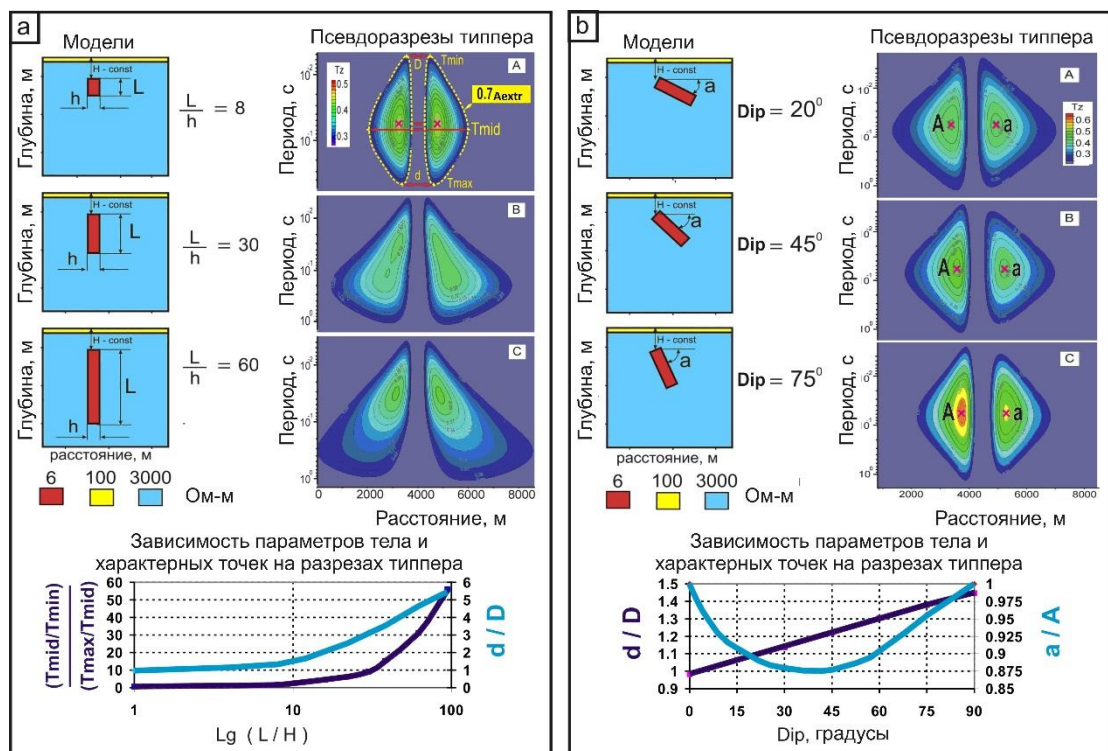


Рис.2. Геоэлектрические модели и рассчитанные разрезы типпера для аномального тела мощностью 200 м, с постоянной глубиной до верхней кромки – 200 м. 1а – с изменяемой длиной тела (L); 1б – с изменяемым углом падения и постоянной длиной тела (L). Снизу показаны графики взаимосвязи параметров характерных точек на разрезах типпера с параметрами аномальных тел.

Учёт вмещающей среды

Ранее авторами было установлено, что, используя характерные точки на разрезе магнитовариационных (МВП) данных, можно оперативно определить параметры аномального 2D объекта. Глубина залегания геометрического центра объекта (H) определяется формулой 1, относительная проводимость сечения (G) определяется, формулой 2. Для 2D тела с сечением 200x200 метров и удельным электрическим сопротивлением ($4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), помещённого в однородное полупространство с сопротивлением $3000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и перекрытого 25-ти метровым слоем с УЭС $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ коэффициенты k , a и c равны $2 \cdot 10^5$, $0,46$ и 154 , соответственно. Авторы предлагают простой способ определения коэффициентов в случае для произвольной вмещающей среды. Определение значений коэффициентов выполняется в 2 этапа. На первом этапе по результатам 1D инверсии ТМ-моды магнитотеллурических данных определяется горизонтально-слоистая вмещающая среда. Второй этап подразумевает 2D моделирование магнитовариационных функций отклика. Для определения коэффициентов a и c выполняется расчёт для 2-х моделей с двумя различными глубинами залегания (H). G остаётся постоянной. Для определения коэффициента k выполняется расчёт для двух моделей с различной G (глубина H остаётся постоянной). Так как зависимости (1) и (2) являются линейными, то четырёх расчётов достаточно для определения коэффициентов

Определение параметров объекта, расположенного в стороне от точек измерения

В работе [4] обоснована пошаговая методика определения параметров аномального 2D объекта, расположенного в стороне от точки измерения МТЗ-МВП:

1. Выполняется анализ индукционных векторов, определяется с какой стороны находится аномальный объект;
2. По частоте максимума на полевой кривой типпера определяется относительная проводимость сечения (G) аномального 2D объекта (значение периода T_{extr} на кривых типпера остается постоянным на большом расстоянии от аномального объекта);

3. Выполняется 2D моделирование для аномального 2D объекта с фиксированным значением G и различной глубиной залегания верхней кромки. С модельных кривых типпера на различном расстоянии от оси аномального объекта (L) снимается значение амплитуды максимума типпера (A_{extr}). Строится зависимость максимальной амплитуды типпера (A_{extr}) от параметров L и глубины до верхней кромки аномального объекта (H);

4. С полученной зависимости снимается срез – функция L от H для A_{extr} , соответствующей амплитуде на полевой кривой типпера.

5. По полевой кривой МТЗ (ТЕ-модель) с использованием метода асимптот определяется расстояние от точки наблюдения до аномального объекта – R ;

6. В одной системе координат L - H строится 2 графика функций: 1 – срез для A_{extr} и 2 – $L = \sqrt{R^2 - H^2}$. Точка пересечения данных графиков имеет координаты истинных L и H .

Выводы

В настоящей работе выполнено обобщение основных исследований авторов за последние 9 лет. Описанную технологию можно называть методикой экспресс-интерпретации магнитовариационных данных. Эта методика активно применяется авторами на практике.

Список литературы

1. Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I. Models and methods of magnetotellurics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. – 2008

2. Ingerov O., Ermolin E. The parameters estimation of 2d conductive isometrical bodies by singular points at the tipper frequency characteristic. IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth 20th Workshop Abstract, Giza, Egypt. – 2010

3. Ermolin E., Ingerov O., Ingerov I. Mapping of vertical conductivity bodies by MVS. All-Russian school-workshop dedicated to M.N. Berdichevsky and L.L Vaniyan of electromagnetic researches of the Earth. Saint-Petersburg, Russia, 2011. P. 245-249.

4. Ermolin E., Ingerov O., Fox L. MTS and MVP data integration to estimate the 2D anomaly bodies parameters situated away from measuring profile. 22-th EM Induction Workshop Weimar, Germany. – 2014

5. Ermolin E., Ingerov O., Ingerov I. Evaluation of Conductive 3-D ore bodies parameters using tipper frequency response functions. 76th EAGE Conference & Exhibition, Amsterdam, Netherlands – 2014

6. Ermolin E., Ingerov O. Host medium influence on magnetovariational anomalies of 2D local bodies. Abstract, 24th EM Induction Workshop, Helsingør, Denmark, August 12-19, 2018

7. Rokityansky I.I. Geoelectromagnetic Investigation of the Earth Crust and Mantle. Spinger-Verlag, Berlin, Heidelberg– 1982

АНОМАЛИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ НАД УЧАСТКОМ РАЗМЫВА САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО МЕТРОПОЛИТЕНА

Ермолин Е.Ю. (ООО «ДЖИ М Сервис», г. Санкт-Петербург),

Мельников В.Н. (ООО «ДЖИ М Сервис», г. Санкт-Петербург)

Аннотация. Разрыв в Петербургском метрополитене — авария на перегоне между станциями «Лесная» и «Площадь Мужества», происшедшая 8 апреля 1974 года в результате разрушительного воздействия плывуна на тоннели. Участок был закрыт дважды. Движение было восстановлено 26 июня 2004 года, когда были введены в эксплуатацию новые обходные тоннели. Летом 2018 года в ночное время авторами были выполнены измерения методом наземной гравиметрической съёмки вдоль двух профилей (над старым тоннелем и над новым тоннелем). Достигнутая высокая точность наблюдений (3 мкГал для гравиразведки и 5 мм для привязки абсолютных значений высоты) позволяет использовать пикеты в качестве пунктов для мониторинга гравитационного поля. В результате обработки выявлена локаль-

ная аномалия гравитационного поля. Положение аномалии совпадает с положением палеоруслу четвертичного возраста, прорезавшего кембрийские глины. Ширина и морфология аномалии позволили оценить параметры палеовреза.

Ключевые слова: инженерная гравиразведка, размыв в Санкт-Петербургском метрополитене, мониторинг, палеоруслу.

Введение

Размывом в Петербургском метрополитене называют аварию на перегоне между станциями «Лесная» и «Площадь Мужества», происшедшую 8 апреля 1974 года в результате разрушительного воздействия плывуна на тоннели. Участок был закрыт дважды. Движение было восстановлено 26 июня 2004 года, когда были введены в эксплуатацию новые обходные тоннели.

В период с 11 по 14 июля 2018 года двумя сотрудниками ООО «Джи М Сервис» (Е.Ю. Ермолин и В.Н. Мельников) были выполнены опытно-методические работы в районе станции метро Площадь Мужества.

Цель работ заключалась в изучении отклика гравитационного поля от размыва Петербургского метрополитена на участке между станциями «Лесная» и «Площадь Мужества». Ожидалось, что палеоруслу четвертичного возраста, которое стало причиной размыва, имеет аномально пониженную плотность относительно кембрийских глин. Предполагалось оценить параметры палеоруслу: форму сечения, глубину залегания. Кроме этого гравиметрические пункты планировалось использовать в качестве реперов для возможного будущего мониторинга этого проблемного участка.

Работы выполнены вдоль двух профилей по 1 400 метров каждый. Расстояние между пикетами составляло 50 метров. Измерения выполнялись на 58 пикетах. Первый профиль расположен над старым тоннелем метро, а второй над новым тоннелем. Схема положения пикетов показана на рисунке 1.

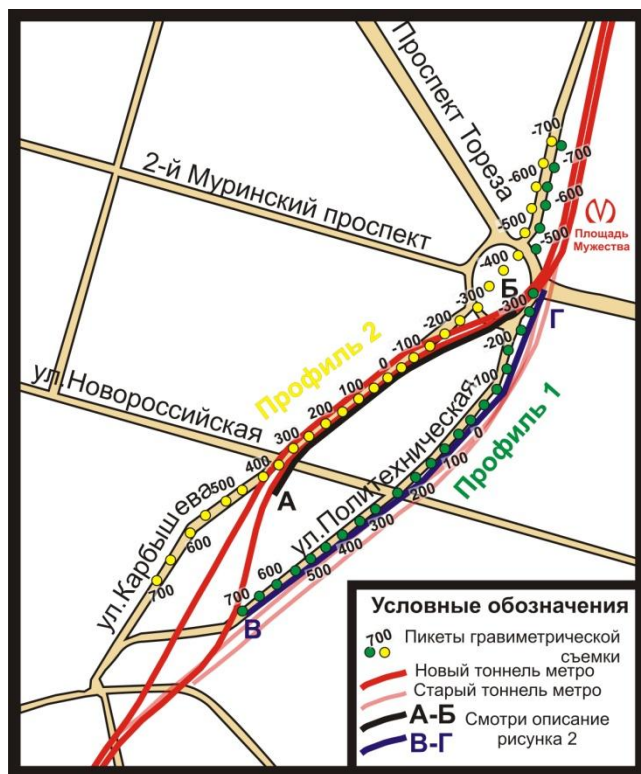


Рис. 1. Схема расположения пикетов наземной гравиметрической съёмки на карте Санкт-Петербурга.

Работы выполнены с использованием гравиметра CG-5 AUTOGRAV канадской компании Scintrex и трёх дифференциальных GPS приёмников Spectra Precision ProMark. По результатам контрольных измерений точность определения аномального гравитационного поля

составила 0.003 мГал, координат - 5 мм. Достигнутая точность измерений делает возможным реализацию мониторинга гравитационного поля на данном участке [1].

Результаты

В результате обработки была построена карта аномального гравитационного поля в редукции Буге (далее карта аномального гравитационного поля). Сопоставление карты и бурового профиля вдоль линии АБ показано на рисунке 2.

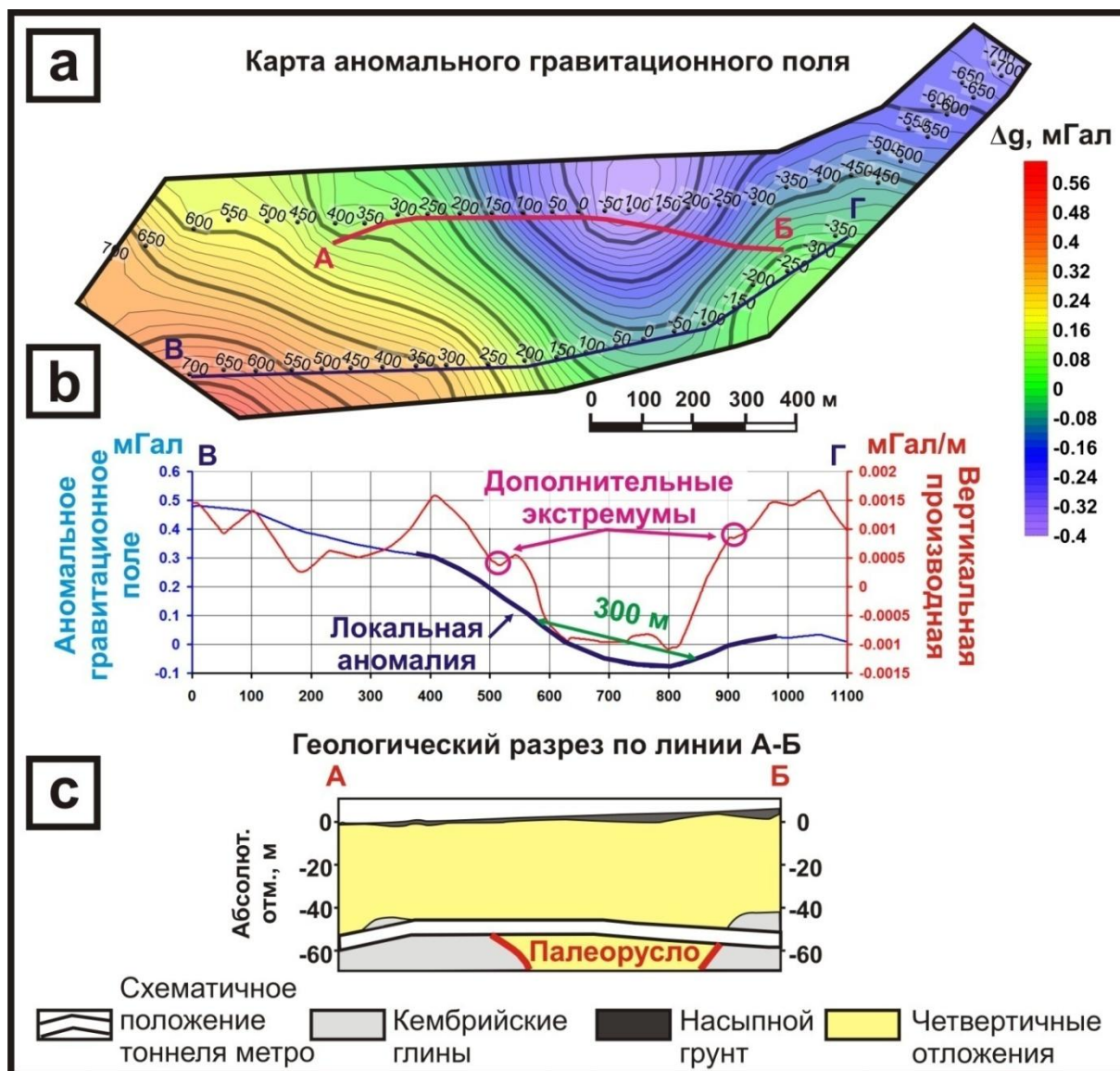


Рис.2. Карта аномального гравитационного поля (а), геологический разрез вдоль линии АБ (в), графики аномального гравитационного поля и вертикальной производной вдоль линии ВГ (б).

На карте (рис. 2, а) в центральной части наблюдается яркая отрицательная аномалия. Положение центра аномалии соответствует положению центральной части палеорусла. Таким образом, по результатам наземной гравиразведочной съёмки можно картировать подобные объекты в городе Санкт-Петербург и Ленинградской области.

Для более детального изучения локальной аномалии авторы использовали график вдоль профиля 2 (рис. 2, б). Вдоль этого профиля локальная аномалия гравитационного поля, связанная с палеоруслом менее искажена.

В целом на графике наблюдается понижение уровня гравитационного поля слева направо (с юго-запада на северо-восток). Вероятно, это связано с изменением строения кристаллического фундамента. Предположительно палеорусло соответствует контакту блоков

кристаллического фундамента (разлому). Северо-восточный блок либо имеет пониженную плотность, относительно юго-западного либо северо-восточный блок опущен по отношению к юго-западному. Локальная аномалия очень ярко видна на фоне общего понижения гравитационного поля. На вертикальной производной наблюдаются 2 дополнительных экстремума. Это свидетельствует о том, что локальная аномалия связана с объектом, близким по форме к горизонтальному круговому цилиндру. То есть аномальный объект имеет форму близкую к горизонтальному круговому цилиндру. Так как дополнительные экстремумы на вертикальной производной не ярко выражены, то аномальный объект немного вытянут в вертикальном направлении. Ширина локальной аномалии гравитационного поля при амплитуде $\frac{1}{2}$ значения от максимума составляет 300 метров. Таким образом, глубину центра аномального объекта можно оценить в 120-150 метров.

Выводы

Результаты наземной гравиразведочной съёмки позволяют уверенно картировать палеоруслу в городе Санкт-Петербург и Ленинградской области. Эти результаты могут быть использованы при проектировке новых веток метрополитена.

Палеорусло, с которым связан размыв между станциями Площадь Мужества и Лесная ярко проявляется в аномальном гравитационном поле в виде отрицательной аномалии. Палеорусло имеет изометричное сечение и вытянуто в вертикальном направлении. Геометрический центр сечения находится на глубине около 120-150 метров.

Достигнутая точность измерений (0.003 мГал и 5 мм) делает перспективным реализацию мониторинга гравитационного поля на участке размыва между станциями Лесная и Площадь Мужества. Мониторинг позволит наблюдать изменения аномального гравитационного поля во времени. Эти изменения могут быть связаны с различными процессами, в том числе приводящими к катастрофическим последствиям.

Список литературы

1. Веселов К.Е., Мудрецова Е.А., Сучкова Р.В. Инструкция по гравиметрической разведке //Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки, Москва, 1975 г., 88 с.

ИЗУЧЕНИЕ КРУПНОМАСШТАБНОГО ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО УЗЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Иванов П.В. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Москва, pavel.vl.ivanov@gmail.com),

Астапенко В.Н. (НПЦ по геологии, г. Минск),

Баглаенко Н.В. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Москва),

Варенцов Ив.М. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Москва),

Леонов М.Г. (ГИН РАН, г. Москва),

Лозовский И.Н. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Москва),

Пушкарёв П.Ю. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва),

Родина Т.А. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Москва)

Аннотация. Рассматривается область схождения трёх сегментов Восточно-Европейской платформы –Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии – расположенная на западе Смоленской области по обе стороны от российско-белорусской границы. Существует гипотеза о современной геодинамической активности в данной зоне, в ходе которой возникает центростремительная конвергенция литосферных плито-потоков. Мы применяем магнитотеллурические методы зондирования для проверки этой гипотезы и детального исследования глубинной аномалии электропроводности, выявленной в этой зоне ещё в 1990-ые годы.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, литосферные плиты, электромагнитное поле, магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования

Изучение особенностей внутриплитной тектоники, а именно тектонического строения и развития тектоно-геодинамических узлов – областей схождения трёх и более литосферных плит – является важным направлением в науках о Земле. В данной статье представлены результаты первого года выполнения проекта СМОЛЕНСК, целью которого является изучение геофизическими методами зоны сочленения трёх крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы (рис. 1) для диагностики процессов современной геодинамической активности и для проверки гипотезы о существовании в этой зоне центростремительной конвергенции литосферных плито-потоков [1] (рис. 2). Данная гипотеза основана на многочисленных факторах, таких как радиальное схождение шовных зон и авлакогенов, кольцевое расположение разломов, формирующих воронкообразную структуру, аномальное строение магнитного поля с элементами вихревого закручивания аномалий, региональная отрицательная аномалия гравитационного поля.

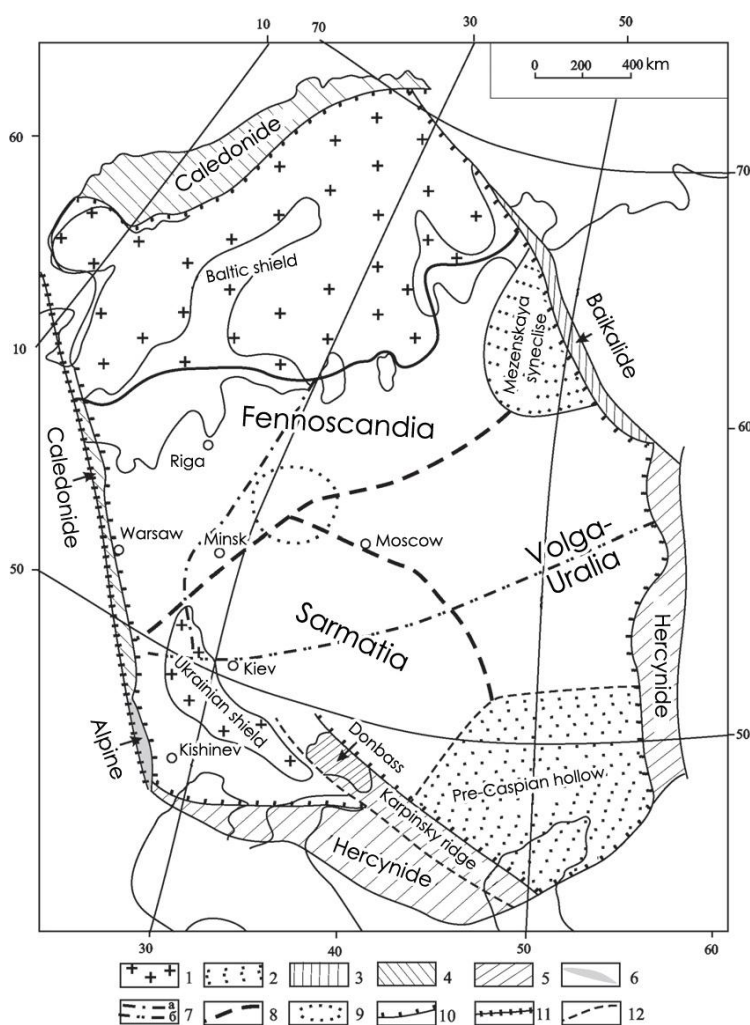


Рис. 1. Схема, показывающая некоторые особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы. 1 – выходы фундамента на поверхность земли (Балтийский и Украинский щиты); 2 – наиболее глубокие впадины (Прикаспийская) и синеклизы (Мезенская); 3-6 – окраинные аллохтонные структуры: 3 – байкалид (Тиман), 4 – каледонид, 5 – герцинид (Урал, фундамент Скифской плиты), 6 – альпид (Карпаты); 7 – главные тектонические оси платформы: а – субмеридианальная, б – субширотная; 8 – границы сегментов фундамента платформы (Фенноскандии, Волго-Уралии, Сарматии); 9 – Слободской тектоно-геодинамический узел; 10 – надвиги окраинных аллохтонных структур – граница платформы; 11 – линия Тейссейра-Торнквиста Трансевропейской сутурной зоны; 12 – разломы.

Рассматриваемая зона сочленения плит расположена в северо-западной части массива площадных магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) зондирований международного проекта КИРОВОГРАД[2], в которой имеется единственный меридиональный профиль Гомель-Витебск (рис. 3), выполненный в начале 1990-ых годов с аппаратурой ЦЭС-2. Несмотря на невысокое качество этих данных, они позволили выявить глубинную проводящую аномалию в исследуемой узловой зоне. Современные возможности синхронных МТ/МВ зондирований позволяют проводить высокоточную многоточечную обработку данных, основанную на робастных методах и значительно подавляющую электромагнитные

(ЭМ) помехи различной природы, и выполнять 2D+ и 3D инверсии различных наборов МТ/МВ данных [3-4], изучая корово-мантийную структуру тектоносферы до глубин в первые сотни км. В рамках проекта СМОЛЕНСК мы планируем выполнить 25-30 синхронных МТ/МВ зондирований с целью площадного и глубинного уточнения выявленной аномалии электропроводности, а также установить несколько сейсмологических станций для построения скоростных разрезов в исследуемой области.

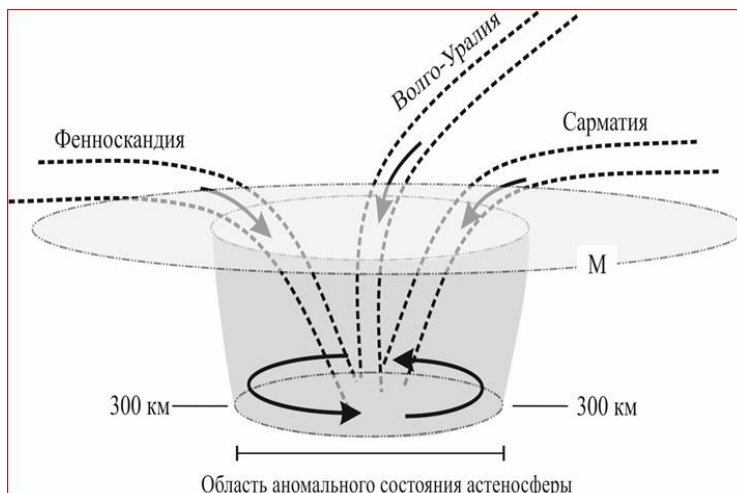


Рис.2. Принципиальная схема строения крупнейшего тектоно-геодинамического узла Восточно-Европейской платформы по [1].

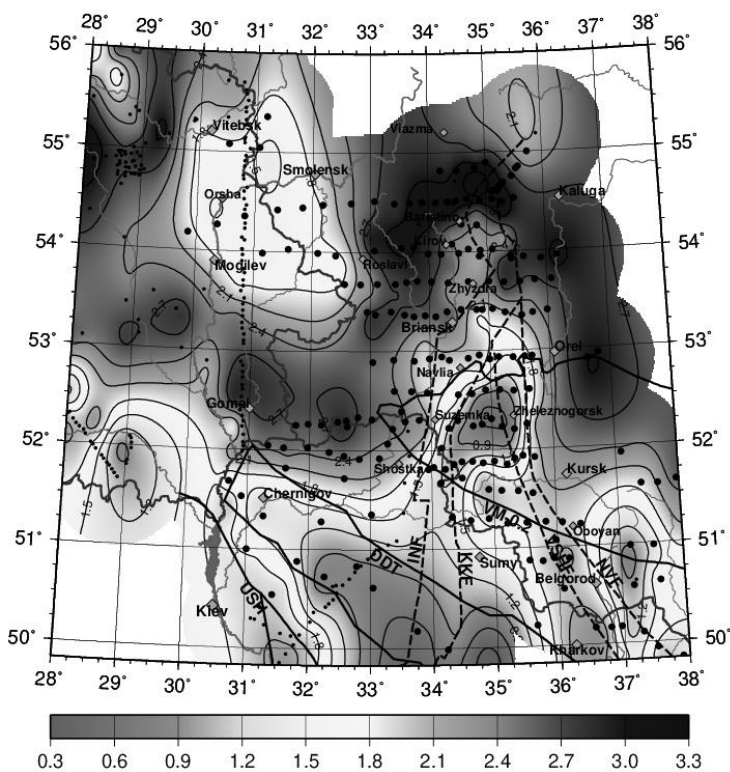


Рис. 3. Карта эффективного кажущегося сопротивления (в Ом·м, логарифмический масштаб, период 2500 с), большие чёрные точки – синхронные МТ/МВ зондирования в рамках проектов СМОЛЕНСК и КИРОВОГРАД, маленькие чёрные точки – профиль 1990-х гг. Гомель-Витебск.

В июне-июле 2018 года были выполнены первые 15 синхронных МТ/МВ зондирований (рис. 3) с использованием украинских станций LEM1-417V, позволяющих измерять 5 компонент ЭМ поля Земли в диапазоне периодов 10-10000 секунд. Измерения на каждой точке

зондирования длились 2-3 дня. Для выполнения обработки данных по методу удалённой базы использовались материалы МТ/МВ наблюдений на стационарном пункте ALX (на Геофизической базе МГУ в д. Александровка Калужской области) и односекундные МВ данные с геомагнитных обсерваторий сети INTERMAGNET (Киев, Бельск, Хель и др.). Новые точки в рамках проекта СМОЛЕНСК расширили на запад два самых северных профиля проекта КИРОВОГРАД.

По результатам синхронных МТ/МВ зондирований 2018 года были уточнены границы коровой проводящей аномалии. Она отчётливо видна на карте эффективного кажущегося сопротивления, построенной для периода 2500 секунд (рис. 3). По кривым эффективного импеданса была проведена оценка проводимости осадков Оршанского бассейна, которая достигает 1000 См в его центре. На псевдорезах кажущегося сопротивления вдоль меридионального профиля Гомель-Витебск и двух субширотных профилей отчётливо выделяется структура в виде песочных часов, демонстрирующая разделение выявленной аномалии на приповерхностную (осадочную) и глубинную (корово-мантийную) части.

На рис. 4 представлена карта горизонтального МВ отклика также на периоде 2500 секунд, на которой хорошо прослеживается простираение глубинной аномальной зоны. Эллипсы экстремальных амплитуд внутри аномалии ориентированы в одном направлении и имеют вытянутую квази-2D форму. На более высоких частотах структура аномалии на карте горизонтальных МВ откликов и эллипсы их экстремальных амплитуд выглядят более трёхмерными из-за интерференции приповерхностных и глубинных эффектов.

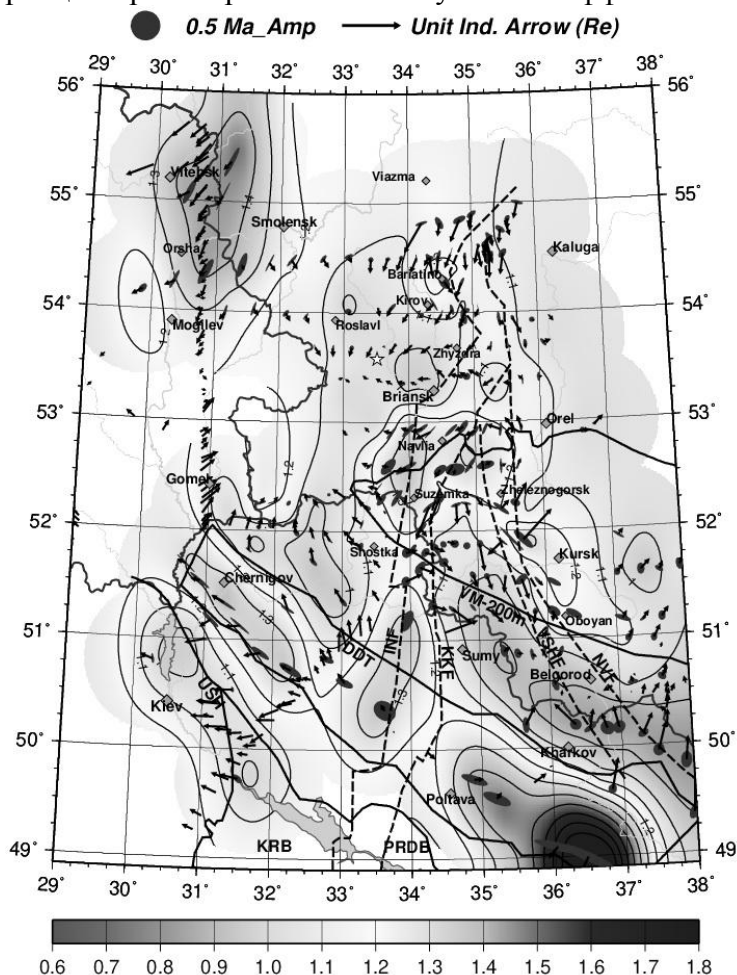


Рис. 4. Карта максимальной амплитуды горизонтального МВ отклика с эллипсами экстремальной амплитуды и действительными векторами Визе ($T=2500$ с).

Действительные вектора индукции (в конвенции Визе) подтверждают выявленные особенности исследуемой зоны, но имеют большую зависимость от системы осадочных элек-

трических токов внутри Оршанского и Московского бассейна. Новые данные проекта СМОЛЕНСК совместно с данными проекта КИРОВОГРАД указывают на концентрацию доминирующих осадочных токов в Днепровско-Донецкой впадине и в Оршанском бассейне, которые разделены между собой высокоомным осадочным блоком в районе города Гомель.

На рис. 5 представлен первый результат 2D+ инверсии вдоль меридионального профиля Гомель-Витебск, на основе которого можно сделать предварительные оценки параметров коровой аномалии электропроводности, уходящей в верхнюю мантию до глубин 70-80 км.

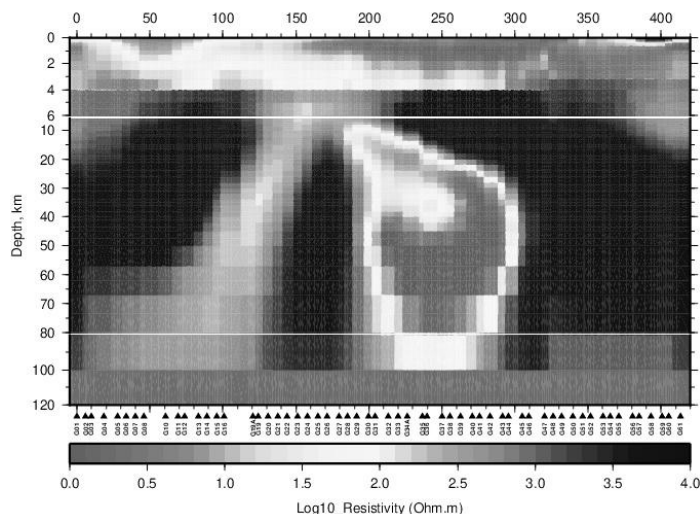


Рис. 5. Первый результат 2D+ инверсии вдоль меридионального профиля Гомель-Витебск.

В 2019 году мы выполним до 15 новых синхронных МТ/МВ зондирований, которые позволят уточнить границы аномалии в её северной и южной частях. Будут выполнены 2D+ инверсии по субширотным профилям сводного массива данных проектов СМОЛЕНСК и КИРОВОГРАД, на основе которых будет построена стартовая модель для выполнения полноценной 3D инверсии по всему массиву данных.

Для решения поставленной в проекте задачи об определении природы коровой аномалии и её связи с современными геодинамическими процессами будут привлечены другие геофизические данные – в первую очередь, сейсмологическая информация, а также данные потенциальных (включая спутниковые) и тепловых полей. На основе комплексной информации планируется построить общую объёмную физико-геологическую модель зоны тройного сочленения сегментов Восточно-Европейской платформы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00733 А.

Список литературы

1. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии // Минск: Беларуская навука. 2014. –120С.
2. 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.
3. Varentsov Iv.M. Methods of joint robust inversion in MT and MV studies with application to synthetic datasets // EM Sounding of the Earth's Interior: Theory, Modeling, Practice – Amsterdam: Elsevier, 2015 – P. 191-229.
4. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing, analysis, and inversion // EM Sounding of the Earth's Interior: Theory, Modeling, Practice – Amsterdam: Elsevier, 2015 – P. 271-299.

ИЗУЧЕНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В КРИВОРОЖСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ СГ-8 ПО ДАННЫМ МАГНИТОМЕТРИИ

Иголкина Г.В. (Институт геофизики им. Ю. П. Булашевича Уральского отделения Российской академии наук, г. Екатеринбург, galinaigolkina@yandex.ru)

Аннотация. Изучена взаимосвязь магнитных характеристик с глубиной, возрастом и литологическим составом пород. Скважинная магнитометрия позволяет получать новые данные о магнитных полях, намагниченности и магнитной восприимчивости горных пород на больших глубинах в условиях их естественного залегания.

Ключевые слова: скважинная магнитометрия, магнитные характеристики, магнетитовая минерализация, элементы залегания, азимут падения и угол падения пород.

Криворожская скважина СГ-8 пробурена с целью изучения железорудных формаций протерозоя и архея; зональности метаморфизма, метасоматоза и связи с ними рудогенерирующих процессов; расшифровки глубинного строения Криворожско - Кременчугской структуры, ее соотношений с окружающими гранитоидными и метаморфическими комплексами. Криворожская сверхглубокая скважина (СГ-8) расположена на Украине, в районе города Кривой Рог.

Бурение Криворожской сверхглубокой скважины позволило расшифровать глубинное строение докембрийской железорудной провинции, изучить главные черты геодинамического развития структуры и объяснить при роду метаморфической зональности. Поэтому, главная цель бурения – расшифровка глубинного строения крупного железорудного бассейна, от чего зависят перспективы дальнейших геологоразведочных работ, а главный прикладной результат бурения этой скважины – вскрытие новых железорудных горизонтов в сложной около надвиговой складчатой структуре.

Вопросы изучения определения природы сейсмических границ; исследования закономерностей изменения петрофизических, геохимических и гидрогеологических условий формирования горных пород а также решения региональных вопросов по стратиграфии, геотектонике и закономерностям рудообразования были также поставлены перед исследователями Криворожской скважины СГ-8 [2,4].

Результатом исследований стали новые данные о глубинном строении, структуре и металлогении Кривбасса, что позволило создать многофакторную модель развития и структуры крупнейшего в мире докембрийского железорудного бассейна.

Глубина опережающего ствола на начало 1988 года составила 3550,8 м , температура на забое –57 градусов, зенитный угол на забое 34⁰, азимут -272⁰. Затем был пробурен основной ствол до глубины 3841 м. К геологическим факторам, вызывающим искривление ствола скважины, в первую очередь относятся: характер залегания пластов, анизотропность пород, связанная с их внутренним строением; переслаивающихся пород, существенно отличающихся по прочности, твердости; трещиноватость и связанная с ней кавернозность; тектонические разломы с автономной внутренней структурой [6].

Скважина вскрыла комплекс метаморфизованных супракрустальных образований, залегающих на днепропетровских гранитоидах. Супракрустальные толщи слагают довольно симметричную синклинальную структуру. Геологический разрез охарактеризован, кроме самого ствола СГ-8, серией скважин колонкового бурения (рис.1) [3,4].

В опережающем стволе скважиной вскрыты следующие комплексы пород: покровные отложения кайнозоя (интервал 0-63 м); метаконгломераты, метапесчаники, апоалевролитовые сланцы с редкими прослоями силикат–карбонатных пород глееватской свиты (интервал 63 - 1509,4 м); кварц-полевошпат-биотитовые с гранатом, гранит-биотитовые сланцы и микрорнейсы , мраморы с прослоями малорудных железистых кварцитов (интервал 1509,4 – 1838.4 м); куммингтонит-магнетитовые кварциты и гранат-куммингтонитовые сланцы, включающие прослой магнетитовых кварцитов с тонкодисперсным гематитом (интервал

1838,8 – 2007 м); тальк-хлорит-актинолитовые сланцы, сланцы двухслюдяные, мусковитовые и ставролит-андалузитовые кварциты и кварцитопесчаники (интервал 2007 – 2384 м); плагиогранитоиды, содержащие реликты роговообманковых амфиболитов и биотит-роговообманковых гнейсов (интервал 2384,2 – 3550,8 м (рис.1).

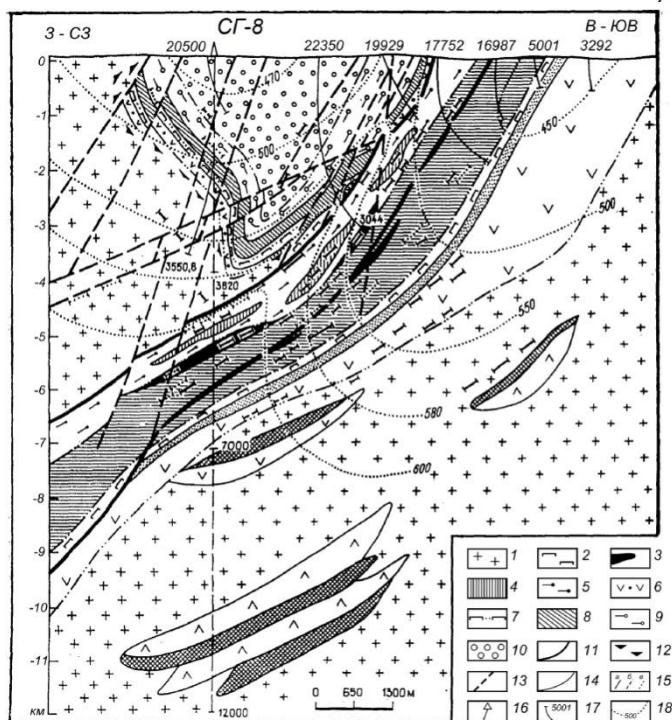


Рис.1. Геологический разрез Криворожской СГ–8 [4]: днепропетровский сурско-токовский комплекс гранитоидов: 1 – плагиограниты и плагиомигматиты; нижний протерозой, криворожская серия: 2 – хлорит-тальковые и карбонат – тальковые сланцы; 3 – железные руды (саксаганская свита), 4 – железистые кварциты, магнетитовые руды, 5 – мраморы. Кварц-биотитовые сланцы, метаалевролиты; 6 – кварциты. Кварцито-песчаники с андалузитом, ставролитом, 7 – двухслюдяные с гранатом, тальк-амфиболовые сланцы; 8 – железистые кварциты. силикатные сланцы (артемовская свита); 9 – мраморы, кварц-полевошпат-биотитовые. графит-биотитовые сланцы с прослоями железистых кварцитов (родионовская свита); верхний протерозой: 10 – метаконгломераты, метапесчаники (глеватская свита 0; 11- региональные шарьяжные зоны; 12 - зоны интенсивного развития бластических кварцпластинчатых текстур; 13- дизъюнктивы; 14 – границы геологических тел; 15 – сейсмические площадки: в полкостии разреза высокой (а) и слабой (б) интенсивности; 16 – положения СГ-8 в разрезе; 17 – пробуренные скважины, их номера; 18 – палеоизотермы по гранат – биотитовому геотермометру Ферри и Спира, S^0 .

Интенсивное развитие кварц-пластинчатых текстур отмечается в зоне контакта плагиогранитоидов и метаморфических пород. Плагиогранитоиды в соответствии со стратиграфической схемой УРМСК имеют возраст 2965 ± 30 млн. лет и относятся к архейскому днепропетровскому комплексу [4].

При этом метаморфические минералы создают в пластичных слоях ланцеватость, параллельную первичной слоистости (наиболее отчетливую в крыльях), а в случаях высокотемпературного метаморфизма еще и линейность, параллельную шарнирам складок.

Тенденция изменения текстур и структур метаморфических пород с глубиной определяет закономерности изменения анизотропии упругих и механических свойств пород, поскольку последние тесно связаны с текстурно-структурными особенностями пород [6].

К Криворожско-Кременчугскому глубинному разлому пространственно тяготеют региональные магнитные аномалии и зона повышенной толщины земной коры. Утолщение коры обусловлено повышенной мощностью “базальтового” слоя [7].

Магнитометрические исследования Криворожской сверхглубокой скважины проведены Институт геофизики УрО РАН в интервале глубин от 860 м до 3500 м [1].

По результатам измерений в разрезе скважины на фоне слабо магнитных горных пород (конгломератов, метапесчаников, плагиогранитов) четко выделяются магнитные породы, содержащие магнетитовую минерализацию. Породы, подсеченные скважиной в интервале глубин 860 - 890 м, представленные конгломератами и конгломератами с метапесчаниками, по магнитной восприимчивости характеризуются значениями, не превышающими $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и спокойным характером геомагнитного поля, величина Z около 51000 нТл. Ниже, до глубины 941 м, аномалий нет, значения χ и Z близки к нулю. В интервале 941,2 – 942,5 м, 944 – 949,6 м, 951- 954 м выделяются магнитные породы, магнитная восприимчивость которых составляет $1000 - 4500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, что связано с гнездовыми включениями магнетита в конгломератах. Аномалия Z достигает $-10000 \div -15000$ нТл.

Выделяется мощная зона магнитных пород, связанная с включениями магнетита в метапесчаниках глубины 975,4 м и до 1006,4 м. Аномалия магнитной восприимчивости достигает, особенно на глубине 990 м, $3000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, при среднем значении $2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а аномалия Z достигает $-40\,000$ нТл, по горизонтальным составляющим H_x и H_y также отмечается аномалия. Кривая Z сильно дифференцирована, что указывает на неоднородность магнитных свойств пород, залегающих в этом интервале (рис. 2).

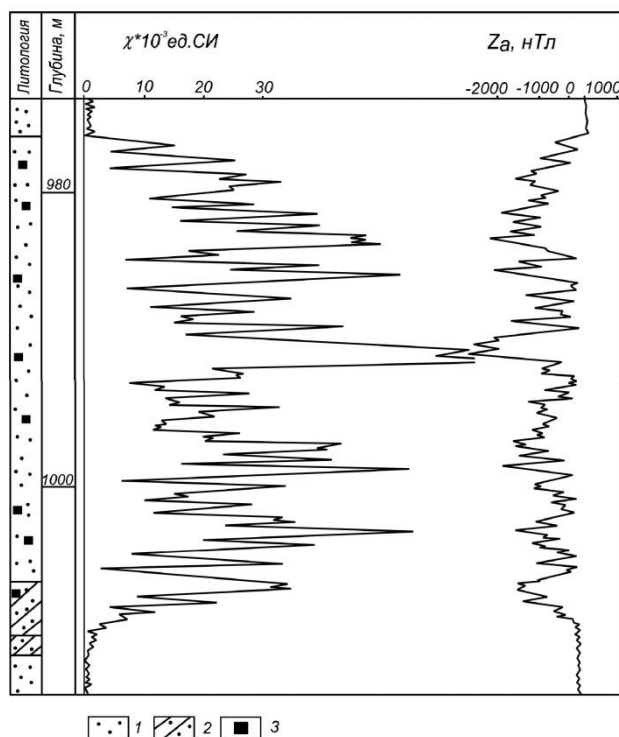


Рис. 2. Результаты скважинной магнитометрии по Криворожской сверхглубокой скважине в интервале глубин 970 – 1100 м. 1 – метапесчаники; 2 – переслаивание метапесчаников и метаалевролитов; 3 – магнетит.

С глубины 1164 м и до 1196 м для пород, залегающих в данном интервале (по геологическим данным это переслаивающиеся метапесчаники и метаалевролиты с включениями магнетита) характерна величина магнитной восприимчивости от 1000 до $4500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, величина Z_a составляет -15000 нТл. Кривые Z и χ сильно изрезаны. Породы, подсеченные скважиной в интервале глубин 1216,5 - 1243 м, обладают пониженными магнитными свой-

ствами по сравнению с описанными выше, магнитная восприимчивость до $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, Z_a до -5000 нТл, аномалии H_x и H_y не превышают ± 3000 нТл. На глубины 1243 м и до 1445 м породы не магнитны, а далее с 1445 м и до 1469.2 м встречены породы, у которых χ до $5000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, Z_a до $-10\ 000$ нТл, аномалия H_x и H_y до 2000 нТл, что говорит о вкрапленности магнетита. Такие же магнитные свойства и у пород в интервале 1504 м – 1512 м.

Сланцы кварц – полевошпат-биотитовые с графитом, вскрытые с глубины 1512 м до 1606 м, характеризующиеся по кривой магнитной восприимчивости значениями до $500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, по кривым Z , H_x , H_y не выделяются. А сланцы кварц-биотитовые с магнетитом (1606 – 1635 м), имеют величину χ около $10000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а величина Z_a составляет ± 5000 нТл, величина модуля H около 25200 нТл. Аномалия магнитного склонения в интервале 1606 м – 1635 м не превышает 6° . Азимут скважины по данным скважинной магнитометрии составляет 100° . В этом интервале выделено 7 скачков магнитного поля [5]. Среднее значение азимута падения пласта около 240° , средний угол падения 53° . Расчет элементов залегания магнитных пород на глубине 2000 м показал, что происходит выполаживание углов падения с увеличением глубины до $20 - 50^\circ$.

Определение элементов залегания пород этого интервала хорошо согласуется с векторными картинами внутренних полей. Азимут векторов магнитного поля H_a меняется от 220° до 260° , что вполне согласуется в этом интервале со средним азимутом падения, определенным по скачкам магнитного поля.

В интервале 1800-2000 м, где скважиной встречены магнетитовые кварциты, автором проведен расчет вектора намагниченности, показывающий сложный характер его изменения, отмечается как прямая, так и обратная остаточная намагниченность [1].

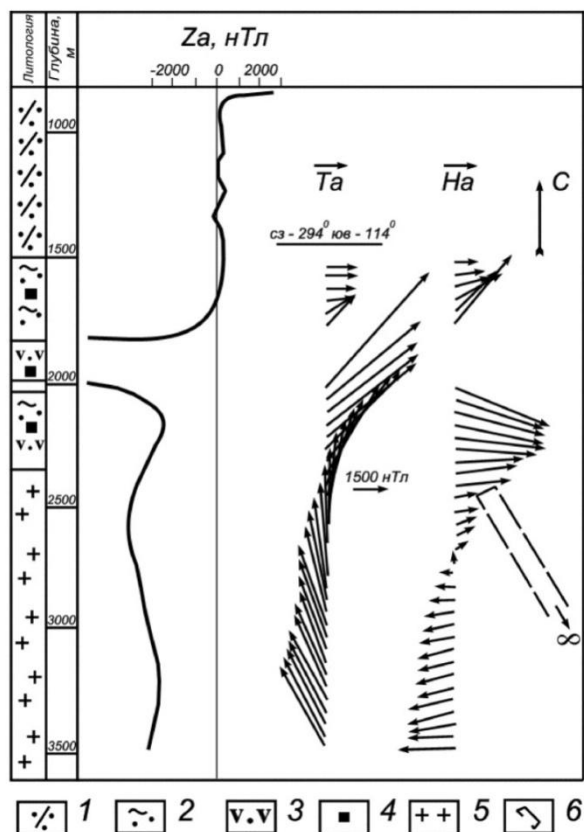


Рис. 3. Результаты векторной интерпретации аномалии пересечения и боковой магнитной аномалии в разрезе Криворожской сверхглубокой скважины СГ-8: 1- переслаивание метапесчаников и метаалевролитов; 2- переслаивание метапесчаников и сланцев; 3- кварциты; 4- магнетит; 5 - плагиограниты и плагиомигматиты; 6- предполагаемое рудное тело.

На глубине 2000 – 3000 м по диаграммам составляющих магнитного поля выделяется боковая аномалия, осложненная в верхней части аномалией подхода к сильно магнитному пласту магнетитовых кварцитов (рис.3). Минимум отрицательной аномалии вертикальной составляющей Z отмечается на глубине 2540 – 2600 м и имеет величину – 3700 нТл. Нижняя ветвь кривой Z более пологая. По результатам измерений построена кривая аномальных значений горизонтальной составляющей геомагнитного поля H_a в плоскости геологического разреза 120^0 ЮВ - 300^0 СЗ. Переход кривой H_a через нуль отмечается на глубинах 2520 – 2560 м. Верхняя ветвь кривой имеет максимум на глубине 2200- 2240 м , величина которого около 3500 нТл. Нижняя ветвь кривой H_a более пологая. Значения составляют -1000 - -1500 нТл. Кривые Z и H_a в интервале аномалии асимметричны. Осложненность верхних ветвей кривых магнитного поля Z и H_a в интервале боковой аномалии влиянием вышележащего магнитного пласта, асимметричность этих кривых, сложный характер изменения вектора намагниченности создают трудности при интерпретации боковой аномалии с целью определения формы и местонахождения магнитного объекта (рис.3), представленного, вероятнее всего, магнетитовыми кварцитами, залегающими к востоку от ствола на расстоянии более 200 м [4].

Таким образом, магнитометрические исследования позволили уточнить литологическое расчленения разреза скважины и выделить зоны магнетитовой минерализации по величине магнитной восприимчивости, величине и знаку полной и остаточной намагниченности, особенностям магнитного поля. Установлено, что магнетитовые кварц-биотитовые сланцы, вскрытые на глубине 1606 – 1635 м, имеет азимут падения 240^0 и угол падения 53^0 . Отмечено, что с глубины 2000 м происходит выполаживание углов падения до $20 – 50^0$

Список литературы

1. *Иголкина Г.В.* Скважинная магнитометрия при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: УрО РАН. 2002.215 с.
2. Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8 / под ред. Шеремет Е. М. Донецк: Ноулидж, 2011. 525 с.
3. *Курлов Н. С., Гурский Д. С., Калинин В. И.* и др,1999. / МінеральніресурсиУкраїни. — 1999. №1. С. 21-25.
4. *Курлов Н.С., Касабов В.В., Мечников Ю.П., Хахаев Б.Н.,Белевцев Р.Я., Казанский В.И., Решетняк В.В.* Основные результаты бурения Криворожской сверхглубокой //Сов.Геология. 1991. № 8.С.69-80.
5. *Пономарев В.Н., Бахвалов А.Н., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Нехорошков В.Л. Бадьин Г.В.*Магнитометрические исследования сверхглубоких скважин // Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования. Ярославль.1988.С.162-164.
6. *Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А., Кузнецова Т.Ю.* Корреляционная связь траекторий скважинс анизотропией и симметрией горных пород (на примере Кольской-СГ-3 и Криворожской-СГ-8 сверхглубоких скважин// Симпозиум "НЕДЕЛЯ ГОРНЯКА 99",МОСКВА, МГГУ, 25.01.99 - 29.01.99.С.142-144.
7. *Соллогуб В.Б.* Структура земной коры Украины // Геофизический сборник АН УССР. 1970.Выпуск 38.С. 22-35.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ КОРОВО-МАНТИЙНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ ПО КАРОТАЖНЫМ ДАННЫМ

Ильченко В.Л. (ГИ КНЦ РАН, г. Анапты, vadim@geoksc.apatity.ru)

Аннотация. Представлена методика построения моделей тектонического расслоения внешней корово-мантийной оболочки Земли в режиме затухающей колебательной системы, обусловленного гравитационным взаимодействием в системе Земля-Луна (влиянием волн

твёрдого лунного прилива). Процесс расслоения происходит в соответствии с механизмом тектонического расслоения. Доказательство реальной применимости методики представлено на модели тектонического расслоения земной коры Печенгского блока (по результатам профилометрии Кольской сверхглубокой скважины) и в расчётах глубин залегания границы Мохо по данным каротажей из 8 скважин Южно-Баренцевской впадины.

Ключевые слова: механизм тектонического расслоения земной коры, затухание колебательной системы, модель, каротаж, длина конечной моды, глубина границы Мохо

Введение. Для изучения глубинного строения Земли используются дорогостоящие и трудоёмкие методы: проходка параметрических (в т.ч. глубоких и сверхглубоких) скважин [10], а также сейсмологическое профилирование на суше и морском шельфе (МОГТ, ГСЗ и др. [2]). Строение внешней оболочки Земли (земной коры и верхней мантии, до глубин ≈ 600 км) изучают методами сейсмологического профилирования с применением мирных ядерных взрывов - МЯВ [8]. Ключевое слово «мирный» вовсе не следует трактовать как «безобидный, безопасный или безвредный» [13]. Кроме того, к настоящему времени в Мире пройдено не слишком уж много сверхдлинных профилей глубинного сейсмозондирования (не говоря о сверхглубоких скважинах). При этом количество рядовых (условно мелких) скважин (первые километры) едва ли подлежит учёту и почти все они доступны для проведения комплекса каротажных работ - геофизического исследования скважин (ГИС), причём во многих из этих скважин такие работы уже проведены. Большинство методов ГИС, так или иначе, отражает вариации динамических характеристик пород - напряжённо-деформированное их состояние в прискважинном пространстве разрезов: графики ГИС отражают геодинамические условия во вмещающей скважину фрагменте земной коры. Результаты ранее проведённых в этом направлении исследований позволяют с достаточно высокой вероятностью прогнозировать современные динамические условия в земной коре на глубину, значительно превышающую (в 10-100 раз) глубину любой из сверхглубоких скважин (СГ-3 и т.п.), что и будет показано ниже.

Механизм тектонического расслоения земной коры как твёрдой колебательной системы предложен после изучения физических свойств ядра Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и в ходе создания геолого-геофизической модели строения земной коры Печенгского блока (Балтийский щит) [4, 5]. Механизм расслоения основан на том простом предположении, что лунная гравитация (сила солнечно-лунного прилива) – на квантовом уровне (вроде эффекта Мёссбауэра) – периодически превращает корово-мантийную земную оболочку в колебательную систему, затухающую в динамических условиях стоячей волны, во многом напоминающую затухание звука (стоячей волны) в натянутой струне. Затухание это происходит в шаговом ритме с развитием множества (системы) неподвижных узловых точек: первый узел (исключая пару неподвижных узлов на концах струны – в точках её «крепления») появляется в середине струны (длина струны $L =$ длине стоячей волны λ), разделяя струну пополам а волну - на две полуволны ($\lambda/2$); затем в середине каждой из этих полуволн возникают новые узлы и т. д. [8]; т.е. процесс затухания протекает по закону: $\lambda_n = \lambda_0 / 2^n$ (n - № моды: 0, 1, 2, ... все целые числа, λ_n – длина n -й моды – расстояние между соседними узлами, λ_0 – длина волны). Затухание звука в натянутой струне, в принципе, мало отличается от затухания стоячей волны в породах земной коры, где оно также приводит к развитию системы неподвижных узлов, куда «отжимается» часть породных напряжений из колеблющихся зон пучностей; со временем, все эти узлы превращаются в концентраторы избыточно высоких напряжений [3]. По стволу скважины, в районе этих узлов наблюдается увеличение диаметра ствола – как следствие динамических событий - породных вывалов. В итоге, такая система узловых точек может служить идеальной предпосылкой для развития субгоризонтально протяжённых породных зон с повышенным напряжённым состоянием, что благоприятствует формированию границ тектонического расслоения.

Модель тектонического расслоения земной коры Печенгского блока.

Глубины модельных границ расслоения земной коры Печенгского блока рассчитаны по формуле: $M_n = M_0 / 2^n$, n - № моды, M_n – длина n -й моды расслоения, $M_0 = 42 \pm 2$ км – мощность земной коры Печенгского блока. Итоги моделирования с большим количеством подробной сопутствующей информации описаны в [4, 5] (и ссылки там).

Механизм тектонического расслоения позволяет рассчитывать мощность земной коры (глубину залегания границы Мохо) и параметров расслоения от длины конечной моды (M_k) – «в обратном порядке», по формуле $M_0 = M_n \cdot 2^n$ ($M_n = M_k$); длину M_k можно получить по кривым ГИС (профилеметрия и др.) измерением расстояния между двумя соседними переломными точками на участке кривой, полученной в интервале однородных по гранулометрическому и минеральному составу пород (рис.1).

Таблица 1

Длины мод тектонического расслоения земной коры M_5 - M_{14} , рассчитанные от целых значений M_0 в интервале 32-44 км – для определения номера (n) конечной моды M_k

M_0 , км	M_5 , м	M_6 , м	M_7 , м	M_8 , м	M_9 , м	M_{10} , м	M_{11} , м	M_{12} , м	M_{13} , м	M_{14} , м
32	1000	500	250	125	60.25	30.12	15.06	7.8	3.9	1.95
33	1030	515	257	128.5	64.2	32.19	16.1	8.04	4.02	2.01
34	1060	530	265	132.5	66.25	33.12	16.56	8.28	4.14	2.07
35	1093	546	273	136.6	68.3	34.15	17.08	8.54	4.27	2.13
36	1125	562	281	140.5	70.25	35.12	17.58	8.79	4.39	2.20
37	1156	578	289	144.5	72.25	36.12	18.06	9.03	4.51	2.26
38	1185	592	296	148	74.06	37.03	18.52	9.26	4.63	2.31
39	1219	609	305	152.5	76.19	38.09	19.05	9.52	4.76	2.38
40	1250	625	312	156	78.12	39.06	19.53	9.76	4.88	2.44
41	1281	640	320	160	80.06	40.03	20.01	10.01	5.00	2.50
42	1312	656	328	164	82	41	20.5	10.25	5.125	2.562
43	1344	672	336	168	84	42	21	10.5	5.25	2.62
44	1375	687.5	343.7	171.9	85.9	43	21.5	10.7	5.37	2.69

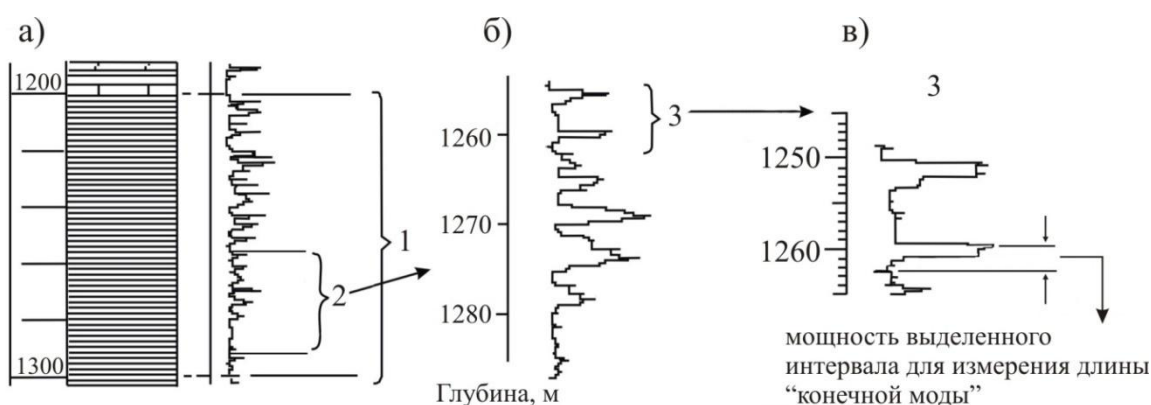


Рис.1. Этапы выбора «конечной моды» (а, б) и измерения (в) её длины - в идеальном случае

Идеальные условия (как на рис.1) для измерения M_k встречаются довольно редко, что вызвано неизбежными искажениями во время рисовки графиков и непредсказуемостью пространственных вариаций физических свойств горных пород в земной оболочке. Поэтому гораздо проще считать вывалы в относительно однородном породном интервале стандартной длины (например, 100 м) и делить эту длину на количество вывалов. Номер измеренной по результатам ГИС моды M_k определяют сравнением её длины с модельными значениями в столбцах таблицы, которые вычислены из возможных целочисленных значений мощности

земной коры M_0 в интервале 32-42 км. Возможность расчёта в обратном порядке доказывает анализ данных профилометрии СГ-3 из [6] (рис. 2).

Прямым подсчётом на рис.2 установлено: интервал а) содержит 12, а интервал б) - 24 породных вывала. Размер M_k получен делением мощности интервала (1 км) на количество вывалов: для интервала а) $M_k=83.33(3)$ м, что, согласно таблице, соответствует моде M_9 , для интервала б) $M_k=41.66(6)$ м, т.е. это мода M_{10} (таблица); при подстановке этих значений в формулу $M=M_n \cdot 2^n$ получаем мощность $M_0 \approx 42.67$ км (глубина границы Мохо в устье СГ-3). Сравнение динамического разреза СГ-3 с моделью расслоения, рассчитанной от $M_0 \approx 42.67$ км, показало увеличение точности попадания границ модели в интервалы с динамическими проявлениями (вывалами пород) до 96.4%.

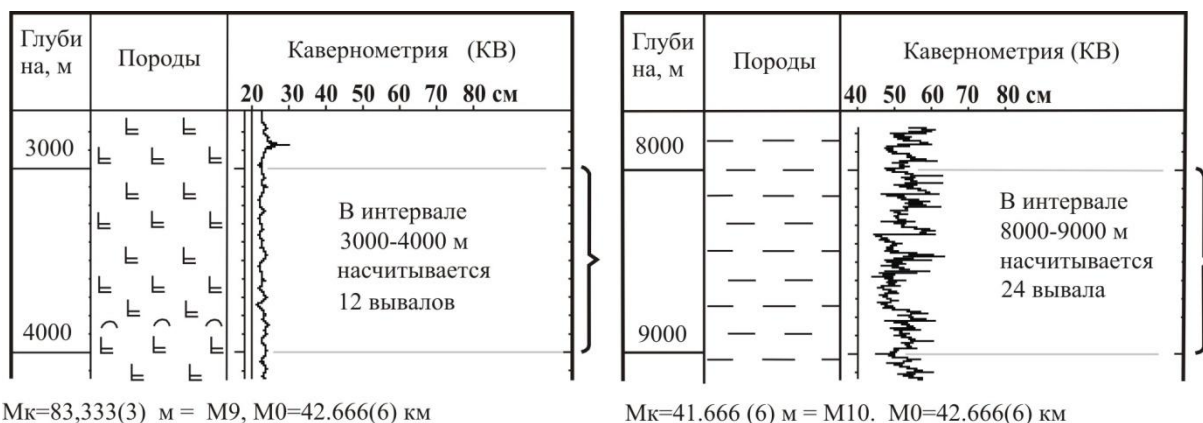


Рис. 2. Анализ фрагментов разреза СГ-3 из [6]: а) актинолитизированные диабазы, интервал глубин 3-4 км; б) биотит-плагиоклазовые гнейсы, интервал глубин 8-9 км

Проверка этого способа на материалах ГИС Уральской сверхглубокой скважины - СГ-4 с вычислением мощности земной коры в её устье дала: $M_0 = 46.7$ км, что мало отличается от глубины залегания границы Мохо в устье СГ-4, полученной сейсмологами: $M_0 \approx 47$ км [11]. Проверка этого способа расчёта глубин залегания границы Мохо, проведённая по данным ГИС в скважинах на трёх нефтегазоносных площадях Калининградской области (причём, по сводным разрезам) также дала вполне удовлетворительные результаты [4].

Земная кора Южно-Баренцевской впадины

Современная изученность глубинного строения земной коры Баренцево-Карского региона (потенциально крупной нефтегазоносной провинции) основана, главным образом, на результатах сейсмологических исследований по профилям ГСЗ-82 и МОВ-ОГТ: 1-АР и 2-АР [2, 7, 9 и др.]. Профили 1-АР и 2-АР пройдены по периферии Южно-Баренцевской впадины, которую трассирует лишь профиль ГСЗ-82. Эти исследования принесли много новых данных о строении земной коры и об истории формирования региона. В частности установлено, что глубина границы Мохо здесь варьирует от 30 до 45 км, мощность земной коры сокращается в северном направлении (по профилю 1-АР) [2]. В грабенообразных структурах эта граница поднимается (до 30-37 км) [2].

Как уже было сказано, строение земной коры в пределах Южно-Баренцевской впадины характеризует, главным образом, профиль ГСЗ-82. В этой впадине пробурено много скважин с проведением ГИС, что можно проанализировать упомянутым выше способом. На траверзе профиля ГСЗ-82 расположена Арктическая структура, где пройдена разведочная скважина Арктическая-1. По результатам ГИС из этой скважины, в четырёх глубинных интервалах измерена длина M_k с вычислением глубины границы Мохо (M_0); результат вычислений: средняя глубина $M_0 \approx 36.02$ км - совпал с сейсмологическими данными ($M_0 = 35 - 38$ км) из [7]. Помимо скважины Арктическая-1, аналогичные измерения проведены по данным ГИС из семи скважин: Крестовая-1, Лудловская-2, Мурманская-24, Приразломная-1, Северо-Кильдинская-80, Северо-Мурманская-1, Штокмановская-1 (Таблица 2).

По мере проведения расчётов, примерно в половине скважин возникала проблема, обусловленная вариациями длины M_k из разных глубинных интервалов в пределах одной скважины. В первую очередь эти вариации связаны с отклонением скважин от вертикали во время проходки (вертикальных скважин не бывает). Отклонение от вертикали искусственно «удлиняет» измеряемую моду: т.е., вместо $|M_k|$ получается $|M_k''| > |M_k|$. Такие проблемы, при наличии инклинометрии, решаются геометрически: $|M_k| = |M_k''| \cdot \cos \alpha$, где α - угол отклонения скважины от вертикали; но, видимо, будет проще – если брать минимальное значение M_k из нескольких значений конечной моды, определённых для разных глубинных интервалов.

Таблица 2

Результаты расчёта мощности земной коры по данным ГИС из морских скважин

Название скважины	Изученные интервалы, м	Число вывалов на интервал	Интервальная длина M_k , м	Мощность земной коры, км	Средняя арифм. мощность земной коры, км
Арктическая-1	350-450	23	4.35	35.62	36.02
	1650-1750	23	4.35	35.62	
	1750-1800	22	2.27	37.24	
	1850-1900	23	2.17	35.62	
Крестовая-1	2000-2500	58	8.62	35.31	35.31
Лудловская-2	300-450	18	8.33	34.13	34.87
	2500-2700	23	8.70	35.62	
Мурманская-24	1200-1300	23	4.35	35.62	35.62
	1600-1700	23	4.35	35.62	
Приразломная-1, Печорское море	2200-2400	24	8.33	34.12	34.12
	2600-2800	24	8.33	34.12	
Северо-Кильдинская-80	1500-1700	24	8.33	34.12	34.12
Северо-Мурманская-1	900-1000	23	4.35	35.62	37.96
	1000-1100	22	4.54	37.24	
	1200-1300	40	2.50	41.00	
	1300-1400	42	2.38	39.00	
	1400-1500	42	2.38	39.00	
	1500-1600	44	2.27	37.27	
	1600-1700	44	2.27	37.27	
	1700-1800	44	2.27	37.27	
Штокмановская-1	600-700	21	4.76	39.01	35.82
	800-900	22	4.54	37.24	
	1000-1100	21	4.76	39.01	
	1100-1200	26	3.85	31.51	
	1200-1300	25	4.00	32.77	
	1400-1500	23	4.35	35.62	
	1700-1800	23	4.35	35.62	

По итогам этой работы, подошва (поверхность границы Мохо) земной коры Южно-Баренцевской впадины имеет волнообразную форму с вариациями глубин 34-38 км, что не противоречит результатам сейсмологических исследований по профилям AP-1 и AP-2 [2]. Таким образом, методика вычисления мощности земной коры по длине конечной моды M_k по каротажным кривым даёт достоверные (вполне удовлетворительная точность) результаты и может уверенно применяться на практике: модельные (расчётные) значения мощности земной коры пригодны для построения моделей тектонического расслоения как реальные.

Заключение. Проверка механизма тектонического расслоения земной коры как колебательной системы на материалах ГИС из восьми скважин, пробуренных в осадках на шельфе Южно-Баренцевской впадины, успешно завершена. Полученные здесь результаты подтверждают универсальность предложенного механизма тектонического расслоения и открывают новые возможности для тектоностратиграфического моделирования внешней оболочки Земли по результатам каротажных данных как из «сухопутных», так и из морских скважин. На базе этих моделей можно моделировать условия во внешней земной оболочке, причём – для самых разных дисциплин (инженерная геология, геофизика, геохимия и др.).

Список литературы

1. Богданова В.В., Рахимов И.Р. Применение генетического алгоритма для поиска похожих участков на каротажных кривых. // Российский геофизический журнал. 2006. №№43-44. С.124-128.
2. Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях. //Разведка и охрана недр. 2001. №10. С.3-7.
3. Ильченко В.Л. Физическое моделирование напряженного состояния и деформаций в нагружаемой твердой среде, находящейся под воздействием ультразвуковых стоячих волн. //Труды Всероссийского совещания «Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы». Новосибирск. Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003, с.49-53.
4. Ильченко В.Л. Космические факторы (влияние Луны и Солнца) в геодинамике и возможность их применения в нефтегазовой отрасли (для некоторых видов прогноза). / Новые идеи в геологии нефти и газа – 2015. Сборник трудов (материалы международной научно-практической конференции) на CD. Электронное издание.// Отв. ред. А.В.Ступакова. Издательство МГУ им. М.В.Ломоносова, 2015. С.33-36.
5. Ильченко В.Л. Квантование лунной гравитации (энергии приливной волны) в земной оболочке и «квантовая» основа силы упругости. // Вестник Кольского научного центра РАН. 2017. №1 (9). С.34-42.
6. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ "Техно-нефтегаз". 1998. - 260 с.
7. Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р. Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности её построения. //Физика Земли. 1995. №2. С.73-83.
8. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2014. – 192 с. (РОСНЕДРА, ИФЗ РАН, ГЕОКАРТ).
9. Пономарёв Л.И. Под знаком кванта. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1989. – 368 с.: ил.
10. Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М. Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях. //Физика Земли. 2003. №6. С. 5-20.
11. Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. - СПб., 1995. 247 с. (Роскомнедра, РАН, ВСЕГЕИ, ГНПП «Недра»).
12. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2006. 736 с. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).
13. Яблоков А.В. «ЧУДИЩЕ ОБЛО, ОЗОРНО, ОГРОМНО, СТОЗЁВНО И ЛАЙЯ...» Рассказ эколога об атомной индустрии. – Иркутск: «Байкальская Экологическая Волна», 2009.- 128 с.,: ил.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ТРУДНОИЗВЛЕКАЕМЫХ ЗАПАСОВ ДОЮРСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Исаев В.И. (ТПУ, г. Томск, isaevvi@tpu.ru),

Кузьменков С.Г. (ЮГУ, г. Ханты-Мансийск),

Лобова Г.А. (ТПУ, г. Томск),

Лунёва Т.Е. (ТПУ, г. Томск)

Аннотация. Проведено критериальное выделение первоочередных районов для проведения поисков залежей углеводородов в отложениях доюрского фундамента Нюрольской мегавпадины. Исследования основаны на специальной технологии, включающей интегральный анализ результатов картирования очагов генерации тогурских нефтей по геотемпературному критерию и прогнозного картирования резервуаров коры выветривания и коренного палеозоя по данным глубокого бурения.

Ключевые слова: термическая история очагов генерации нефтей, резервуары коры выветривания и палеозоя, зональное районирование, Нюрольская мегавпадина.

Введение

Для развития сырьевой базы и добычи нефти в России требуются технологии поисков, разведки и разработки месторождений с трудноизвлекаемыми запасами (ТРИЗ). К таким объектам относятся глубокозалегающие скопления углеводородов (УВ) в отложениях фундамента Западно-Сибирской плиты.

В 2013 году разработана и предложена стратегия поисков УВ в доюрском основании Западной Сибири [1]. Стратегия основана на следующих концептуальных положениях: 1) основным источником УВ является рассеянное органическое вещество (РОВ) тогурской свиты; 2) ключевым фактором плотности генерации УВ является термическая история главной зоны нефтеобразования (ГЗН); 3) миграция УВ преимущественно вертикальная; 4) резервуары аккумуляции представлены нефтегазоносными комплексами (НГК) коры выветривания и пород коренного палеозоя; 5) аккумулирующие возможности коры определяются ее мощностью, петротипами доюрских пород и тектоникой; 6) аккумулирующие возможности палеозоя определяются петротипами пород и тектоникой.

Интегральный учет латерального распространения материнских отложений, плотности генерации УВ, петротипов пород доюрского фундамента и плотности тектонических нарушений является основой выявления перспективных участков для поисковых работ. В применяемом подходе [2] расчетная плотность генерированных УВ напрямую зависит от времени нахождения материнской свиты в ГЗН и от геотемператур ГЗН.

Цель настоящих исследований – выполнить, в рамках принятых концептуальных положений, зональное районирование нефтеносности доюрских отложений в Нюрольской мегавпадине (рис. 1, А) и предложить первоочередные участки для изучения и освоения.

Районирование резервуара коры выветривания

На основании данных по 73-м скважинам построена карта толщин отложений коры выветривания (рис. 2, А). На поверхность фундамента выходят гетерогенные и полифациальные породы (рис. 2, Б), которые и предопределяют возникновение разнообразных профилей кор выветривания. По карбонатным, глинисто-кремнистым и магматическим породам кислого состава на поверхности фундамента образуются зоны с «улучшенными» коллекторами. Коллекторы с «неудовлетворительными» ФЕС формируются в коре выветривания, образованной по магматическим породам основного состава и по породам глинисто-сланцевой формации.

Выделение перспективных участков проводилось на основе распределения плотности генерации тогурской нефти (рис.1, Б), толщин коры выветривания и качества петротипа по-

род фундамента (рис. 2). Распределение плотности аккумуляции тогурской нефти (рис. 3, А) было получено путем перемножения значений толщин коры выветривания (рис. 2, А) и значений плотности генерации нефти (рис.1, Б).

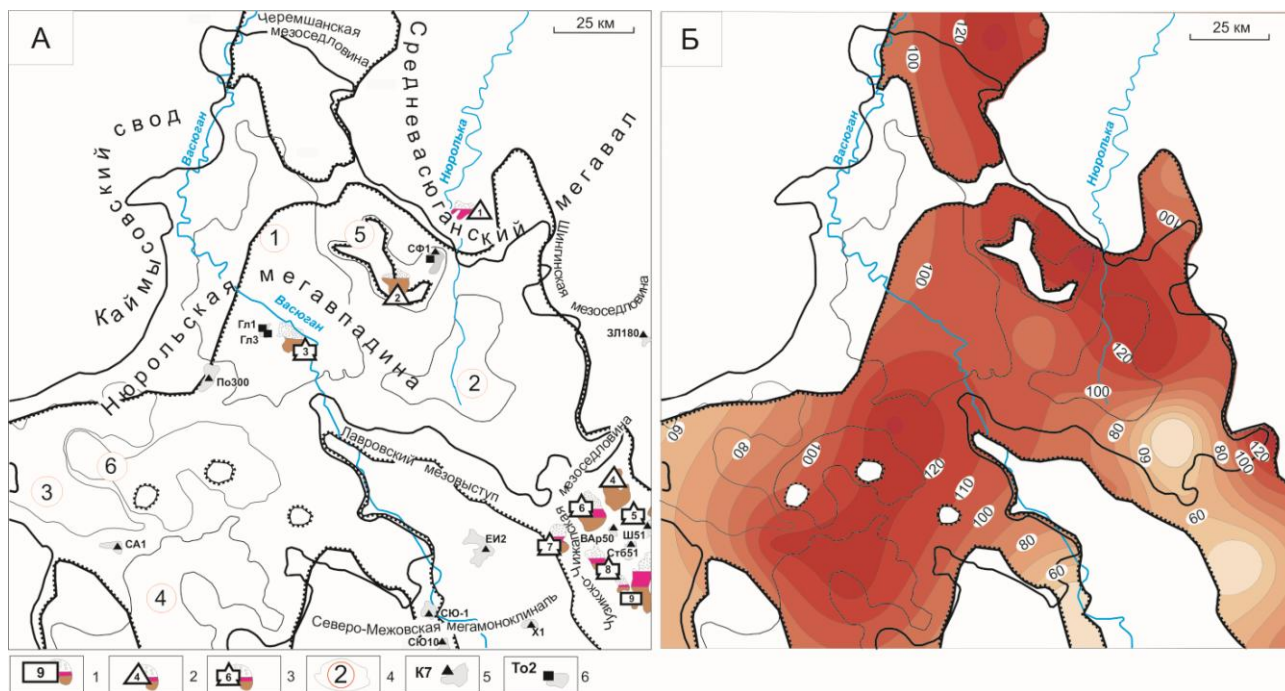


Рис. 1. Схематические карты нефтегазоносности доюрского НГК (А) и распределения значений плотности генерации тогурских нефтей, усл. ед. (Б) Нюрольской мегавпадины: (1–3) месторождения: 1 – в палеозойском фундаменте; 2 – в коре выветривания; 3 – в объединенном резервуаре коры выветривания и коренного палеозоя; 4 – структуры III порядка: 1 – Кулан-Игайская впадина, 2 – Тамрадская впадина, 3 – Осевой прогиб, 4 – Тамянский прогиб; 5 – Фестивальный вал, 6 – Игольско-Таловое куполовидное поднятие; (5-6) – скважина на локальной структуре и полученные прямые признаки нефтегазоносности доюрских отложений при бурении: 5 – приток УВ при испытании, 6 – признаки УВ в керне.

На схему (рис.3, А) вынесены зоны с «улучшенными» ФЕС коллекторов, образованными по кремнисто-карбонатным и магматическим породам кислого состава. Учитывая плотность аккумуляции тогурской нефти, а также качество коллектора, с учетом величины площадей участков в зонах, прогнозные перспективные участки ранжированы по степени перспективности (рис. 3, Б).

Наиболее интересна в отношении перспектив нефтегазоносности **зона 1**, которая представлена 2-мя участками. **Участок 1.1** охватывает южные борта Кулан-Игайской и Тамрадской впадин и зону их сочленения.

Сопоставление результатов испытаний глубоких скважин и выделение прогнозных перспективных участков резервуара коры выветривания показывает согласованность, формализованно оцениваемую в 75 %. В скважинах, расположенных за пределами распространения тогурской свиты, получены или притоки пластовой воды или «сухо».

Районирование палеозойского резервуара

Палеозойские отложения характеризуются широким спектром петрографических разновидностей. Палеозойские породы можно условно разделить на 3 группы: 1-я группа объединяет петротипы пород с высокой вероятностью образующих коллекторы с «лучшими» ФЕС; ко 2-ой группе отнесены породы, образующие коллекторы с «хорошими» ФЕС; в третью группу вошли петротипы пород, обладающие низкой вероятностью формирования в них коллекторов. Используя такую градацию, выделяем зоны распространения коллекторов с

учетом разрывных нарушений, которые несомненно оказывают влияние на формирование коллекторов в палеозойских отложениях (рис.4, А).

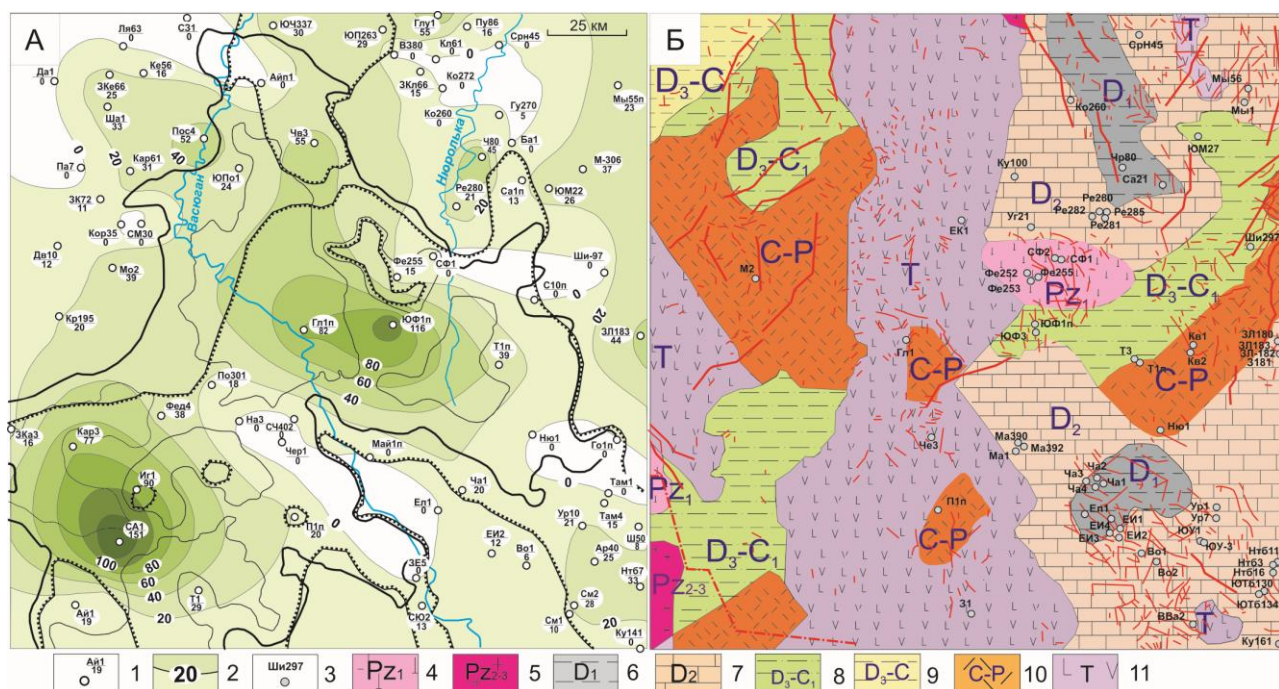


Рис. 2. Схематические карты распространения и толщин коры выветривания (А), распространения петротипов пород фундамента и тектонических нарушений (Б). К рисунку А: 1 – скважины, использованные для построения карты изопохит: в числителе – условный индекс скважины, в знаменателе – толщина коры выветривания, м; 2 – изопохиты коры выветривания, м. К рисунку Б: 3 – скважины, вскрывшие породы фундамента, с литологической характеристикой доюрских отложений; (4–11) – фации комплексов пород фундамента с указанием их возраста: 4 – ультрабазиты, 5 – граниты, 6 – глинисто-кремнистые сланцы, 7 – карбонаты, 8 – терригенные породы, 9 – глинистые сланцы, 10 – липариты, 11 – андезитобазальты.

Выделенным на схеме зонам с различными по качеству ФЕС (рис. 4, А) присваиваем следующие весовые коэффициенты: «лучшим» – 3, «хорошим» – 2 и «удовлетворительным» – 1. На следующем этапе, перемножением матрицы весовых коэффициентов и матрицы распределения значений плотности генерации нефти (рис. 1, Б), строим схему изолиний комплексного параметра, характеризующего плотность аккумуляции тогурской нефти в резервуаре коренного палеозоя (рис. 4, Б).

Выделение перспективных зон и участков выполняется по следующим граничным значениям комплексного параметра: зоны и участки имеющие более 30 усл.ед. являются наиболее перспективными, от 30 до 20 усл. ед. – средние по перспективности и менее 20 усл. ед. – менее перспективные. Вследствие чего были выделены три перспективные зоны и участки в них, которые в свою очередь проранжированы с учетом их площадей.

Наиболее перспективной определяется зона 1. В этой зоне проранжированы пять участков. Высокоперспективный **участок 1.1**, приурочен к южному борту Кулан-Игайской мезовпадины и зоне ее сочленения с Тамрадской мезовпадиной и северо-восточному склону Фестивального вала.

Сопоставление результатов испытаний глубоких скважин и прогнозных перспективных участков резервуара палеозойского фундамента показывает определенную согласованность – порядка 70 %. В 17-и скважинах, расположенных за пределами распространения тогурской свиты, получены притоки воды без признаков углеводородов или «сухо», что вполне согласуется с результатами районирования.

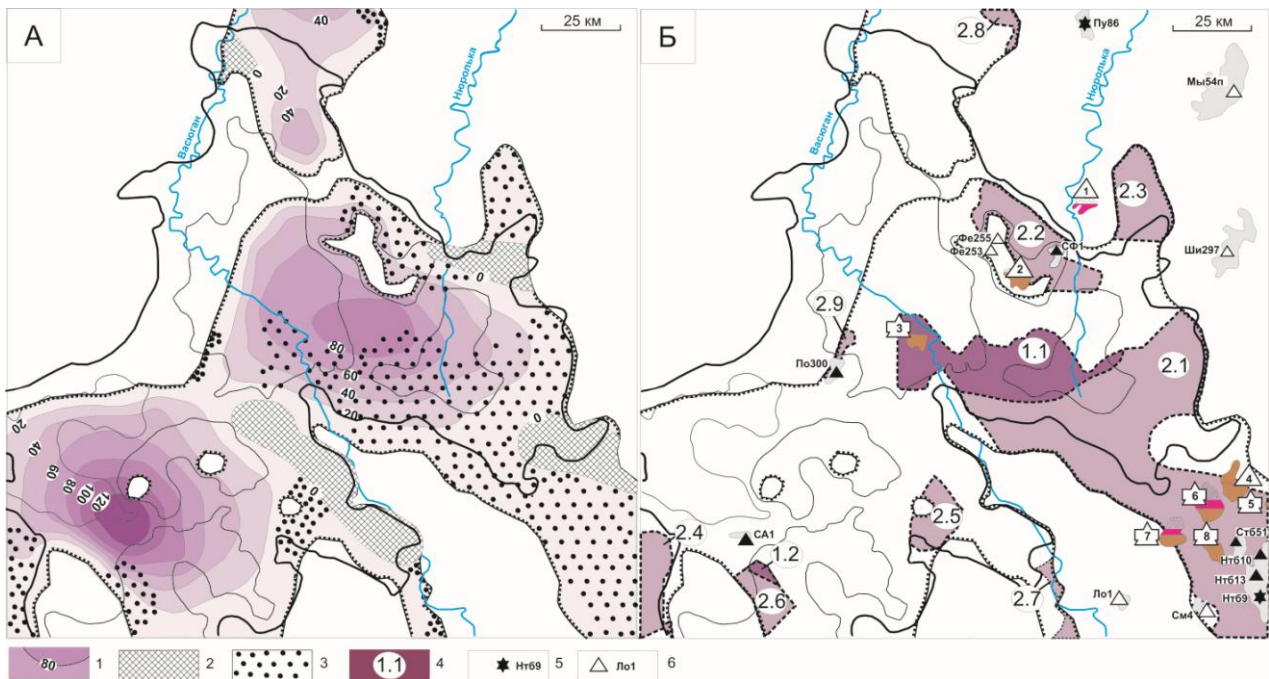


Рис. 3. Схемы соотношения распределения плотности аккумуляции тогурских нефтей и качества коллекторов (А), районирования и ранжирования участков по степени перспективности (Б) коры выветривания. К рисунку А: 1 – изолинии плотности аккумуляции тогурских нефтей с учетом мощности коры выветривания, усл. ед.; 2 – зона отсутствия коры выветривания в пределах распространения тогурской свиты; 3 – зоны коллекторов коры выветривания с «улучшенными» ФЕС. К рисунку Б: 4 – районирование, ранжирование зон и участков с учетом качества коллекторов (интенсивность закрашки пропорциональна степени перспективности); (5-6) – результат испытания коры выветривания в скважине, расположенной за пределами распространения тогурской свиты: 5 – приток воды; 6 – «сухо» Остальные условные обозначения те же, что на рисунках 1 и 2

Заключение

В контексте выполненного зонального районирования главным поисковым признаком становится «зона разуплотнения» в палеозое. В этой связи, согласно рекомендованным основам технологии поисков [1], геофизический комплекс должен включать сейсморазведку и гравиразведку.

Сейсморазведка, по своим техническим условиям, призвана, в первую очередь, обеспечивать прогнозирование геологического разреза на всю мощность осадочного чехла. Гравиразведка, по техническим условиям, призвана выполнить прогноз распределения плотности в фундаменте с погрешностью не более $\pm 0,02 \text{ г/см}^3$ и дискретностью (по латерали) порядка 0,5 км. Принципиальная схема последующей комплексной интерпретации должна состоять в следующем: эффект чехла исключается из наблюдаемого гравитационного поля (геологическая редукция, математическое программирование [3]) и остаточное поле интерпретируется в терминах «зон разуплотнения/уплотнения» фундамента.

Настоящие исследования выполнены в рамках концептуального положения о *нижнеюрской* тогурской свите как основном источнике УВ. Однако, в процессе исследований получен заметный «диссонанс» для части земель Нюрольской мегавпадины, а именно в районе Чузикско-Чижапской мезоседловины (рис. 1, А). Эти земли по районированию резервуара коры выветривания отранжированы на 2-е место (рис. 3, Б), а по районированию резервуара коренного палеозоя отранжированы на 2-3 место (рис. 4, Б). Вместе с тем, на этих землях расположен ряд известных месторождений с залежами УВ как в коре выветривания, так и породах коренного палеозоя.

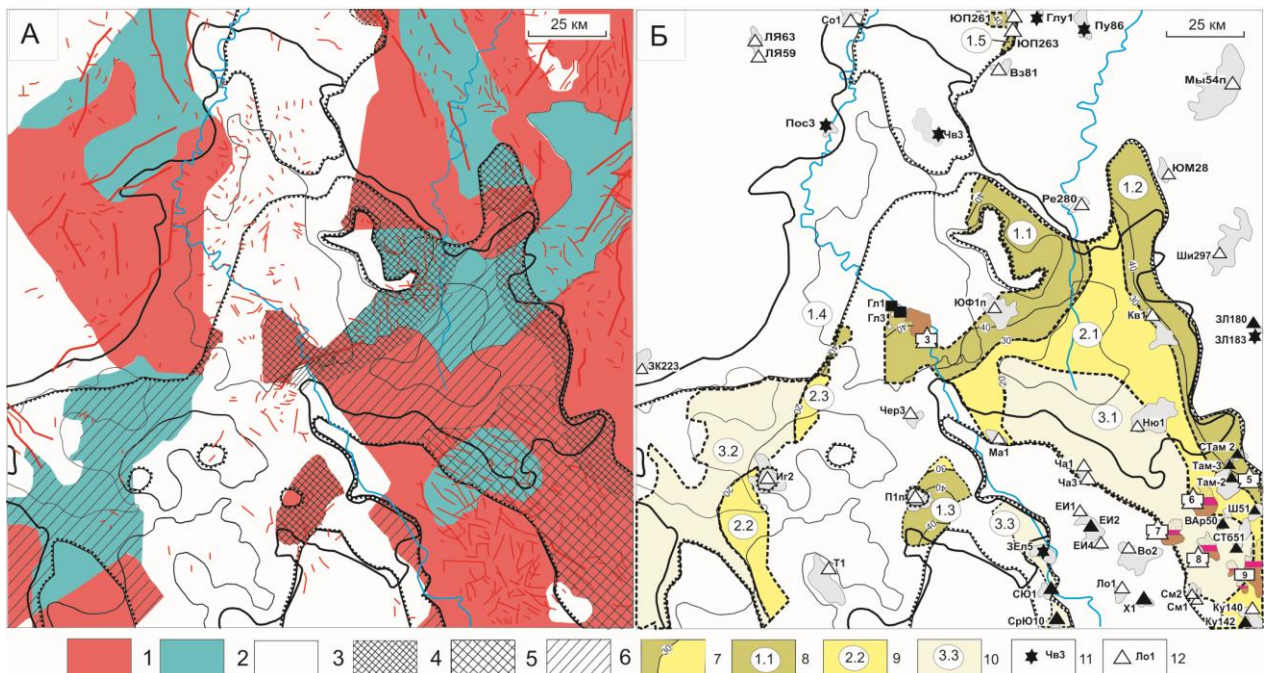


Рис. 4. Схемы распределения петротипов пород, тектонических нарушений и качества коллекторов в палеозойском фундаменте (А), районирования и ранжирования участков по степени перспективности для поисков в палеозое (Б). К рисунку А: (1–3) – области петротипов пород: 1 – с высокой вероятностью образующие улучшенные коллекторы, 2 – с вероятностью образующие хорошие коллекторы, 3 – не образующие коллекторы. Зоны коллекторов: 4 – с «лучшими» ФЕС, 5 – с «хорошими» ФЕС, 6 – с «удовлетворительными» ФЕС; К рисунку Б: 7 – изолинии комплексного параметра, характеризующего плотность аккумуляции нефтей, усл. ед.; (8–10) перспективные зоны и участки, диапазон значений комплексного параметра в усл. ед.: 8 – более 30; 9 – от 20 до 30; 10 – менее 20; (11–12) – результат испытания палеозоя в скважине, расположенной за пределами распространения тогурской свиты: 11 – приток воды; 12 – «сухо».

Поэтому нельзя исключить версию, предлагающую рассматривать девонские доминирующие толщи как генерирующий источник УВ для доюрских резервуаров. В этой связи, представляет интерес выявление и восстановление термической истории возможных очагов генерации девонских нефтей. Эту задачу можно попытаться решить на основе палеотемпературного моделирования [4, 5].

Список литературы

- Исаев В.И., Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кузина М.Я., Кудряшова Л.К., Сунгурова О.Г. Стратегия и основы технологии поисков углеводородов в доюрском основании Западной Сибири. – Томск: Изд-во ТПУ, 2014. – 112 с.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Осипова Е.Н. Нефтегазоносность нижнеюрского и ачимовского резервуаров Нюрольской мегавпадины // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. № 12. – С. 1775–1786.
- Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. – Киев: «Наук. думка», 1978. – 228 с.
- Старостенко В.И., Кутас Р.И., Шуман В.Н., Легостаева О.В. Обобщение стационарной задачи геотермии Рэлея-Тихонова для горизонтального слоя // Физика Земли. – 2006. – № 12. – С. 849–91.
- Исаев В.И., Искоркина А.А., Лобова Г.А., Старостенко В.И., Тихоцкий С.А., Фомин А.Н. Мезозойско-кайнозойский климат и неотектонические события как факторы реконструкции термической истории нефтематеринской баженовской свиты арктического региона Западной Сибири // Физика Земли. – 2018. – № 2. – С. 124–144.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ЭМПИРИЧЕСКОЙ МОДОВОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ С ЦЕЛЬЮ ОЦЕНКИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Калинин Д.Ф. (АО «Геологоразведка», г.Санкт-Петербург, *onadima@mail.ru*),

Яновская Ю.А. (АО «Геологоразведка», г.Санкт-Петербург, *yakovskaya-yuliya61@yandex.ru*),

Долгаль А.С. («ГИ УрО РАН», г.Пермь, *dolgal@mi-perm.ru*)

Аннотация. Рассматриваются возможности использования метода эмпирической модовой декомпозиции (EMD) потенциальных полей в сложных геолого-структурных условиях южной части республики Коми и Западной Камчатки. Приведены сравнительные результаты разложения наблюдаемых потенциальных полей на региональные и локальные компоненты для алгоритмов адаптивной энергетической фильтрации и EMD. В результате исследований выявлены новые особенности глубинного строения и проведена оценка региональных перспектив нефтегазоносности.

Ключевые слова: разложение потенциальных полей, модовая функция, энергетическая фильтрация, прогиб, структура, осадочный чехол, фундамент, наследование, предпосылки нефтегазоносности.

Одной из задач при оценке перспектив нефтегазоносности является уточнение региональной модели глубинного геологического строения территории на основе расширенного изучения структурных особенностей осадочного чехла и фундамента, проявляемых в геопотенциальных полях. Подобные модели необходимы, в частности, для объективного геологического обоснования эталонов, используемых при построении прогнозно-геофизических схем [5].

Хорошо известно, что наблюдаемые геопотенциальные поля в большинстве случаев нестационарны, т.е. для них свойственно естественное изменение статистических характеристик в пространстве [6]. В настоящее время наряду с традиционными преобразованиями Фурье и вейвлет-анализом все более широкое применение в области геофизики получает *метод эмпирической модовой декомпозиции* – EMD [2], [1], [11]. При этом предполагается, что анализируемый сигнал, регистрируемый вдоль профиля x , состоит из серии компонент – модовых функций $IMF1(x)$, $IMF2(x)$,... с различными частотами, а также наиболее низкочастотного остатка $r(x)$, характеризующего региональный фон (например, влияние глубинных источников аномалий).

В отличие от гармоник, получаемых при представлении дискретного сигнала рядом Фурье, каждая IMF-компонента может иметь *переменную амплитуду и частоту* в разных точках прямолинейного профиля. С учетом этого метод EMD претендует на роль нового альтернативного инструмента исследования структуры нестационарных геофизических полей. Итерационный алгоритм EMD и его программная реализация основывается на использовании гармонических (потенциальных) функций при построении огибающих сигнала вместо традиционно применяющихся для этой цели кубических сплайнов. Вычисление очередных IMF-компонент с постепенно увеличивающимися номерами производится циклически, на основе последовательного исключения из сигнала предыдущих компонент. Для окончания процесса разложения сигнала используется критерий, предполагающий высокую гладкость остатка $r(x)$. Таким образом, после проведения всех итерационных циклов исходное поле может быть представлено в виде суммы выявленных IMF-компонент и остаточной составляющей $r(x)$. В процессе расчетов контролируется служебная информация, позволяющая судить о *качестве* вычислений [2].

Декомпозиция поля методом EMD носит адаптивный характер и в этом смысле может быть соотнесена с разложением потенциальных полей на компоненты посредством известного алгоритма двумерной энергетической фильтрации (компьютерная технология COSCAD-

3D [7]). Однако использование метода EMD позволяет в ряде случаев более заметно выявить физически значимые компоненты поля, отвечающие влиянию отдельных геологических факторов. В частности – наиболее высокочастотные компоненты потенциальных полей (*IMF1*) можно сопоставить с неустранимыми погрешностями определения аномалий (помехой). На основе применения метода EMD выявляются скрытые особенности взаимосвязи геофизических полей с аномалиеобразующими геологическими объектами, проявляемые в определенных диапазонах пространственных частот достаточно отчетливо. Некоторые из них могут быть связаны с *предпосылками нефтегазоносности*, поэтому сопоставление IMF-компонент, характеризующих источники аномалий, целесообразно проводить вдоль реальных, либо интерпретационных профилей, а в перспективе – переходить к площадным построениям. Выявление информативных составляющих потенциальных полей, осложненных помехой, осуществляется путем визуального (эвристического) анализа и суммирования нескольких сходных (по виду и диапазону) IMF-компонент ψ_i с номерами $2 \leq i \leq m$, где m – номер последней IMF-компоненты, полученной в процессе декомпозиции поля. Для полноценной геологической интерпретации результатов EMD-разложений весьма важна также роль фоновой компоненты поля – остатка $r(x)$ [2].

В качестве практических примеров оценки региональных перспектив нефтегазоносности в докладе приводятся результаты интерпретационных построений методом EMD на основе анализа цифровых моделей геопотенциальных полей (масштаб съемки 1: 200 000).

Одна из апробаций была осуществлена в сложных геолого-структурных условиях южной части Республики Коми (зона Вычегодского прогиба) [3], [10]. Преследовались две цели. Первая заключалась в сопоставлении результатов профильного разложения потенциальных полей посредством алгоритмов EMD и адаптивной энергетической фильтрации (COSCAD-3D), принципиально различающихся между собой. Вторая цель состояла в установлении связи структурно-тектонических особенностей изучаемой территории с поведением компонент, полученных при разложении полей. Как показывает опыт предшествующих работ, такие компоненты могут быть успешно использованы для оценки предпосылок нефтегазоносности.

Графики исходных потенциальных полей, их региональных и локальных компонент, выделенных посредством алгоритма адаптивной энергетической фильтрации, а также IMF-компоненты EMD-разложений были построены вдоль интерпретационного профиля, секущего зону Вычегодского прогиба в направлении с юго-запада на северо-восток (рис. 1). На рисунке показаны также результаты решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии [8], представленные в виде соответствующих глубинных томографических разрезов (нормированных распределений эффективных параметров среды) вдоль профиля. Глубинные разрезы построены от исходных полей Δg и ΔT_a (рис.1, а,д); от их низкочастотных компонент $\Delta g_{рег}$, $\Delta T_{рег}$ (рис.1, б,е); от высокочастотных компонент $\Delta g_{лок}$, $\Delta T_{лок}$, $\Delta g_{лок2}$, $\Delta T_{лок2}$ с разной степенью «локальности» (рис.1, в,ж,г,з).

Вертикальный масштаб разрезов фиксирован в диапазоне глубин 0-40 км для томографических разрезов на рис.1, а,б,в,д,е,ж. Более крупный вертикальный масштаб отображения в диапазоне глубин 0-10 км использован при построении разрезов на рис. 1, г,з. Указанный прием построения томографических разрезов обеспечивает более отчетливое разделение аномалий, показывающее, что часть объектов в верхней части разреза может наследоваться от глубинных геологических структур.

Как следует из совместного сопоставления графиков на рисунке 1, остаточные EMD-компоненты потенциальных полей Δg_{IMF_r} и ΔT_{IMF_r} тесно связаны друг с другом (коэффициент корреляции 0.878). Вероятнее всего, они отражают древний кристаллический фундамент.

Региональные суммарные EMD-компоненты $\Delta g_{IMF(5+6+7)+r}$ и $\Delta T_{IMF(3+4+5+6)+r}$ геопотенциальных полей в целом отражают зоны структуро-формирующего влияния разломно-блоковой тектоники фундамента на осадочный чехол. В частности, Сысольский и Коми-Пермяцкий своды подверглись дальнейшему растяжению в более позднее геологическое время, в результате чего образовались новые горсты и грабены фундамента (своды и прогибы осадочного чехла). Указанные зоны соотносятся с глубинными предпосылками нефтега-

зональности. Наличие крупных отрицательных аномалий в зоне Вычегодского прогиба, выявляемых в региональных EMD-компонентах, косвенно свидетельствует о большом погружении центрального Вычегодского разлома.

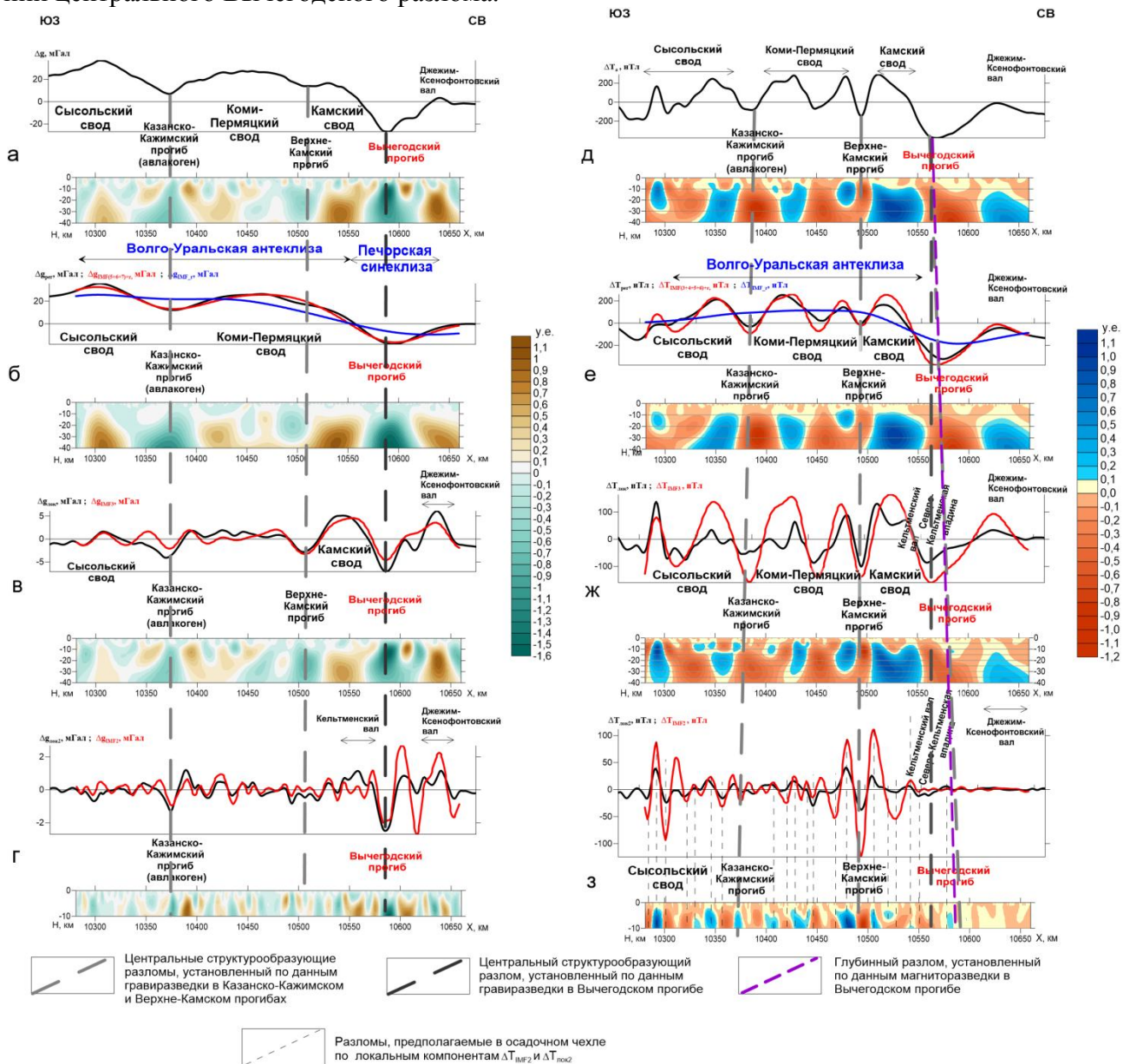


Рис.1. Результаты интерпретации потенциальных полей и их компонент, выделенных посредством алгоритмов EMD и адаптивной энергетической фильтрации (COSCAD-3D) вдоль линии профиля, секущего Вычегодский прогиб.

Локальные EMD-компоненты Δg_{IMF3} , ΔT_{IMF3} могут быть использованы для прогноза предпосылок нефтегазоносности, связываемых с погребенными подъемами фундамента (структуры и структурные мысы средних размеров на бортах прогиба), а также со структурными перемычками между впадинами. Эти EMD-компоненты четко выявляют положительные аномалии, обусловленные ступенчатым подъемом фундамента на бортах Вычегодского прогиба и наследованием этих положительных структур в осадочном чехле (Кельтменский вал, Джемим-Ксенофонтовский вал).

Еще более информативными являются локальные EMD-компоненты Δg_{IMF2} и ΔT_{IMF2} . Они иллюстрируют разные геологические обстановки вдоль интерпретационного профиля и соответствуют различным сочетаниям зон уплотнения/разуплотнения и зон намагничивания/размагничивания на томографических глубинных разрезах. Кельтменский и Джемим-Ксенофонтовский валы унаследованы от выступов фундамента, располагающихся на *разной*

глубине. Осадочный чехол в районе обоих валов выполнен уплотненными и слабо магнитными осадочными породами или рифогенными карбонатными структурами. В районе Верхне-Камского прогиба и Сысольского свода, вероятно, наблюдается наиболее поздний этап растяжения и магматической активизации – внедрение интрузий.

Рассмотренные выше результаты профильного разложения потенциальных полей методом EMD и проведенная на их основе геологическая интерпретация позволили обосновать выбор эталонов для формализованного прогноза предпосылок нефтегазоносности в зоне Вычегодского прогиба [4].

Другая апробация метода EMD была осуществлена для исследования обстановок осадконакопления в зоне сосредоточения известных газоконденсатных месторождений, приуроченных к брахиантиклиналям и расположенных в Колпаковском прогибе. Последний расположен в западной материковой части полуострова Камчатка и продолжается в область шельфа Охотского моря. Прогиб имеет северо-западное простирание длиной до 470 км и шириной до 125 км. По геофизическим данным мощность осадочного чехла в районе Колпаковского прогиба оценивается в 4.5 - 5 км, а сам чехол дислоцирован и разбит многочисленными разломами. Об интенсивности складчатости и степени осложнения складок разломами можно судить из анализа трансформант потенциальных полей вдоль интерпретационного профиля, проходящего через зону газоконденсатных месторождений Колпаковской погруженной зоны. Все месторождения приурочены к склону сводового палеоподнятия (выступа палеофундамента), отчетливо отражающегося в региональном максимуме псевдогравитационного поля. В результате растяжения выступа образовался грабен, над которым впоследствии сформировался прогиб большой мощности, заполненный вулканогенно-осадочными породами [9].

В докладе обсуждаются результаты интерпретации профильного EMD-разложения потенциальных полей в зоне Колпаковского прогиба. Установлено, что остаточная (региональная) EMD-компонента гравитационного поля отражает обобщенную структуру грабена вдоль интерпретационного профиля, в то время как остаточная EMD-компонента аномального магнитного поля характеризует обобщенный метаморфизованный фундамент. Показано также, что сумма «среднечастотных» EMD-компонент магнитного поля и его остаточной EMD-компоненты предположительно отражает мелкие формы рельефа (кровли) метаморфизованного фундамента. Складчатые структуры осадочного чехла в зоне газоконденсатных месторождений Колпаковского прогиба хорошо отражает сумма «высокочастотных» (локальных) компонент, полученных при EMD-разложении аномального магнитного поля. Интенсивность и изменчивость плотностных неоднородностей осадочного чехла вдоль интерпретационного профиля четко проявляется в «высокочастотной» EMD-компоненте гравитационного поля.

Анализ представленных в докладе материалов позволяет сделать ряд выводов, подчеркивающих широкие возможности метода EMD при комплексном анализе геопотенциальных полей с целью обнаружения геолого-структурных предпосылок нефтегазоносности:

1. Различное число EMD-компонент, выделяемых при разложениях потенциальных полей, косвенно указывает на степень изменчивости полей вдоль интерпретационных профилей, проложенных поперек Вычегодского и Колпаковского прогибов. Изменчивость амплитуды, формы и числа экстремумов EMD-компонент варьируется, причем у EMD-компонент аномального магнитного поля, связываемых с влиянием разноглубинных объектов осадочного чехла, она *существенно выше*.

2. В пределах интерпретационных профилей прослеживается сильная корреляция между региональными остаточными EMD-компонентами гравитационного и магнитного полей как между собой, так и с самими исходными полями. Данный факт свидетельствует об устойчивости результатов метода EMD в условиях изменчивости полей. Остаточные EMD-компоненты, по всей видимости, отражают влияние *наиболее погруженной части* фундамента.

3. Высокочастотные EMD-компоненты потенциальных полей, указывающие на наличие складчатости в верхней части осадочного чехла, практически не коррелируют с наблюдаемым гравитационным полем. Анализ коэффициента корреляции между наблюдаемым магнитным полем и комбинациями его суммарных EMD-компонент, характеризующих влияние разноглубинных объектов, свидетельствует о степени наследования структур фундамента в осадочном чехле – чем выше коэффициент, тем сильнее наследование.

4. Взаимная согласованность результатов разложения наблюдаемых потенциальных полей на региональные и локальные компоненты посредством алгоритмов адаптивной энергетической фильтрации и EMD, а также высокие значения коэффициентов корреляции между соответствующими парами компонент свидетельствуют о правильности подходов, лежащих в основе двух различных методов интерпретации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №19-05-00654 А).

Список литературы

1. Давыдов В.А., Давыдов А.В. Управление эмпирической модовой декомпозицией сигналов при анализе и обработке геофизических данных // Каротажник. 2010. № 5. с. 98–114.

2. Долгаль А.С., Христенко Л.А. Применение эмпирической модовой декомпозиции при обработке геофизических данных //Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 1. с. 100–108.

3. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.

4. Калинин Д.Ф. Информационно-статистический прогноз полезных ископаемых. Санкт-Петербург: ФГУНПП Геологоразведка. 2011. 164 с.

5. Калинин Д.Ф., Погарева О.И., Яновская Ю.А. Построение вероятностных моделей и прогнозных схем, отражающих региональные предпосылки нефтегазоносности доюрского комплекса Западной Сибири по геофизическим данным. Геология нефти и газа. №3, 2018. с.77–85.

6. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра. 1986. 342 с.

7. Петров А.В., Трусков А.Н. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трёхмерной геоинформации COSCAD-3D. Геофизика. №4, 2000 г., с. 29–33.

8. Приезжев И.И. Построение распределений физических параметров среды по данным гравиразведки, магнитометрии. Геофизика. №5, 2005, с.46–51.

9. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Труды ГИН, вып. 577. М.: Наука, 2008. 319 с.

10. Удоратин В.В. Глубинное строение и сейсмичность юга Республики Коми. Екатеринбург: УроРАН, 2002. 72 с.

11. Hassan H.H., Peirce J.W. Empirical Mode Decomposition (EMD) of potential field data: airborne gravity data as an example. *Recorder*, January 2008, vol. 33, no. 01, pp. 25–30.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Каплун В.Б. (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск, kaplun@itig.as.khb.ru),

Носырев М.Ю. (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск)

Аннотация. В разных частях Сихотэ-Алиня выполнено три профиля магнитотеллурических зондирований (МТЗ) вкrest его простирания и построены геоэлектрические разрезы

до глубины 150 км. Для этих же районов проведено трехмерное плотностное моделирование и построены плотностные разрезы до глубины 140 км по линиям профилей МТЗ. Сделано их сопоставление, проведена комплексная интерпретация полученных данных.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, плотностное моделирование, Сихотэ-Алинский орогенный пояс, глубинное строение.

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 [3] (рис.1). Восточная окраина САОП перекрыта позднемеловым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом (ВСАВП).

В САОП были проведены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в широком частотном диапазоне от 10кГц до 0.001 Гц электроразведочной станцией MTU-5A, производства фирмы Phoenix Geophysics (Канада) на трех профилях, расположенных в северной и южной его частях и проходящих вкост простирания пояса (рис.1) [6, 7, 8]. Расстояние между пунктами наблюдения составляло около 5 км.

Интерпретация данных МТЗ проводилась с использованием программа 3D инверсии ModEM [13]. Расчёт был разбит на два этапа. На первом этапе базовая модель, учитывающая влияние Японского моря (в правую часть модели был добавлен слой низкого сопротивления 0.3 Ом·м), была рассчитана, используя только данные типпера. На втором этапе результирующая модель предыдущего шага была взята как базовая, а в качестве исходных данных инверсии использовался импеданс.

Сравнивая геоэлектрические разрезы литосферы Сихотэ-Алиня можно отметить как их некоторое сходство, так и различия. На всех трех разрезах, несмотря на значительное расстояние друг от друга, в верхней части выделяется слой высокого электрического сопротивления (ЭС) свыше 1000 Ом·м, который отождествляется с земной корой, имеет мощность от 20 до 50 км и состоит из блоков, разделенных субвертикальными или наклонными зонами низкого ЭС уходящими в верхнюю мантию. Эти зоны низкого ЭС часто, но не всегда, совпадают с основными разломными зонами. Один из главных разломов САОП, Центральный Сихотэ-Алинский, не выделяется на геоэлектрических разрезах. Границы блоков высокого ЭС редко согласуются с границами террейнов.

Верхний слой высокого ЭС подстилается до глубины 80 км неоднородной проводящей областью с ЭС от первых десятков Ом·м до первых сотен Ом·м. Наиболее сложное строение этой области отмечается на профилях Спасск-Дальний – бух. Зеркальная и Дальнереченск – Мельничное - Пластун, где выделяются зоны повышенного ЭС до 1000 Ом·м.

В основании разрезов залегает слой повышенного ЭС 300-500 Ом·м, который осложнен секущими его зонами более низкого ЭС. Характерной особенностью всех разрезов является наличие в верхней мантии зоны повышенного ЭС шириной 30-40 км, расположенной в прибрежной части, опускающейся от верхнего слоя высокого ЭС к нижнему слою повышенного ЭС образуя единый слой, имеющий неоднородное строение.

Трехмерная (3D) плотностная модель литосферы рассчитана до глубины 140 км для Сихоте-Алинского орогенного пояса и прилегающей с востока территории [4]. Расчет был выполнен двумя способами в программном комплексе КОСКАД-3D [10] в котором реализованы соответствующие алгоритмы, разработанные Б.А. Андреевым [2] и И.И. Приезжевым [11]. Размер сетки составил 10*10*5км. Эти данные были использованы для построения распределения плотности по профилям МТЗ. Геоплотностные разрезы построены непосредственно по линиям точек зондирований с учётом всех искривлений профилей съемки.

С точки зрения соотношения с региональными элементами гравитационного поля все профили занимают примерно одинаковую позицию. Они начинаются в западной части на

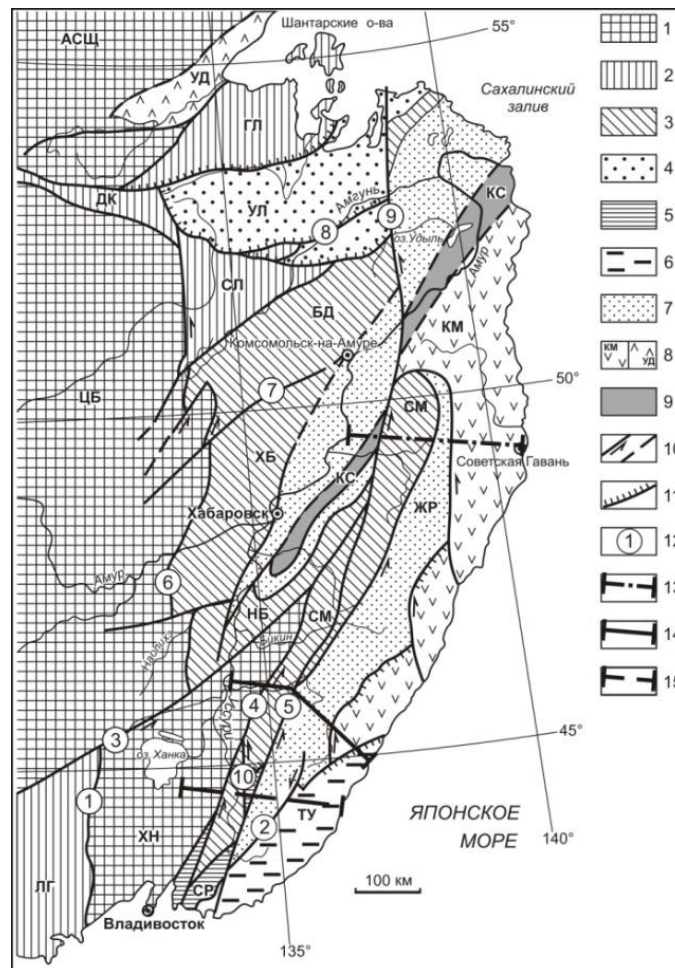


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий, по [3], с расположением профилей исследования. 1 - докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: АСЦ – Алдано-Становой щит, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, ХН – Ханкайский; 2 – палеозойские террейны: ДК – Джагдинско-Кербинский, ГЛ – Галамский, СЛ – Сулукский, ЛГ – Лаолин-Гродековский; 3, 4 – юрские террейны: 3 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский), 4 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 5 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований (СР – Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 6-9 – раннемеловые террейны – фрагменты: 6 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 7 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский) 8 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский, УД - Удской), 9 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 10 – левые сдвиги; 11 – надвиги; 12 – основные разломы: 1 - Западно-Приморский, 2 – Фурмановский, 3 - Мишань-Фушуньский (Алчанский), 4 - Арсеньевский, 5 - Центральный Сихотэ-Алинский, 6 - Куканский, 7 – Курский, 8 – Пауканский, 9 – Лимурчанский, 10 - Меридиональный; профили МТЗ: 13-:-15 - профили МТЗ: 13 - с.Троицкое – с.Лидога – п.Ванино, 14 - г.Дальнереченск – с.Мельничное - п.Пластун, 15 – г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная.

относительно высоком поле, при движении на восток пересекают протяженный Сихоте-Алинский минимум поля силы тяжести шириной в несколько сотен километров и далее при приближении к береговой линии уровень поля вновь повышается. На это региональное распределение аномального поля, которое связано с плотностными неоднородностями литосферной мантии, наложено большое количество небольших по размерам аномалий, определяемых плотностной дифференциацией земной коры.

Распределение плотности на разрезах, наряду с индивидуальными особенностями, имеет ряд общих закономерностей, определяемых структурой поля силы тяжести региона. Это в первую очередь понижение плотности в центральной части профилей на уровне мантии, наличие вертикальных сквозькоровых плотностных границ, увеличение плотностной дифференциации земной коры по сравнению с мантией.

Соотношения плотностных неоднородностей в верхней мантии и земной коре различно и укладывается в несколько *типов*. Прежде всего, выделяются сквозные коро-мантийные зоны разуплотнения. В меньшей степени имеют место сквозные зоны уплотнения. На отдельных участках профилей наблюдаются области уплотнения в нижней коре над слабо разуплотненной мантией. Для части профилей видимой связи между неоднородностями двух уровней не наблюдается.

На всех разрезах видна плотностная дифференциация литосферной мантии и наличие зоны разуплотнения в центральной части профилей до глубины около 140 км. Данная плотностная структура мантии восточной части САОП определяется в основном процессами позднемеловой субдукции [12]. Области разуплотнения мантии – это области ее преобразования, области движения расплавов и флюидов, выше погружающегося слэба, поступавших в земную кору и формировавших там интрузии. Наличие подобных неоднородностей в надсубдукционном мантийном клине показано для ряда современных и палеосубдукционных обстановок как на представительном сейсмическом материале, так и по результатам плотностного моделирования по гравиметрическим данным [1, 5, 9]. Зоны разуплотнения в мантии имеют в большинстве случаев наклонное на запад падение. Примерно на уровне границы Мохо данные области расщепляются, усложняются и выходят к поверхности в виде отдельных относительно узких зон. При этом в земной коре они становятся преимущественно вертикальными. В верхней части коры им отвечают определенные гранитоидные массивы или крупные вулканические структуры.

Анализ распределения плотностных неоднородностей мантии показывает, что при наличии общей протяженной зоны разуплотнения северо-восточной ориентировки, интенсивность разуплотнения и форма областей пониженной плотности может меняться в направлении с севера на юг. Это, видимо, определялось неоднородностью процессов формирования зон флюидо- и магмопереноса в надсубдукционной зоне, наличием определенных областей повышения и понижения интенсивности этого процесса. В статичной современной плотностной модели это выглядит как наличие областей большего и меньшего разуплотнения, определяет определенную поперечную зональность мантийной зоны разуплотнения, наличие поперечных зон разломов.

С точки зрения соотношения аномалий электропроводности и плотности определено *две принципиальные связи*.

1. Аномалии электропроводности совпадают с плотностными неоднородностями. Здесь речь идет, очевидно, о геологических телах (блоках) с определенными физическими свойствами.

2. Аномалии электропроводности совпадают с границами плотностных неоднородностей, с областями резкого изменения плотности коровых или коро-мантийных блоков и вероятно фиксирует пограничные области деструкции земной коры.

По совместному анализу разрезов выявлены следующие наиболее характерные ситуации.

1. Субвертикальные коро-мантийные контрастные петроплотностные границы, совпадающие со сквозными зонами проводимости, интерпретируются как системы крупных сквозькоровых разломов.

2. Области высокого электрического сопротивления, совпадающие с областями интенсивного понижения плотности в коре и уходящие в мантию. Это области интенсивного проявления интрузивного магматизма, участки, где разрез насыщен крупными гранитоидными интрузиями.

3. Пологие и крутые зоны проводимости на границах зон уплотнения в нижней части земной коры и верхах мантии. Возможно это зоны деструкции земной коры, не выходящие на поверхность и связанные с существующими напряжениями между крупными блоками с различным объемным весом.

4. Зоны повышенного сопротивления, совпадающие с зонами повышенной плотности, вероятно, фиксируют ареалы базит-ультрабазитового магматизма.

5. Преимущественно коровые или захватывающие верхи мантии зоны низкого сопротивления, совпадающие иногда с интенсивными зонами разуплотнения, связываются с зонами деструкции земной коры в областях интенсивного вулканизма.

6. Относительно пологие границы по электрическому сопротивлению, совпадающие с петроплотностными границами в основном на разных глубинах земной коры. Это могут быть не выходящие на поверхность пологие разломы, границы между крупными породными единицами в разрезе, кровельные (подошвенные) области крупных интрузий.

7. Неоднородности мантии, крупные проводящие блоки и зоны разуплотнения, реже уплотнения, связаны с областями преобразования мантии в результате процессов субдукции.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-17-00015 и в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. Изд-во ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 9-33.

2. Андреев Б.А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М.:Госгеолтехиздат. 1960. 260 с.

3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. // под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн.1. – 572 с.

4. Диденко А.Н., Носырев М.Ю. Отражение палео- и современных геодинамических процессов в глубинной структуре Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2018 г. 326 с. – С. 29-32.

5. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика, 2017. Т. 58. № 5. С. 701-722.

6. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Северного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2017. Т.36. №4. С.18-37.

7. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г.Спасск-Дальний – бух.Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2018. Т. 37. №5. С.31-47.

8. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение литосферы Южного Сихотэ-Алиня по профилю г.Дальнереченск – п.Пластун по данным магнитотеллурических зондирований / Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 17-23 сентября 2018 г. 326 с. – С.44-47.

9. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 6. С. 830-851.

10. Никитин А.А., Петров А.В., Алексашин А.С. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад 3D» / <http://coscad3d.ru/main.php>

11. Приезжев И.И. Построение распределений физических параметров среды по данным гравиразведки, магнитометрии и сейсморазведки // Геофизика, 2005. № 3. С. 46-51.
12. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. 457 с. - С.45-49.
13. 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.

МЕТОДЫ F- И S- АППРОКСИМАЦИИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

*Керимов И.А. (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва),
Степанова И.Э. (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва)*

Аннотация. В статье рассматриваются методы F и S – аппроксимации, разработанные в рамках метода линейных интегральных представлений В.Н. Страхова. Комбинированные аппроксимации рельефа и геопотенциальных полей позволяют осуществить более тонкую «настройку» метода при решении задач геофизики и геоморфологии, а также наиболее полно учесть априорную информацию о высотных отметках и элементах аномальных полей. Обсуждаются перспективы развития этих методов.

Ключевые слова: аппроксимация, интегральные представления, регуляризация, комбинированные методы, погрешность

В последние годы была разработана новая теория построения аналитических аппроксимаций аномальных гравитационных и магнитных полей на основе метода линейных интегральных представлений (МЛИП) В.Н. Страхова [1-19]. Для аномальных гравитационного и магнитного полей в качестве соответствующих линейных интегральных представлений были предложены 2 модификации: нахождение спектров Фурье элементов аномальных потенциальных полей (F-аппроксимация) и представление элементов аномальных потенциальных полей с помощью основной формулы теории гармонических функций (S-аппроксимация). В рамках метода S-аппроксимации известная компонента гравитационного поля аппроксимируется суммой простого и двойного слоев, распределенных на некоторой совокупности областей (в локальном случае ими являются горизонтальные плоскости, в региональном – сферы или сфероиды). В методе F-аппроксимации элементы аномальных потенциальных полей представляются интегралом Фурье. Алгоритмы и компьютерные технологии F-аппроксимации были разработаны И.А. Керимовым [1-7, 15, 16, 19], а S-аппроксимации И.Э. Степановой [6-13, 16-19].

Компьютерные технологии.

Алгоритмы построения аппроксимационных конструкций на основе F- и S-аппроксимации опубликованы в ряде работ [1-5, 15-19]. Компьютерные технологии построения аппроксимационных конструкций подразделяются на три этапа.

Первый этап – формирование элементов матрицы A. На этом этапе формируется матрица A. Как известно, задача построения F или S – аппроксимационной конструкции вариационной постановкой сводится к решению СЛАУ:

$$A\lambda = f_{\delta} , \quad (1)$$

в которой: λ - N-вектор с компонентами λ_i (множители Лагранжа),

f_{δ} - N-вектор с компонентами $f_{i,\delta}$, A - (N×N) – матрица со свойством

$$A = A^T \geq 0 \quad \text{и элементами } a_{pq}, \quad 1 \leq p, q \leq N . \quad (2)$$

Для F-аппроксимации формула для вычисления элементов матрицы A:

$$a_{p,q} = \frac{3(2z_{p,q}^3 - 3\rho_{p,q}^2 z_{p,q})}{2\pi(z_{p,q}^2 + \rho_{p,q}^2)^{3.5}}, \quad (3)$$

где $z_{p,q} = x_3^{(p)} + x_3^{(q)} + 2H$, $\rho_{p,q} = \sqrt{(x_1^{(p)} - x_1^{(q)})^2 + (x_2^{(p)} - x_2^{(q)})^2}$.

Для S-аппроксимации формула для вычисления элементов матрицы A:

$$a_{ij} = 2\pi \left\{ \frac{z_i + z_j}{\rho_{i,j}^3} + \frac{(z_i + z_j)(9\rho_{i,j}^2 - 6(z_i + z_j)^2)}{\rho_{i,j}^7} \right\}, \quad (4)$$

где $1 \leq i, j \leq N$; $\rho_{i,j}^2 = (z_i + z_j)^2 + (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2$

Второй этап – решение СЛАУ. Решение СЛАУ является основной вычислительной проблемой при построении аппроксимационных конструкций. В.Н. Страховым разработана новая теория регуляризации СЛАУ, основные положения которой изложены в большой серии работ [14, 16 и др.]. В настоящее время для решения СЛАУ используется также регуляризованный итерационный трехслойный метод Чебышева с применением блочного метода контрастирования. Описание метода можно найти в работах [8-10].

Третий этап – восстановление поля и нахождение его трансформант. На данном этапе используя значения компонент λ_i вектора λ множителей Лагранжа, вычисленных путем решения СЛАУ вычисляются значения поля и оценка точности аппроксимации. Разработаны компьютерные программы, которые позволяют редуцировать исходное поле, заданное на разновысотной и нерегулярной сети, на горизонтальную плоскость, а также вычислять различные трансформанты (аналитическое продолжение в верхнее и нижнее полупространства, вычисление высших производных, разделение аномальных полей и пр.).

Модифицированный метод S-аппроксимации

Отличие модифицированного метода от традиционного метода S-аппроксимации заключается в наличии функционала качества решения $\mu \Xi(\rho)$. В этом выражении μ играет роль параметра регуляризации. Если этот параметр равен нулю, то мы приходим к “классическому” варианту метода S-аппроксимаций, если параметр μ меняется в диапазоне от нуля до единицы (по линейному закону, например), то мы получаем семейство решений обратной задачи гравиметрии, в котором в той или иной степени учитываются геометрические и др. свойства распределения эквивалентных масс [9, 10].

Данный метод апробирован на модельном примере в локальном варианте. Рассматривается область протяженностью 60 км по осям OX и OY. В качестве аномалиеобразующих объектов выбрано 11 торов. К вычисленному полю f_i в заданных пунктах рельефа искусственно добавлялась помеха $\mathcal{F}_i, 1 \leq i \leq N$, таким образом, что $\|\mathcal{F}\|_E / \|f\|_E = 0.0355$. Сеть нерегулярная, общее количество гравиметрических пунктов $N=90601$. В рамках модифицированного метода S-аппроксимаций аномальное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на двух плоскостях, залегающих на глубинах 0.9 и 2.5 км соответственно. СЛАУ решалась параллельным алгоритмом регуляризованного итерационного трехслойного метода Чебышева с применением блочного метода контрастирования (P-BSM) и без его применения (P-SH). Вычисления проводились с использованием ресурсов суперкомпьютера «Ломоносов» НИВЦ МГУ [6-8]. Минимальное число процессоров при котором решалась система равняется 100. Все трансформанты поля найдены с высокой степенью точности: коэффициент корреляции θ при построении всех трансформант больше 0.9. Разница Δ между теоретически заданным и аппроксимированным элементом даже при вычислении второй вертикальной производной относительно невысокая по сравнению с предыдущими примерами. Аналитические продолжения поля вниз и вверх остаются устойчивыми [6].

Разделение гравитационных аномалий на основе F-аппроксимации

Метод F-аппроксимаций элементов внешнего аномального гравитационного поля может быть применен для решения проблемы разделения полей, а именно – полей источников, залегающих в пределах существенно различающихся по глубине m структурных этажей. Рассмотрим вопрос разделения гравитационных аномалий на основе F-аппроксимации для случая $m=2$, т.е. когда предполагается, что априорно известна “двухэтажность” в расположении источников аномальных полей, т.е. существование двух таких плоскостей $\xi_3 = \text{const}$:

$$\xi_3 = -H_1, \quad \xi_3 = -H_2, \quad H_1 < H_2, \quad (5)$$

что носитель источников аномального поля T может быть представлен в следующем виде:

$$T = T_1 \cup T_2, \quad (6)$$

где

$$T_1 \subset D, \quad D \subset \Pi_1 = \{\xi; -H_2 < \xi_3 < -H_1\} \quad (7)$$

$$T_2 \subset \Pi_2 = \{\xi; \xi_3 < -H_2\}. \quad (8)$$

Иначе говоря, определенная часть источников аномального поля принадлежит горизонтальному слою, ограниченному плоскостями $\xi_3 = -H_1$ (сверху) и $\xi_3 = -H_2$ (снизу), а остальные источники располагаются в полупространстве, ограниченном сверху поверхностью $\xi_3 = -H_2$. В этой ситуации разделение полей источников в T_1 и T_2 выполняется с использованием суммы интегральных представлений:

$$V(x) = V^{(1)}(x) + V^{(2)}(x) \quad (9)$$

при этом для каждой $V^{(1)}(x)$ и $V^{(2)}(x)$ выписывается свое представление соответствующим интегралом Фурье. N -векторы с компонентами $\lambda_i^{(1)}$ и $\lambda_i^{(2)}$, $1 \leq i \leq N$, находятся из решения соответствующих 2-х СЛАУ:

$$A_1 \lambda^{(1)} = f_\delta, \quad A_2 \lambda^{(2)} = f_\delta, \quad (10)$$

где матрицы $A_1 = A_1^T \geq 0$ и $A_2 = A_2^T \geq 0$ имеют элементы, описываемые формулой (3). На заключительном этапе вычисляются компоненты поля от каждого слоя. Данная методика апробирована на модельных и реальных геолого-гравиметрических материалах [4].

Построение аналитической аппроксимации рельефа на основе F-аппроксимации

Построение аналитических аппроксимаций функции $\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ выполняется с использованием МЛИП, исходя из следующего фундаментального факта: функция, непрерывная (либо даже из более общего класса $L_2(-\infty, +\infty)$ функций, с суммируемым квадратом на плоскости переменных (ξ_1, ξ_2)) на произвольной горизонтальной плоскости (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. В качестве интегральных представлений функции $\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ могут использоваться, основанные на представлении интегралом Фурье. Построение аналитической аппроксимации функции $\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ в конечном итоге редуцируется к решению СЛАУ с симметричной положительно полуопределенной матрицей A размерности $(n \times n)$ [3, 4].

Пусть в N точках заданы (в декартовой системе координат $0\xi_1\xi_2\xi_3$) приближенные значения высот $\xi_{3,\delta}^{(i)}$ некоторых точек $(\xi_1^{(i)}, \xi_2^{(i)})$, $i = 1, 2, \dots, N$. Принимается, что

$$\xi_{3,\delta}^{(i)} = \xi_3^{(i)} + \delta\xi_3^{(i)}, \quad (11)$$

где $\xi_3^{(i)}$ – точные значения высот, $\delta\xi_3^{(i)}$ – погрешности в задании высот.

Принимается, что априорно известны константы в неравенствах

$$0 < \delta_{\min}^2 \leq \|\delta\xi_3\|^2 \leq \delta_{\max}^2 < +\infty \quad (12)$$

и что

$$(z, \delta z) = 0, \quad (13)$$

где $\delta \xi_3$ - N -вектор помехи (с компонентами $\delta_3^{(i)}$, $i = 1, 2, \dots, N$,
 $\xi_3^{(i)}$ - N -вектор полезного сигнала (с компонентами $\xi_3^{(i)}$, $1 \leq i \leq N$).

Элементы матрицы A вычисляются в элементарных функциях:

$$a_{i,j} = \frac{2\varepsilon}{\pi(4\varepsilon^2 + (\xi_1^{(i)} - \xi_1^{(j)})^2 + (\xi_2^{(i)} - \xi_2^{(j)})^2)^{3/2}}. \quad (14)$$

Для линейной аппроксимации $\tilde{z}^{(a)}(x, y)$ на основании интеграла Фурье интегралы также вычисляются в элементарных функциях:

$$\tilde{\xi}_3^{(j)}(\xi_1^{(j)}, \xi_2^{(j)}) = \frac{2\varepsilon}{\pi} \sum_{i=1}^N \frac{\lambda_i}{(4\varepsilon^2 + (\xi_1^{(i)} - \xi_1^{(j)})^2 + (\xi_2^{(i)} - \xi_2^{(j)})^2)^{3/2}} \quad (15)$$

Метод апробирован на модельных и реальных топографических данных [3, 4].

Построение совместной S-, F-аппроксимации рельефа

Разработан комбинированный метод F- и S-аппроксимаций, который апробирован на модельных и фактических материалах. Тот факт, что S-, F- аппроксимации тесно связаны друг с другом, что позволяет их использовать совместно с целью построения более качественных аппроксимационных конструкций [6, 11].

Результаты и перспективы

Результаты апробирования методов F- и S-аппроксимации на модельных и фактических гравиметрических и магнитометрических данных позволяют сделать следующие выводы:

1. Методы F- и S- аппроксимации, модифицированный метод S-аппроксимации, а также метод совместной S-, F-аппроксимации являются высокоэффективными способами аналитической аппроксимации гравимагнитных полей и рельефа земной поверхности.

2. В настоящее время разработаны теория, алгоритмы и программы F- и S- аппроксимации гравиметрических и магнитометрических данных для нерегулярной сети с учетом разновысотности наблюдений и с учетом уровня помех в исходных данных, т.е. метод обработки и интерпретации, адекватный реальной геофизической практике.

3. Разработаны алгоритмы и программы, реализующие высокоэффективные методы нахождения различных трансформант аномальных гравиметрических и магнитометрических полей на основе F- и S- аппроксимации.

4. Используемые методы решения СЛАУ (модифицированный метод М.М.Лаврентьева, модифицированный метод Холецкого и итерационный метод В.Н.Страхова) имеют высокую сходимость между собой. Для нахождения устойчивых решений больших СЛАУ ($N \geq 10000$) целесообразно использовать регуляризованный итерационный трехслойный метод Чебышева с применением блочного метода контрастирования.

5. Разработана теория, алгоритмы и программы F-аппроксимации разделения аномального поля на составляющие, обусловленные различными структурными этажами.

6. Разработана теория, алгоритмы и программы F- и S- аппроксимации рельефа земной поверхности для декартовых координат. Для метода S- аппроксимации и для сферических (цилиндрических) координат.

7. Разработан модифицированный метод S-аппроксимации, а также метод совместной S- и F-аппроксимации, которые являются высокоэффективными способами аналитической аппроксимации гравимагнитных полей и рельефа земной поверхности.

8. Перспективы дальнейшего развития методов F- и S-аппроксимации геофизических данных видятся по следующим направлениям:

a. Разработка алгоритмов и программ F-аппроксимации региональных данных для сферических (цилиндрических) координат.

b. Разработка теории, алгоритмов и программ гравитационной томографии на основе F- и S- аппроксимации.

c. Разработка алгоритмов и программ нахождения различных морфометрических характеристик рельефа земной поверхности F- и S- аппроксимации.

d. Разработка теории, алгоритмов и программ F- и S -аппроксимации для нестационарных геофизических полей.

Список литературы

1. Керимов И.А. Использование F-аппроксимации при интерпретации гравиметрических данных. I. Методика и результаты опробования на модельных примерах // Физика Земли, 2003. №1. С.57-76.
2. Керимов И.А. Использование F-аппроксимации при интерпретации гравиметрических данных. II. Результаты опробования на материалах гравиметрических и магнитометрических съемок // Физика Земли, 2009. №5. С. 77-93.
3. Керимов И.А. F-аппроксимации рельефа земной поверхности // Физика Земли, 2009. №8. С. 101-112.
4. Керимов И.А. Метод F-аппроксимации при решении задач гравиметрии и магнитометрии. М.: Физматлит, 2011. 264 с.
5. Керимов И.А. Теория и компьютерные технологии аналитических аппроксимаций аномальных потенциальных полей // Геология и геофизика Юга России, 2011. №2. С.50-63.
6. Керимов И.А., Степанова И.Э., Раевский Д.Н. Комбинированные аппроксимационные методы решения задач гравиразведки и магниторазведки // Геология и геофизика юга России, 2018. № 3. С. 37-50.
7. Керимов И.А., Степанова И.Э., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Исследование метода S-аппроксимации для различных типов рельефа земной поверхности // Геология и геофизика юга России, 2018. № 4. С.75-91.
8. Раевский Д.Н. Параллельные алгоритмы решения плохо обусловленных систем линейных алгебраических уравнений больших размерностей // Суперкомпьютерные дни в России: труды международной конференции. М.: МГУ, 2016. С. 912–925.
9. Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод S-аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. 2015. №2. С. 55–66.
10. Раевский Д.Н., Степанова И.Э. О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. 2015. №2. С. 44–54.
11. Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Комбинированный метод F-, S-, R-аппроксимаций при решении задач геофизики и геоморфологии // Физика Земли, 2018. № 1. С. 96-112.
12. Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Комбинированный метод F-, S-, R-аппроксимаций повышенной размерности при решении задач геофизики и геоморфологии // Физика Земли, 2018. №6. С. 137-153.
13. Степанова И.Э., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. О повышении эффективности модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. 2016. №1. 149–160.
14. Страхов В.Н. Геофизика и математика // Физика Земли, 1995. №12. С.4-23.
15. Страхов В.Н., Керимов И.А. Аппроксимационные конструкции спектрального анализа (F-аппроксимация) гравиметрических данных // Физика Земли, 2001. №12. С.3-20.
16. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН, 2009. 254 с.
17. 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.
18. 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.
19. Страхов В.Н., Степанова И.Э., Керимов И.А. К вопросу о вычислении поправок за рельеф // Физика Земли, 2002. №4. С. 55-66.

ОСОБОЕ МЕСТО АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ДЕТАЛЬНЫХ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВ

*Керцман В.М. (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва),
Мойланен Е.В. (ИПУ РАН, г. Москва, info@geotechnologies-rus.com),
Подмогов Ю.Г. (ООО «Геотехнологии», г. Москва)*

Аннотация. С середины 1950-х годов до середины 2000-х магниторазведка являлась единственным массовым геофизическим методом поиска кимберлитовых трубок. С помощью этого метода обнаружены сотни кимберлитовых тел и, в том числе, крупные месторождения алмазов. Однако в последние десятилетия поисковая эффективность метода резко упала. Например, в Якутии уже в середине 80-х годов статистика обнаружения кимберлитов на магнитных аномалиях стала выглядеть не удовлетворительно – на 1000 заверенных аномалий - 2 трубки. Появление в середине двухтысячных, комплексных систем, включающих магнитный канал и канал аэроэлектроразведки, кардинально ситуацию не изменило. При выделении аномалий трубочного типа и их ранжировании по степени перспективности, специалисты продолжают считать магнитометрию основным поисковым методом, а электроразведку вспомогательным. На наш взгляд такой подход не верен и приводит к серьезным негативным последствиям, снижающим результативность поисков кимберлитов. Обоснуем этот вывод на примере алмазопроисковых работ последнего десятилетия в Анголе и Западной Якутии. Ангола является лидером по количеству открываемых ежегодно кимберлитовых тел и по приросту запасов алмазного сырья, при очень скромном бюджете алмазопроисковых работ. Напротив, в Западной Якутии в последнее десятилетие наблюдается заметный кризис в эффективности алмазопроисковых работ и, как следствие, серьезные проблемы в состоянии минерально-сырьевой базы ПАО АК АЛРОСА. Из десяти промышленно-эксплуатируемых тел Якутской алмазонасыщенной провинции четыре наиболее богатых в объемном содержании являются немагнитными по данным наземной съемки.

Ключевые слова: аэрокомплекс ЭКВАТОР, метод переходных процессов, частотное зондирование, магниторазведка, кимберлитовая трубка

Ангольский щит.

Вначале рассмотрим пример из Африки. В условиях Ангольского кристаллического щита основным поисковым критерием обнаружения кимберлитов является наличие локальных аномалий пониженных сопротивлений, значительного распространения на глубину. Это объясняется простым фактом – сопротивления трубки, в том числе ее кратера и диатремы, как правило, ниже сопротивлений вмещающих пород (рис. 1). Трубки взрыва некимберлитовой природы и многочисленные интрузивные образования различного состава похожие по форме на тела кимберлитов обычно имеют более высокие сопротивления. В условиях Ангольского щита это главный и достаточно надежный критерий выделения аномалий трубочного типа кимберлитовой природы.

Класс геологических помех, создающих «типично трубочные» магнитные аномалии гораздо шире, чем для аномалий сопротивлений [1].

Приведем несколько примеров. Они будут касаться съемки выполненной в Анголе в 2013 г. на концессии Китубия по заказу ГРО КАТОКА [2]. Для площади характерно огромное количество локальных магнитных аномалий как прямого, так и обратного намагничивания, а количество локальных аномалий проводимости существенно меньше. Анализ электрических и магнитных свойств аномалий позволил надежно идентифицировать объекты кимберлитовой природы, даже в неблагоприятных условиях развития низкоомных латеритных кор выветривания мощностью 30-70 м. Это подтверждают результаты проведенных в 2015 году

заверочных буровых работ. Всего было заверено десять рекомендованных нами аномальных объектов. На девяти из них был вскрыт кимберлит.



Рис.1. Схематическая геоэлектрическая модель кимберлитовых трубок в провинции Кванза-Сул. 1 – вмещающие породы: гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты (Ar-Pr1), 2 – коры выветривания по породам фундамента (Pr1), 3 – породы группы Калахари: песчаники, глины и конгломераты (P-N).

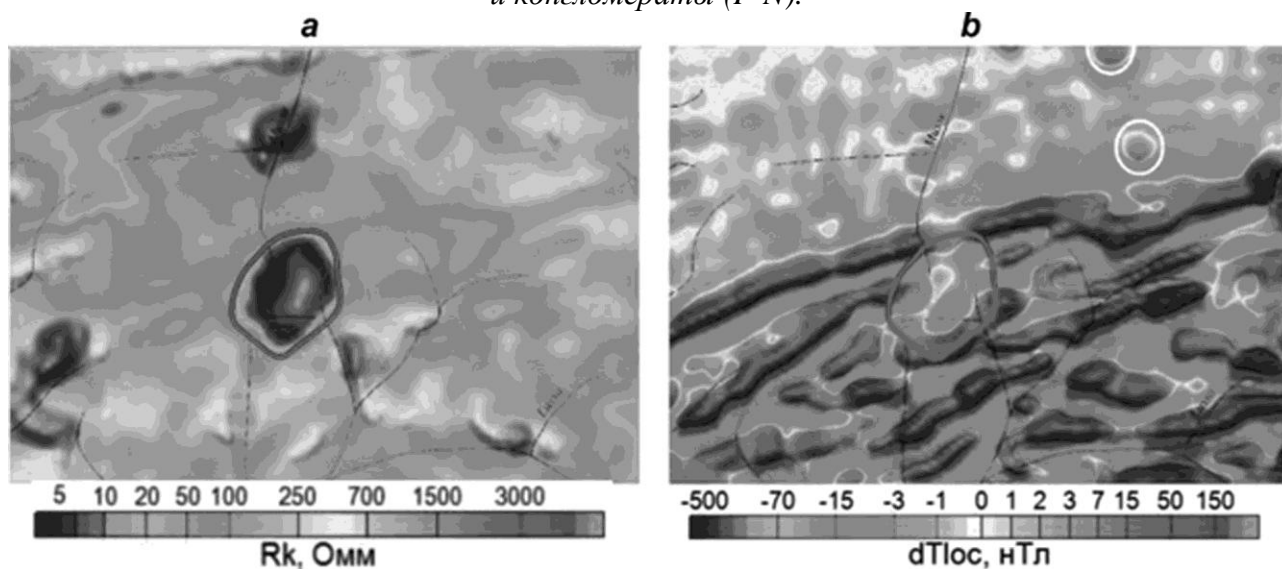
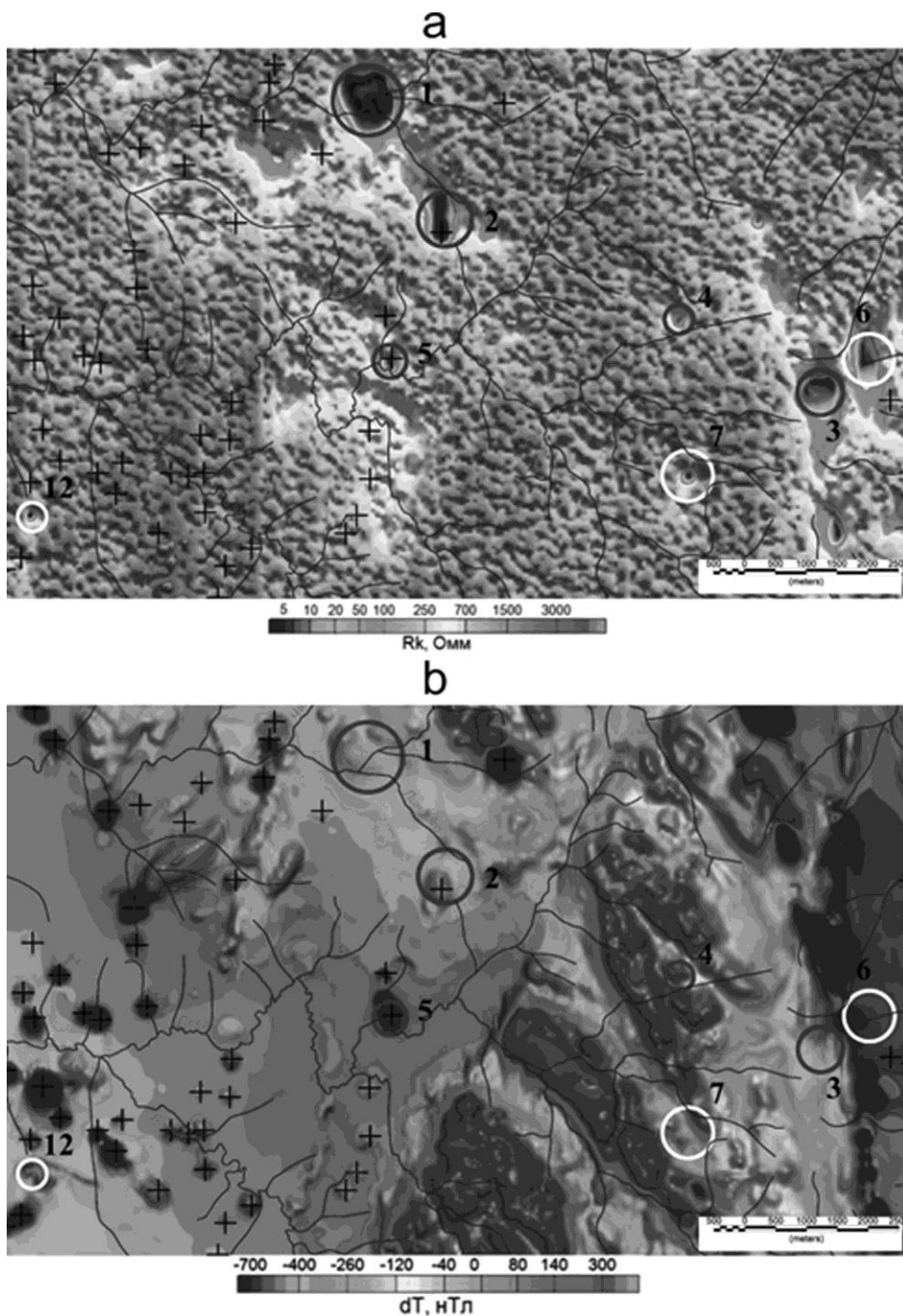


Рис.2. Трубка Лорелей – крупное (~ 1000 м) немагнитное алмазоносное кимберлитовое тело. а – карта сопротивлений для частотного канала 3163 Гц, б – карта локальной составляющей магнитного поля

Крупное алмазоносное тело могло бы быть пропущено, если бы комплекс не содержал электроразведочного канала (рис.2). Локальные аномалии пониженных сопротивлений надежно фиксируют кимберлит (пять разбуренных аномалий – пять трубок) при этом только три объекта из семи фиксируются магнитными аномалиями, но подобных аномалий – десятки (рис.3).

Западная Якутия.

В условиях Якутской Алмазоносной Провинции (ЯАП) контрастность кимберлитов по электрическим свойствам, по сравнению с вмещающими породами карбонатного цоколя, существенно ниже. Трубки, как правило значительно эродированы и не содержат низкоомных кратерных фаций. Поэтому, в зависимости от степени глинистости карбонатных пород, разница сопротивлений вмещающие породы – кимберлит может меняться от нескольких единиц до трехсот Ом·м. Другими словами, в определенных условиях, по электрическим свойствам возможны пропуски кимберлитовых тел. Но вероятность наличия локальных аномалий сопротивлений 30-150 Ом·м, связанных с кимберлитами остается довольно высокой.



- локальные аномалии пониженных сопротивлений: а - рекомендованные для заверки буровыми работами; б - то же, по результатам бурения вскрыт кимберлит
- эпицентры многочисленных локальных магнитных аномалии «типично трубчатого» типа

Рис. 3. Примеры обнаружения кимберлитов по данным электроразведки и магнитометрии. а – кажущиеся сопротивления для интервала глубин 50-80 м; б – аномальное магнитное поле, редуцированное к полюсу

Возможности магнитометрии в условиях Западной Якутии, как отдельного метода, для поисков кимберлитов, по нашему мнению, практически исчерпаны, по следующим причинам:

1. Начиная с 2000 г. и по настоящее время в ЯАП выполнен огромный объем работ (многие десятки тысяч кв.км) кондиционной, по современным стандартам, высокоточной и детальной аэромагнитной съемки [3]. Все работы выполнялись в пределах площадей, шлихо-минералогическая обстановка на которых явно свидетельствовала о наличии алмазоносных кимберлитов. Выделены и заверены сотни магнитных аномалий трубчатого типа, перспективных алмазоносных тел не выявлено.

2. Следует считать, что в пределах известных алмазоносных кимберлитовых полей все магнитные объекты с аномалиями более 5 нТл обнаружены.

3. Современная магнитометрия способна надежно фиксировать очень слабые аномалии (доли нТл), которые потенциально могут связываться со слабомагнитными кимберлитовыми телами. Повышение чувствительности и разрешающей способности магнитной съемки, приводит к значительному росту аномалий–помех некимберлитовой природы. При этом вероятность обнаружения искомого объекта резко падает.

В отличие от аэромагнитной съемки, аэроэлектроразведочные работы в пределах известных алмазоносных кимберлитовых полей и перспективных площадей в массовом порядке никогда не проводились. Однако есть все основания считать, что массовая аэросъемка с использованием магнитного и электрического каналов, особенно в относительно простых условиях площадей 1-2 геотипа [4], может существенно повысить эффективность алмазописковых работ.

Приведем несколько примеров по результатам опытно-методических работ (ОМР) на небольшом участке Мало-Ботуобинского района:

1. Если абстрагироваться от долеритовых даек Западного и Центрального рудоконтролирующих разломов, можно отметить, что слабоинтенсивными линейными магнитными аномалиями и линейными локальными зонами повышенного и пониженного сопротивления хорошо определяются рудовмещающие области (так называемые зоны динамического влияния) рудоконтролирующих разломов. «Рой» этих линияментов, преимущественно субмеридионального простирания по сути характеризует внутреннее строение рудоконтролирующих зон и определяет их внешние границы. Такие рудовмещающие зоны могут существовать и без долеритовых даек. Известные кимберлитовые тела зоны Западного разлома (трубки Амакинская, Ан.21 и жила Южная) явно тяготеют к зонам пониженного сопротивления.

2. Интенсивность линейных аномалий в районе Западного и Центрального разломов, как правило, не превышает 0.2-3.0 нТл. Из-за приповерхностных помех наземной съемкой данные аномалии выявить проблематично. Интенсивность локальных линейных аномалий сопротивлений также невелика (максимум 20-40 Ом·м), что накладывает определенные жесткие требования к средствам их измерения. Система ЭКВАТОР таким требованиям удовлетворяет. Низкоинтенсивные осложнения магнитного поля и поля кажущихся сопротивлений надежно коррелируются между 3-5 линиями полета на расстоянии 100 м и более. Получены обнадеживающие результаты по структурному контролю кимберлитов. Рудоконтролирующие зоны заметно отличаются от области с аномально низкой плотностью описываемых линияментов, которую можно трактовать как область отсутствия рудовмещающих зон.

3. По аналогии с тестовым объектом - тр. Амакинская - выделены перспективные аномалии (рис. 4). Большинство аномалий приурочены к перспективным рудовмещающим зонам пониженного сопротивления. Поисковые шурфы и скважины отсутствуют на значительном количестве выделенных аномалий.

Выводы.

При поисках кимберлитов очень важным этапом работ является процесс интерпретации данных съемки, с целью выделения перспективных аномалий. Каждая электрическая и магнитная аномалия должна подвергаться внимательному неформальному анализу, для определения её конкретных характеристик. Они позволяют выявлять из всей совокупности аномальных объектов, объекты, наиболее вероятно связанные с кимберлитом. В условиях Ан-

гольского щита методики такого разделения по результатам заверочных буровых работ дают очень хороший результат. Уверены, что подобные методики могут будут эффективны и на других древних щитах.

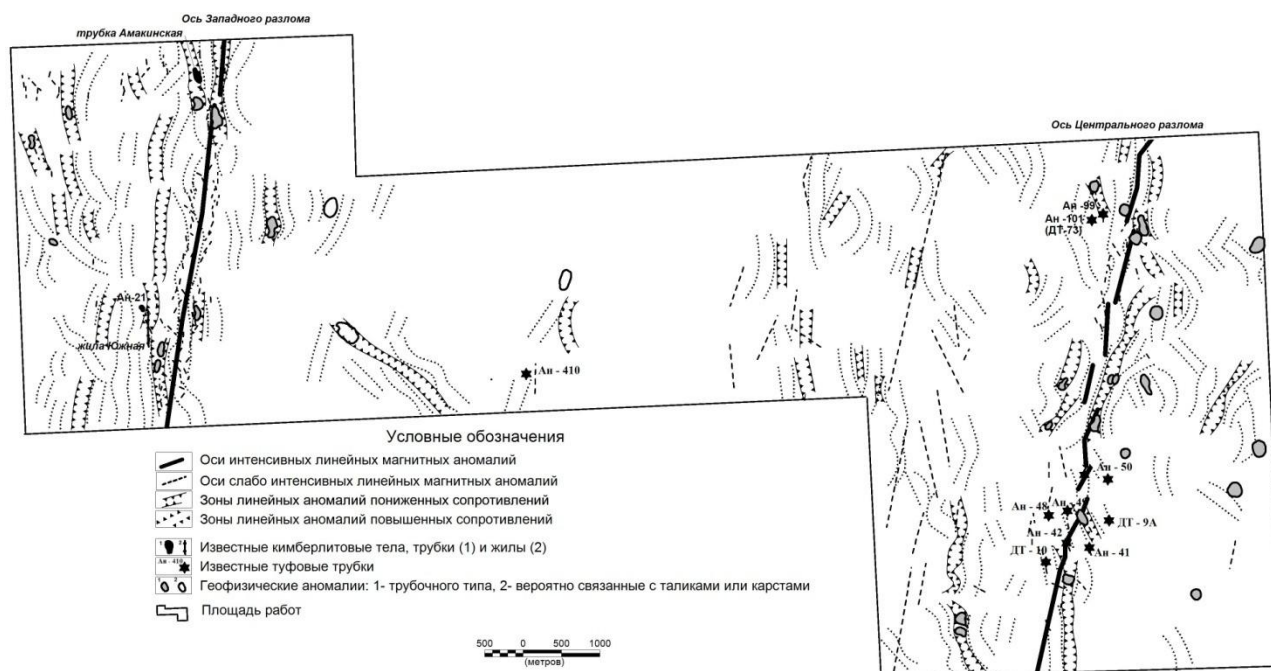


Рис. 4. Основные результаты работ системой ЭКВАТОР на участке ОМР в Мало-Ботубинском районе.

Особенностью ЯАП является очень низкий контраст сопротивлений кимберлитов по сравнению с вмещающими породами. Для участка ОМР сопротивление кимберлитов и выявленных аномалий только на 25-50 Ом·м отличается от вмещающих пород. Также слабоконтрастными являются большинство кимберлитовых трубок Мирнинского поля по магнитным характеристикам. Тем не менее система ЭКВАТОР надежно фиксирует эти слабоинтенсивные аномальные изменения, как в магнитном поле, так и в поле сопротивлений это позволяет выделять по комплексу признаков перспективные рудовмещающие зоны и локальные аномалии трубчатого типа.

Массовое использование комплексных аэрогеофизических исследований с использованием системы ЭКВАТОР, в пределах перспективных площадей 1-3 геотипа, может существенным образом повысить эффективность алмазопроисковых работ в Западной Якутии, за счет надежного картирования рудовмещающих зон и высокой вероятности обнаружения локальных аномалий трубчатого типа.

Список литературы

1. Kertsman V.M., Moilanen J., Podmogov Yu.G. Special place of airborne electromagnetic survey in detailed exploration of kimberlites in the conditions of the Angolan Shield // Proceedings of the 7TH international workshop on airborne electromagnetics AEM2018, Kolding, Denmark: Aarhus University, 2018. С. 1-4.
2. Феликс Ж.Т., Каршаков Е.В., Мельников П.В., Ванчугов В.А. Результаты сопоставления данных аэро- и наземных электроразведочных систем, используемых при поисках кимберлитов в республике Ангола // Геофизика. 2014, ЕАГО. № 4. С. 17–22.
3. Контарович Р.С., Цыганов В.А. Проблемы и перспективы развития геофизических технологий при поисках коренных месторождений алмазов // Геофизика. 2000. № 4. С. 52-57.

4. Стогний Вас.В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов // Новосибирск, «Малотиражная типография 2D», 2010. – 121 с.

ВЕРоятностный ПОДХОД К РЕШЕНИЮ ОБРАТНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Кишман-Лаванова Т.Н. (Институт геофизики НАНУ, г. Киев, kltam@ukr.net)

Аннотация. Вероятностный или «байесовский» подход к обратным задачам описывает априорную информацию о модельных параметрах посредством функции плотности вероятности. Далее задача моделирования заключается в процедуре преобразования априорной информации $\rho(m)$ в апостериорную $\sigma(m)$ с помощью того или иного метода. На примере обратной задачи гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей показано работоспособность предложенных алгоритмов.

Ключевые слова: обратная задача гравиметрии, вероятностный подход.

Теория обратных задач – математическая теория, описывающая каким способом информация о параметризованной системе может быть получена из наблюдаемых данных, а также теоретической связи между модельными параметрами и априорной информацией

За последние десятилетия, начиная с 70-х годов прошлого столетия, накопился значительный практический и теоретический опыт использования методов глобального поиска при решении обратных задач. В сейсмологии это известные работы Яновской Т. [3], Пресс Ф. [8], Ротман Д. [9], Мозегард К. [6,7], Сабридж М. [10], Козловской Е. [4], Тарантола А. [11].

Значительно меньше внимания с точки зрения использования глобального поиска уделялось задачам гравиметрии, как правило, это инверсия линейных задач, то есть искомым параметром есть плотность исследуемой среды [6].

Интерес к методам глобального поиска вызывает и их универсальность, они позволяют решать задачи, как в детерминистской, так и статистической постановках. Достаточно успешной оказалась постановка обратной задачи гравиметрии для поиска Парето-оптимальных решений с использованием нечетких множеств при описании неопределенной априорной информации [2].

В представленной работе рассмотрим вероятностную постановку обратной задачи гравиметрии.

Вероятностная постановка нелинейной обратной задачи. Пусть физическая система описывается рядом параметров $m = \{m_1, m_2, \dots, m_n\}$. Тогда уравнение $d_i = g(m)$ решает прямую задачу, преобразуя пространство параметров M в пространство данных D . Оператор g в общем случае нелинейный.

Обратная задача заключается в поиске действительных значений модельных параметров вектора m для наблюдаемых данных d_i . Хорошо известно, что такая задача некорректна.

Вероятностный или «байесовский» подход к обратным задачам описывает априорную информацию о модельных параметрах посредством функции плотности вероятности $\rho(m)$. Затем эта информация комбинируется с измеренными данными и информацией, которую обеспечивает физическая теория.

В результате получаем апостериори функцию плотности вероятности $\sigma(m)$:

$$\sigma(m) = k\rho(m)L(m), \quad (1)$$

где k – соответствующая нормализующая константа, $L(m)$ – функция невязки (правдоподобия), которая, грубо говоря, измеряет соответствие между наблюдаемыми данными и данными полученными для модели m . Вид $L(m)$ зависит от функции, используемой для описания экспериментальных неопределенностей. Самые простые примеры это Гауссова и Лапласова функции.

Важно отметить, что функция $\sigma(m)$ может быть мультимодальной, не иметь математического ожидания, иметь бесконечные вариации и т.п., но она содержит полное решение обратной задачи.

Дискретизация параметров. Математический аппарат теории вероятности разработан для непрерывных и дискретных случайных величин. В исследуемой задаче имеем дело с параметрами, которые хотя и есть дискретными, могут принимать непрерывные значения.

Для численных расчетов дискретизируем пространство определением сетки точек, где каждая точка представляет прилегающую область $\Delta m^1 \Delta m^2 \dots$ достаточно малую, чтобы плотность вероятности при рассмотрении была почти постоянной внутри нее. То есть выражение «вероятность точки m_i » означает «вероятность области $\Delta m^1 \Delta m^2 \dots$ прилегающей к точке m_i ». Тогда дискретная версия уравнения (1) принимает вид:

$$\sigma_i = \frac{\rho_i L(m_i)}{\sum_j \rho_j L(m_j)}, \quad (2)$$

где $\sigma_i = \sigma(m_i) \Delta m^1 \Delta m^2 \dots$; $\rho_i = \rho(m_i) \Delta m^1 \Delta m^2 \dots$.

Для упрощения будем записывать:

$$\sigma_i = \frac{\rho_i L_i}{\sum_j \rho_j L_j}, \quad (3)$$

где $L_i = L(m_i)$. Отметим, что $\Delta m^1 \Delta m^2 \dots$ не входит в определение функции L_i .

Дальше задача моделирования заключается в процедуре преобразования априорной информации $\rho(m)$ в апостериорную $\sigma(m)$ с помощью того или иного метода. Вектор m как и прежде многокомпонентный вектор параметрического пространства $m = \{m_1, m_2, \dots, m_n\}$.

Построение априорной функции плотности вероятности. Существует два способа определения априорного распределения вероятности:

1. посредством определения псевдослучайного процесса (то есть набора псевдослучайных правил), результат которого – модели принятые для репрезентации псевдослучайных реализаций $\rho(m)$.

2. посредством упрощения, которое дает формулу определения априорной плотности распределения $\rho(m)$.

Для задач гравиметрии целесообразно использовать первый способ, поскольку он позволяет легко вводить комплексную информацию при решении обратной задачи. Дальше полученные модели вводятся в алгоритм Метрополиса [5] или другой, чтобы смоделировать случайное перемещение, которое дает апостериори вероятность $\sigma(m)$.

Моделирование апостериори плотности вероятности. Для того чтобы получить образцы апостериорной вероятности $\sigma(m) = k\rho(m)L(m)$, используем алгоритм, предложенный в работе [6]. Если m_j – «текущая точка» и если случайный шаг может двигаться из точки m_j к точке m_i , то перемещение принимаем, если $L(m_i) \geq L(m_j)$, и решаем случайно принять или отбросить перемещение, если $L(m_i) < L(m_j)$ с вероятностью $P = L(m_i)/L(m_j)$ принятия перемещения.

Численный пример.

Рассмотрим локальную аномалию силы тяжести, обусловленную избыточными массами слоистой среды. Геологическая модель состоит из двух слоев фиксированной плотности, разделенных контактной поверхностью. Детально параметризация модели приведена в работе [1].

В координатной плоскости $z = 0$ выберем область D – прямоугольник достаточно больших размеров $D: [a \leq \xi \leq b; c \leq \eta \leq d]$. Точки, которые фиксируются в исходном аномальном поле, должны располагаться в центральном секторе выбранной области. В этом случае влияние неучтенных частей контактных поверхностей будет достаточно незначительным и им можно пренебречь.

Контактная поверхность определяется положением горизонтальной плоскости $\zeta = H_0$. В каждой точке $[(\xi_0, \eta_0)_j, j = 1, 2, \dots, m]$ поверхность отклоняется от этой фиксированной плоскости на величину

$$Z = Z(\xi, \eta) = \sum_{j=1}^m \frac{Q1_j}{[1 + Q2_j(\xi - \xi_{0j})^2 + Q3_j(\eta - \eta_{0j})^2]^\alpha}. \quad (5)$$

Значения параметров $Q1, Q2, Q3$ определяют конфигурацию поверхности. Параметр α зафиксируем, $\alpha=2$.

Таким образом, сама контактная поверхность определяется функцией

$$H(\xi, \eta) = H_0 - Z(\xi, \eta) \quad (6)$$

Запишем параметры, определяющие геологическую модель

$$P = \{jk; [\sigma; H_0; W1; W2]_t; t = 1, 2, \dots, jk\}, \quad (7)$$

$$W1 = [\alpha; m; (\xi_0, \eta_0)_j, j = 1, 2, \dots, m]; \quad W2 = [(Q1; Q2; Q3)_j, j = 1, 2, \dots, m].$$

Здесь jk - количество контактных поверхностей, σ – избыточная плотность масс, которые размещаются ниже поверхности раздела; H_0 – горизонтальная плоскость, нулевой уровень, относительно которого ведется отсчет отметок рельефа контактной поверхности.

Априорная информация.

Запишем априорные данные и ограничения на модель. Граница раздела двух сред в асимптотических частях есть горизонтальной плоскостью $z = H_0 = 2 \text{ км}$. Нижний слой составляют более плотные породы. Избыточная плотность гравитирующих масс относительно верхнего горизонта $0,5 \text{ г/см}^3$.

По сути конфигурация контактной поверхности определяется значениями параметров $Q1, Q2, Q3$. Параметр $Q1$ определяет высоту каждого поднятия в фиксированной точке (ξ_0, η_0) . $Q2$ и $Q3$ отвечают за степень выпуклости поверхности вдоль горизонтальных осей ξ и η соответственно.

В качестве начальной модели выберем плоскость, расположенную на глубине 2 км.

Положим, что априори функция распределения вероятности параметров $Q2$ и $Q3$ в каждой точке сети имеет гауссово распределение с математическим ожиданием $\mu = 0,3$ и среднеквадратическим отклонением 0,2 (рис.1).

Априори функцию распределения параметра $Q1$ в каждой точке сети будет определять случайный процесс.

Наблюденное поле это гравитационный эффект от «точной модели» (рис.2, а), осложненный случайными помехами с нулевым математическим ожиданием (рис. 2, б).

Примем, что экспериментальные неопределенности описываются функцией Лапласа, тогда функция невязки запишется

$$L(m) = k \exp \left[- \sum_i \frac{|g^i(m) - d_{набл}^i|}{\sigma^i} \right] \quad (8)$$

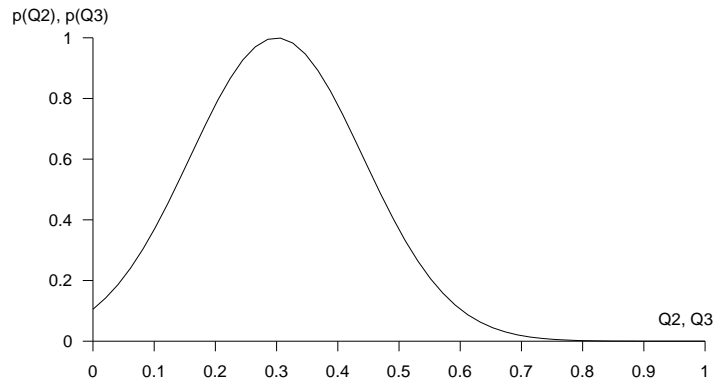


Рис. 1. Априори функция распределения вероятности параметров Q2 и Q3

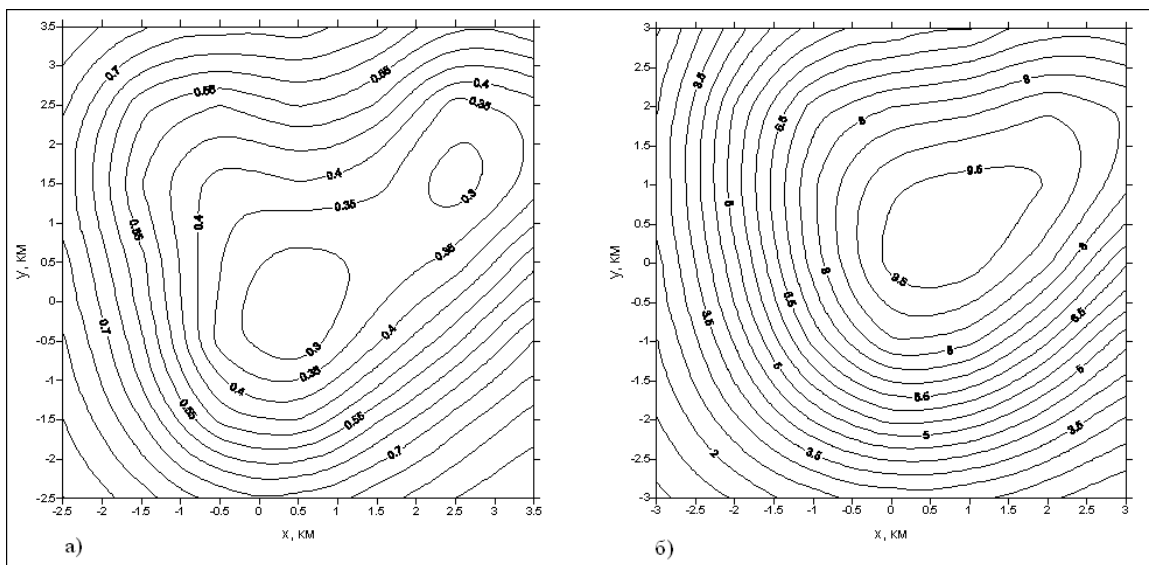


Рис.2. Изолинии «точной» контактной поверхности (а) и соответствующее ей поле аномалии силы тяжести (наблюденное) (б)

Алгоритм моделирования. Кратко опишем работу алгоритма.

Создаем множество моделей, равномерно расположенных в параметрическом пространстве, разделив по сути параметрическое пространство на ячейки. Для каждой текущей точки выполняем ее «возмущение» согласно априори функции распределения параметров Q1, Q2 и Q3, то есть случайное перемещение в модельном пространстве определяется плотностью вероятности, описывающей априорную информацию.

Далее вычисляем значение функции невязки (8) для возмущенной точки $L(m_{возм})$ и сравниваем его со значением $L(m_{тек})$ в текущей точке. Используя правило Метрополиса, отбрасываем или принимаем возмущенную точку с вероятностью $P = L(m_{возм}) / L(m_{тек})$.

Итерационный процесс характеризуется быстрым уменьшением функции невязки на первых итерациях, затем, достигнув достаточно низкого значения, функция невязки как бы «зависает» и существенно не изменяется, что говорит о достижении оптимального результата, улучшить который нельзя. 100 итераций оказалось достаточно для получения удовлетворительного результата. Точная и подобранная модели показаны на рис 3.

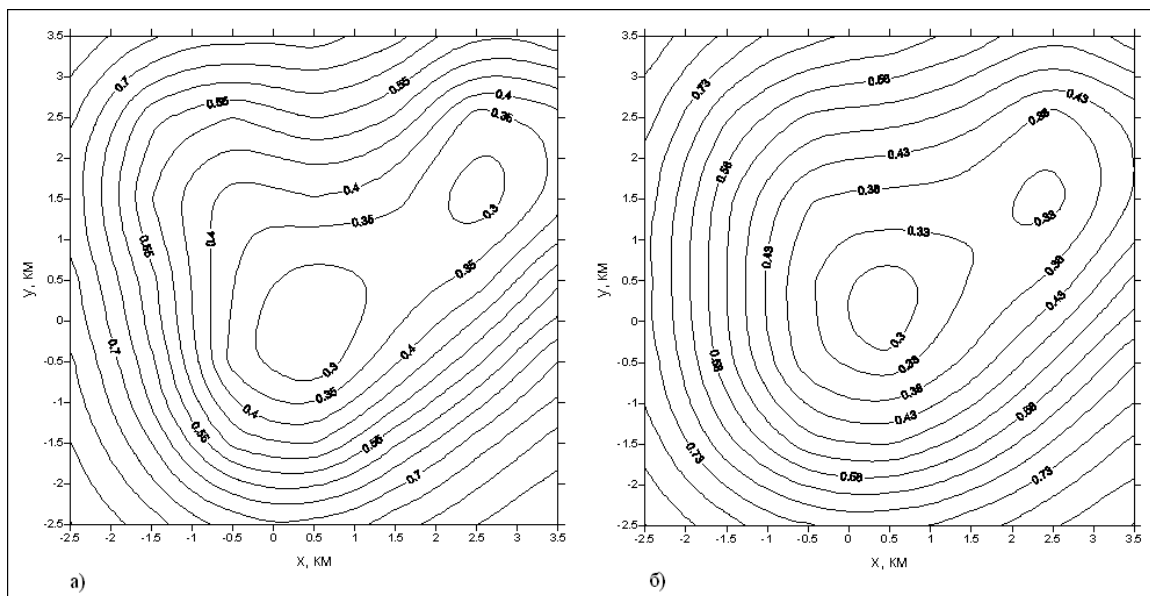


Рис.3. Решение обратной задачи. Точная (а) и подобранный (б) контактные поверхности. Функция невязки 1,96

Для анализа решения было отобрано 3 модели с наименьшими функциями невязки ($L(m_1) = 1.96$, $L(m_2) = 2.01$, $L(m_3) = 2.13$), которые практически мало отличаются между собой. Это свидетельствует о том, что задача в данной постановке не имела эквивалентных решений. Однако интерес вызывает работоспособность предложенных алгоритмов в более сложных условиях, на что и будут направлены дальнейшие исследования.

Заключение. Описанный в работе подход демонстрирует возможности применения вероятностной трактовки нелинейной обратной задачи. Исходными данными есть случайные модели, сгенерированные в соответствии с априорным распределением $\rho(m)$ и соответствующими значениями функции невязки. На выходе получаем псевдо случайные реализации апостериори распределения $\sigma(m)$. Алгоритм дает возможность зафиксировать несколько возможных решений с целью контроля вторичных минимумов. Алгоритм применен к нелинейной обратной задаче, с неоднородными параметрами и осложненными помехами данными.

Вместе с тем остаются важные теоретические и практические вопросы, требующие детального изучения.

Список литературы

1. Булах Е.Г., Кишман-Лаванова Т.Н. Еще один аппроксимационный подход к решению обратных задач гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей // Геофизический журнал. 2006. – Т.28. №2. – С 54-62.
2. Кишман-Лаванова Т.Н. Парето-оптимальные решения обратной задачи гравиметрии с неопределенной априорной информацией // Геофизический журнал. 2015. – Т. 37. №5. – С. 93-103.
3. Keilis-Borok V.I., Yanovskaya T.B. Inverse problems of seismology // Geophys. J. 1967. – Vol. 13. – P. 223-234.
4. Kozlovskaya E. An algorithm of geophysical data inversion based on non-probabilistic presentation of a priori information and definition of Pareto-optimality // Inverse problem. 2000. – V.16. – P. 839-861.

5. Metropolis N., Rosenbluth A.W., Rosenbluth M.N. Equation of state calculation by fast computing machines // J. Chem. Phys. 1953. – V.6. – 1087-1092.
6. Mosegaard K., Tarantola A. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems // J.Geoph.Research. 1995. – 100 (B7). – P. 12431 – 12447.
7. Mosegaard K., Sambridge M. Monte Carlo Analysis of inverse problems // Inverse problems. 2002. – Vol. 18. – P. 29-54.
8. Press F. Earth models obtained by Monte Carlo inversion // J. geophys. Res. 1968. – Vol. 73. – P. 5223-5234.
9. Rothman D.H. Automatic estimation of large residual statics corrections // Geophysics. 1986. – Vol. 51. – P. 332-346.
10. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // Geophysical journal international. 1999. – Vol. 138, № 2. – P. 479-494.
11. Tarantola A, Valette B. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion // Rev.Geophys. 1982. – V. 20. – 219-232.

МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ ОЦЕНКИ ДОСТОВЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

*Кобрунов А.И. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта),
Бурмистрова О.Н. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта),
Мотрюк Е.Н. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта, emotruk@ugtu.net)*

Аннотация. Рассматриваются методы многовариантного моделирования, используемые при оценке достоверности построения геологических моделей. Особое внимание уделяется методу стохастического моделирования. Приведены результаты применения моделирования зависимостей «остаточной водонасыщенности» – «коэффициента пористости» для разных наборов данных с использованием разработанной технологии нечёткого моделирования.

Ключевые слова: многовариантное моделирование, метод перекрестной оценки, метод стохастического моделирования, нечеткие петрофизические модели.

Важную роль на поисковом и разведочном этапах разработки месторождения играет оценка достоверности геологической модели, поскольку позволяет определить коммерческие риски освоения проекта в целом. Для того, чтобы дать полноценный анализ имеющейся геологической информации и определить значимые элементы геологического строения залежей, их удельный вес при оценке запасов и масштаб относительной ошибки, решается задача многовариантного моделирования и вероятностной оценки геологических запасов нефти.

Для оценки степени достоверности построенных моделей и рисков бурения новых скважин на основе 3D моделирования чаще всего используются два метода [1,3,4]: перекрестной оценки (cross-validation) и стохастического моделирования с оценкой неопределенности (uncertainty assessment). Метод *перекрестной оценки* («выколотой скважины») заключается в последовательном исключении скважин из набора, использовавшегося при построении модели, и оценке погрешности построения модели в точках скважин. Метод *стохастического моделирования* позволяет получить представительный ансамбль реализаций, который может учитывать неопределенность в структурных, литологических и петрофизических построениях. На основании этих данных определяются достоверность построения геологической модели, возможные диапазоны разброса параметров модели, гистограммы распределения запасов, зоны повышенного риска бурения и др.

При оценке достоверности построения модели методом *перекрестной оценки* выполняется процесс многократного построения модели с последовательным исключением скважин

из набора исходных данных при сохранении всех остальных настроек неизменными. Таким образом, в районе отсутствующих («выколотых») скважин изменяются структурный каркас пласта, распределения литофаций и петрофизических свойств. Поверхности флюидных контактов, как правило, не изменяются. В качестве базового варианта используется вариант построения модели со всеми скважинами. По результатам расчетов могут быть построены, например, карты ошибок структурного каркаса и величин ошибок нефтенасыщенных толщин в скважинах, характеризующие достоверность построения модели.

Метод перекрестной оценки на примере построения нечеткой петрофизической модели тестового месторождения отношения между параметрами «пористость по керну» и «остаточная водонасыщенность». Для построения нечеткой петрофизической модели использовалась разработанная авторами технология [5]. Исходные данные «пористость – остаточная водонасыщенность» по всем скважинам представлены на рисунке 1, построенная нечеткая петрофизическая модель представлена на рисунке 2. Далее выполняется процесс многократного построения модели с последовательным исключением скважин из набора исходных данных.

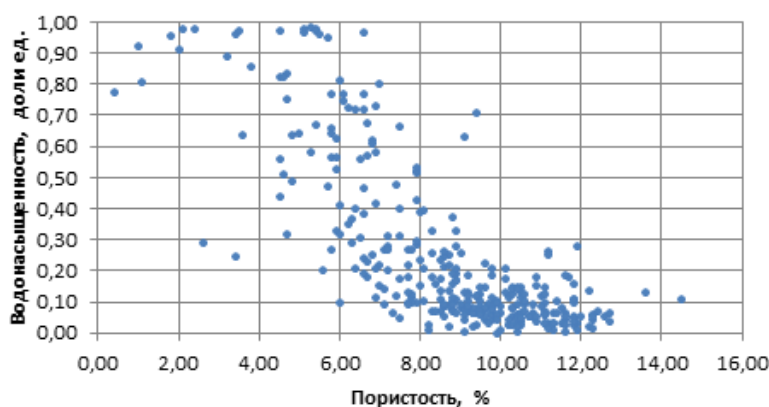


Рис. 1. Исходные данные для отношения «пористость - водонасыщенность»

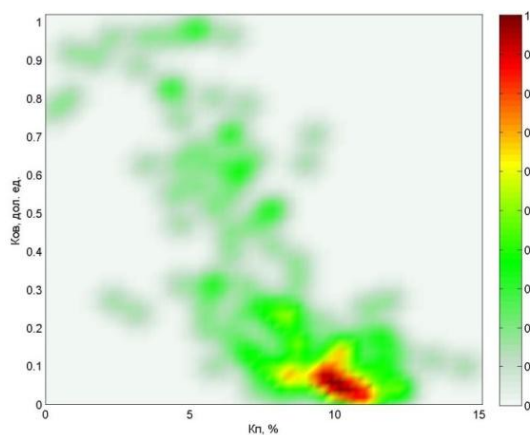


Рис. 2. Нечеткая петрофизическая модель «пористость – водонасыщенность»

Так как количество измеренных данных на скважинах сильно варьировалось, максимальная ошибка прогноза не достигает 60%. Полученный результат (рис.3) показывает, что исключение скважин при оценке достоверности не вносит каких-либо существенных изменений в общую картину, но доказывает адекватность применения технологии нечеткого моделирования при прогнозе параметров.

При оценке достоверности модели методом *стохастического моделирования* выполняется процесс многократного перестраивания модели на основе изменений поверхностей структурного каркаса и флюидных контактов [2]. Диапазон изменений параметров задается

исходя из погрешности исходных данных (сейсморазведки, инклинометрии, керновых измерений, тесноты зависимостей керн-ГИС) и разумных ограничений на положение контактов – например, от подошвы последнего нефтенасыщенного пропластка до гидрозамка структуры. Затем выполняются многочисленные расчеты кубов литофаций и петрофизических свойств. Диапазоны изменения параметров обычно стараются брать по аналогии с данными по изученным отложениям на разбуренных месторождениях.

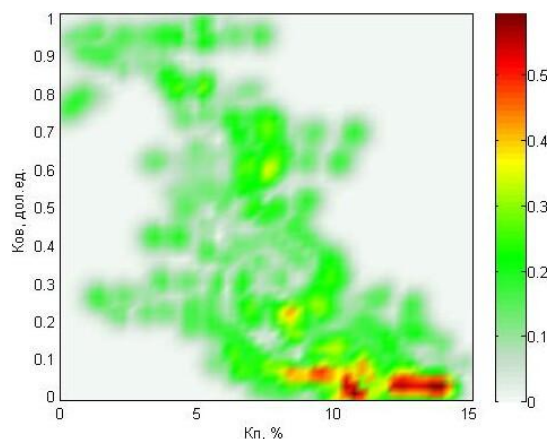


Рис. 3. Суммарная ошибка

Получение при выполнении стохастического моделирования большого ансамбля реализаций модели позволяет исследовать влияние неоднозначности структурных построений, поверхности водонефтяного контакта и кубов фильтрационно-емкостных свойств на точность местоположения внутреннего и внешнего контуров нефтеносности, площади нефтеносности, а также объема нефтенасыщенных пород и запасов углеводородов.

Основные результаты оценки неопределенностей представляются обычно в следующем виде:

- карты неопределенности и рисков,
- карты вероятности наличия нефтенасыщенной толщины выше порогового значения,
- гистограммы распределения запасов углеводородов,
- графиков «торнадо» и круговых диаграмм, показывающих степень чувствительности модели к вариациям исходных данных.

Следует заметить, что на поисковом и разведочном этапах в тех случаях, когда невелик объем надежной геологической информации об объекте или когда хотят быстро получить оценку вариаций запасов, расчет запасов и ресурсов углеводородов производят по методу Монте-Карло без использования трехмерного геологического моделирования. Метод Монте-Карло – общее название группы численных методов, основанных на получении большого числа реализаций стохастического (случайного) процесса, который формируется таким образом, чтобы его вероятностные характеристики совпадали с аналогичными величинами решаемой задачи. Для каждого подсчетного параметра на основе анализа имеющихся априорных данных, выполняемого обычно экспертным путем, задаются возможные пределы изменения значений, тип статистического распределения (равномерное, нормальное и др.) и значения его параметров. В соответствии с указанными распределениями, как правило, методом Монте-Карло, или реже другим сходным методом, моделируются независимо возможные случайные значения каждого подсчетного параметра. Эта процедура повторяется многократно для создания достаточно представительной выборки. Затем путем перемножения этих случайных значений подсчетных параметров, которые являются сомножителями, входящими в уравнение объемного метода подсчета запасов (ресурсов), рассчитывается результирующее распределение возможных величин запасов или ресурсов. Получаемая интегральная функция распределения отражает вероятность существования запасов (ресурсов) заданной величины.

Определяются также такие стандартные статистические величины как наиболее вероятное значение, и/или среднее арифметическое, и/или модальное значение, диапазон возможных значений, и стандартное отклонение и/или дисперсия.

Рассмотрим метод случайных испытаний (Монте-Карло) на примере построения вариантов нечетких петрофизических моделей отношений между параметрами «пористость по керну» и «остаточная водонасыщенность». Синтезирование новых экспериментальных данных петрофизических зависимостей для физико-геологических параметров осуществляется с помощью метода случайных испытаний по заданным статистическим характеристикам (математическое ожидание, дисперсия, среднеквадратичное отклонение), соответствующим распределению исходных данных.

Эксперимент 1. Зависимость коэффициента остаточной водонасыщенности от коэффициента пористости по керну для первого набора данных тестового месторождения.

Статистические характеристики:

Математическое ожидание: $MX = 7,64$; $MY = 0,21$.

Дисперсия: $DX = 5,36$; $MY = 0,04$.

Среднеквадратичное отклонение: $SX = 2,31$; $SY = 0,19$.

Новые наборы данных генерируются путем многократного повторения процедуры генерации случайных чисел по заданным характеристикам (математическое ожидание, дисперсия, интервал выборки) (рис. 4).

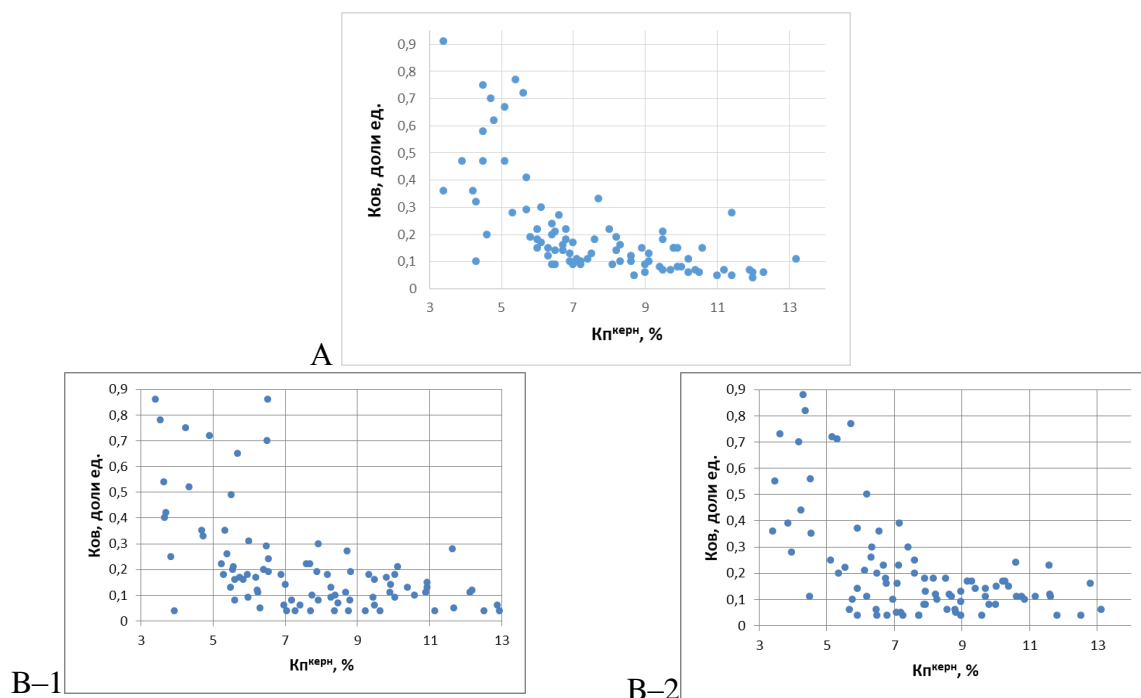


Рис. 4. Зависимость коэффициента остаточной водонасыщенности от коэффициента пористости по керну для первого эксперимента: А – исходные данные, В – синтезированные варианты 1 и 2 методом случайных испытаний

Полученные новые распределения данных зависимости коэффициента остаточной водонасыщенности по керну от коэффициента пористости по керну укладываются в статистические характеристики исходных данных (рис. 5). Отклонения между исходными данными и полученными методом случайных испытаний укладываются в 2,5 %.

Эксперимент 2. Зависимость коэффициента остаточной водонасыщенности от коэффициента пористости по керну для второго набора данных тестового месторождения.

Статистические характеристики:

Математическое ожидание: $MX = 6,92$; $MY = 0,56$.

Дисперсия: $DX = 4,58$; $MY = 0,11$.

Среднеквадратичное отклонение: $SX = 2,14$; $SY = 0,33$.

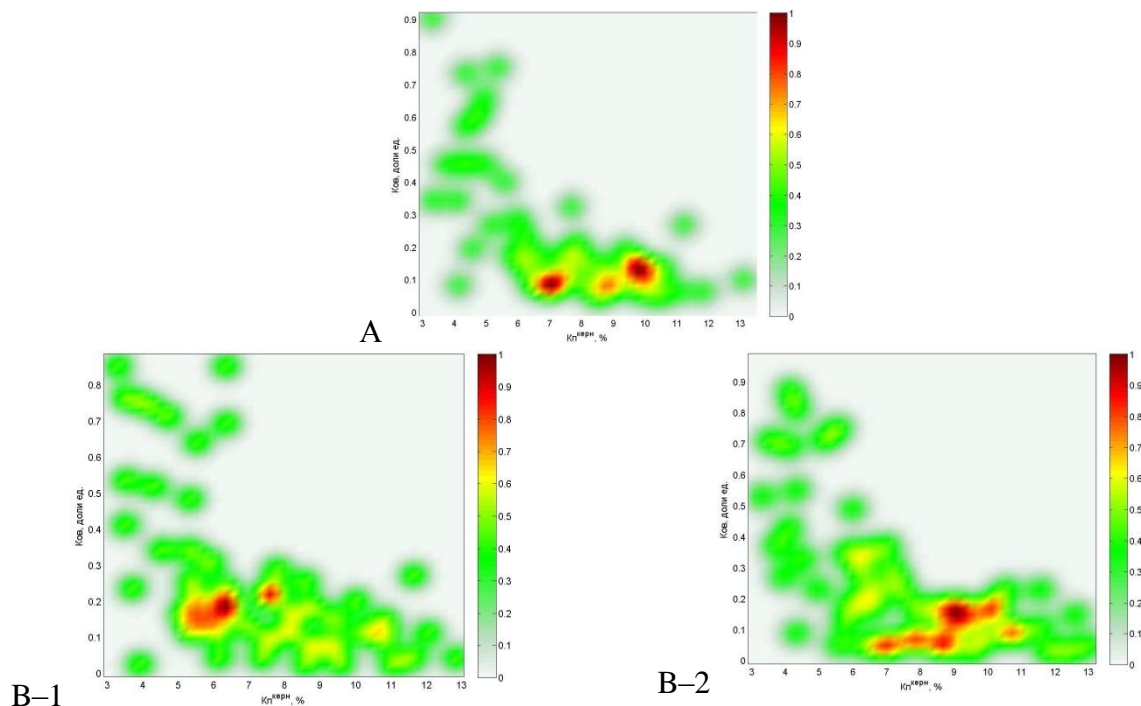


Рис. 5. Нечеткие петрофизические модели «остаточная водонасыщенность – пористость по керну» для первого эксперимента: А – построенная по исходным данным, В – построенные по синтезированным вариантам 1 и 2 методом случайных испытаний

Новые наборы данных генерируются путем многократного повторения процедуры генерации случайных чисел по заданным характеристикам (математическое ожидание, дисперсия, интервал выборки).

Полученные новые распределения данных зависимости коэффициента остаточной водонасыщенности по керну от коэффициента пористости по керну укладываются в статистические характеристики исходных данных (рис. 6,7). Отклонения между исходными данными и полученными методом случайных испытаний укладываются в 2,5 %.

Новые варианты синтезированных данных для отношения коэффициента остаточной водонасыщенности от коэффициента пористости по керну для первого набора данных тестового месторождения не несут дополнительной информации, добавляя неопределенность в исходные данные. Результатом оценки является заключение, что построенная модель вполне поглощает те возможные вариации, которые возникают за счет возможных погрешностей в исходных данных.

В статье рассмотрены методы многовариантного моделирования, используемые при оценке достоверности построения геологических моделей: метод перекрестной оценки и метод стохастического моделирования. Приведены результаты применения моделирования зависимостей «остаточная водонасыщенность» – «коэффициент пористости» для разных наборов данных при помощи разработанной авторами технологии нечеткого моделирования. Показано, что величина ошибки при использовании метода перекрестной оценки сильно зависит от количества данных по той или иной скважине, а метод Монте-Карло позволяет количественно оценить качество исходных данных. Результаты экспериментов демонстрируют адекватность применения технологии нечеткого моделирования при прогнозе параметров.

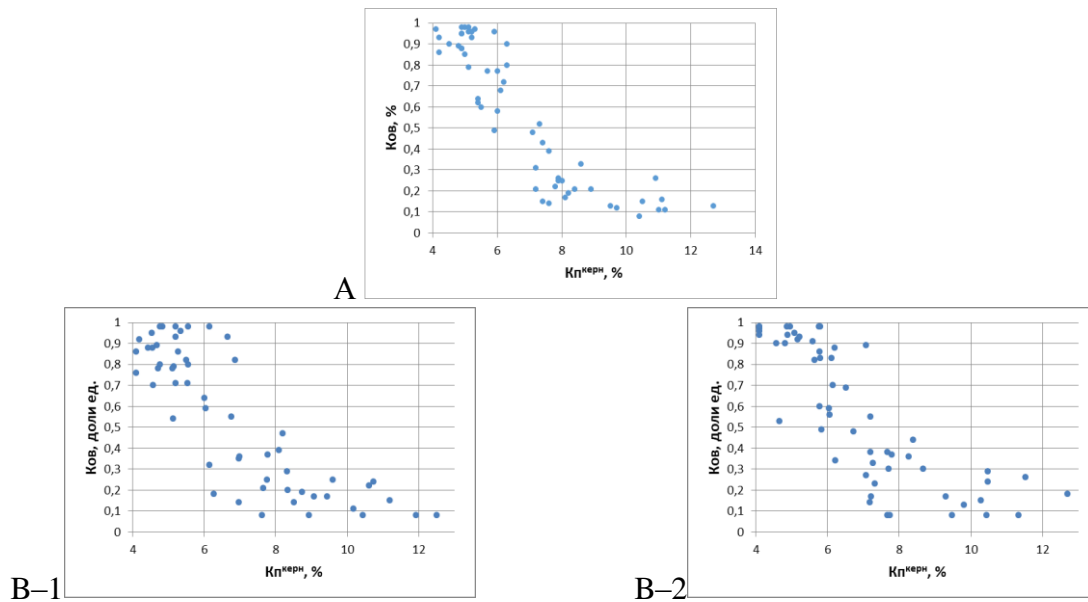


Рис. 6. Зависимость коэффициента остаточной водонасыщенности от коэффициента пористости по керну для второго эксперимента: А – исходные данные, В – синтезированные варианты 1 и 2 методом случайных испытаний

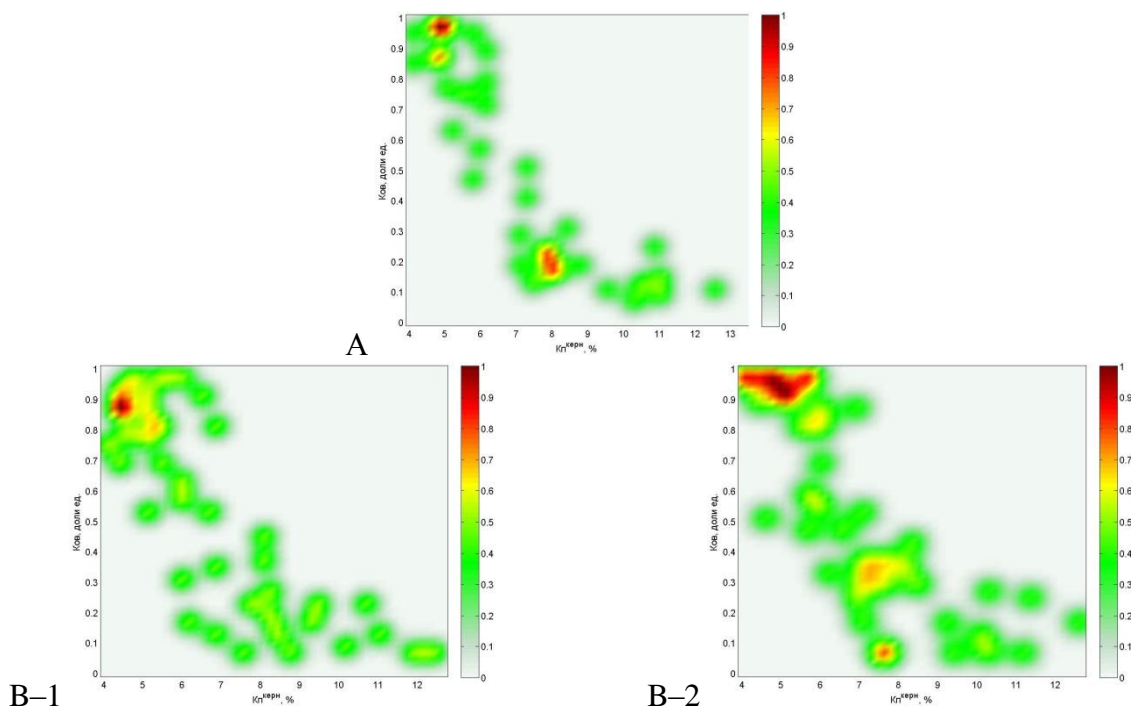


Рис. 7. Нечеткие петрофизические модели «остаточная водонасыщенность – пористость по керну» для второго эксперимента: А – построенная по исходным данным, В – построенные по синтезированным вариантам 1 и 2 методом случайных испытаний

Список литературы

1. Deutsch C. V. Geostatistical Reservoir Modeling. Oxford University Press, 2002.
2. Дерюшев А. Б., Потехин Д. В. Применение многовариантного моделирования при распределении K_p с целью оценки достоверности построения трехмерных литолого-

фациальных моделей на примере Нижнетиманских отложений Кирилловского месторождения // Нефтегазовое и горное дело. – 2012. – №5. – С. 32-38.

3. Дюбрул О. Использование геостатистики для включения в геологическую модель сейсмических данных // EAGE publication. – 296 с. – 2002.

4. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики // Ж. Матерон. – 1968.

5. Монография «Физико-математическое моделирование в науках о земле» : сборник научных трудов / А. И. Кобрунов О.Н. Бурмистрова, Е.Н. Мотрюк и др. – Ухта : УГТУ, 2018. – 235 с.

ИНФОРМАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Кобрунов А.И. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта),

Дорогобед А. Н. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта),

Кожевникова П. В. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта)

Аннотация. В статье представлены теоретические основы построения информационной модели месторождения, основанные на использовании принципов нечеткого моделирования. Дано изложение концептуальных основ разработанного метода нечеткого моделирования и представлена логическая схема, составляющая каркас технологии построения информационной модели. Описана общая характеристика и анализ проблематики использования традиционных методов регрессионного анализа для выявления петрофизических связей между физико-геологическими параметрами, используемыми при интерпретации данных ГИС.

Ключевые слова: цифровая геологическая модель, петрофизическая модель, геолого-геофизические данные, неопределенность, нечеткая петрофизическая модель, информационная модель, достоверность.

Основной целью моделирования в нефтегазовой отрасли является построение математических и цифровых геологических моделей изучаемых геологических объектов, представляющих интерес с точки зрения перспектив нефтегазоносности.

Геологическая модель представляет систему элементов геологического строения, обобщенно и достаточно полно описывающая состав, структуру, размеры, форму исследуемого геологического объекта и его вмещающей среды [1].

Цифровая геологическая модель представляет собой сеточный структурный каркас, каждая ячейка которого характеризуется набором связанных между собой и со структурой петрофизических параметров.

Общая технология цифрового геологического моделирования заключается в построении системы моделей. В состав каждой из моделей входит:

- анализ исходных геолого-геофизических данных;
- установление связи между регистрируемыми геофизическими параметрами и итоговыми прогнозными петрофизическими моделями;
- расчет прогнозных параметров по регистрируемым геофизическим и установленным петрофизическим моделям.

Основные компоненты преобразования исходных данных в прогнозную модель промыслово – геологических параметров месторождения отражаются через генерализованную информационную структуру интегрированной физико–геологической модели месторождения. В частном случае для геолого-промысловых параметров данная схема выглядит так, как показано на Рисунке 1.



Рис. 1. Информационная структура физико-геологической модели месторождения

Основное назначение *геометрической модели* – определение объектов для выполнения прогнозных оценок о промыслово-геологических параметрах месторождения.

Необходимо отметить, что основой построения таких моделей являются геолого-геофизическая информация, и петрофизические зависимости.

Основной информацией для построения качественных цифровых геологических моделей месторождения являются достоверные и качественные результаты интерпретации ГИС-геолого-геофизических параметров, существенно зависящие от достоверности петрофизической модели.

Петрофизическая модель - установленная зависимость между петрофизическими свойствами коллектора, определяемыми по данным ГИС, литологическими, фильтрационно-емкостными свойствами и параметрами насыщения. Это ключевое понятие в моделировании.

При этом реальная геолого-геофизическая информация, служащая основой для построения петрофизической модели, характеризуется неоднородностью, фрагментарностью и неопределенностью, имеющей как стохастическую природу, так и в большей мере связанную с внутренней неоднородностью строения среды.

Для интерпретации этих параметров используются различные петрофизические зависимости (связи). Практически все связи, являются корреляционными, это связано с тем, что объекты исследования петрофизики (образцы и пласты горных пород) имеют сложный минералогический состав, химический и фазовый составы, а также очень сложную геометрию пустотного пространства.

При построении регрессионных уравнений априори принимается их параметрическое представление в форме аналитической модели с подлежащими определению параметрами. Построенная модель обязательно сопровождается оценкой меры тесноты и достоверности связи между найденной регрессионной зависимостью и исходным полигоном. Этот этап требует отдельных и самых тщательных рассмотрений.

Найденные регрессионные зависимости используются для прогнозирования одних параметров по измеренным другим. Другие, в свою очередь, также служат для прогнозирования следующего этажа параметров. Погрешности в используемых связях, как и собственно разброс самих измеренных данных, передаются в форме неопределенностей к итоговому прогнозируемому параметру, и накапливаются по мере удлинения цепочки прогноза.

Различная степень обеспеченности реальными данными фрагментов модели, ее возможная неполнота для отдельных измеренных и используемых при прогнозировании значений параметров, приводит к тому, что объективно различные фрагменты прогнозируемой модели определяются с различной степенью надежности, допуская многовариантное толкование. Данные обстоятельства повышают технико-экономические риски принятия решений о проекте разработки залежей [2] и требуют объективной оценки, меры информационной обеспеченности выполненных построений различных фрагментов.

В традиционных схемах моделирования итоговая модель представляется без анализа неизбежных неопределенностей в ней, наследуемых неопределенностью исходных данных и использованных законов преобразования. В лучшем случае выполняется многовариантное моделирование, состоящее в построении иного варианта моделей с несколько измененными, подвергнутыми вариациям исходными данными [3].

Нечеткость исходных данных, и объективная нечеткость моделей в задаче нефтегазовой геологии приводит к построению нечеткой геологической модели и введению понятия нечеткого моделирования при создании математических моделей нефтегазоперспективных объектов и оценке их параметров. Как правило для описания разовых событий и измеренных величин, характеризующихся неопределенностью, служит теория вероятности. Однако стоит уточнить, что теория вероятностей для описанных задач слишком сложна, поскольку условие нормировки вероятностных законов исключительно усложняет вычислительную схему и противостоит естественности, поскольку вероятность основана на многократном измерении, что в принципе не реализуемо. Поэтому альтернативой теории вероятностей служит теория нечеткого моделирования.

Нечеткое моделирование состоит в преобразовании нечетких данных и системы нечетких петрофизических моделей в модели геологического строения. Математической основой такого моделирования служат нечеткие величины, нечеткие отношения, способы их описания и оперирования с ними, включая алгебраические, логические операции, и правила композиции нечетких величин (прежде всего нечетких отношений).

Конструирование нечеткой геологической модели представляет синтез спрогнозированных функций принадлежности, для параметра по системе скважин с использованием нечеткой импликации полученных прогнозных распределений и законов пространственного изменения параметров. Это объединение в единую функцию принадлежности на пространстве моделей, служит информационной моделью для пространственного распределения изучаемого параметра, и имеет смысл поля достоверности на пространстве моделей [4].

Информационная модель распределения изучаемого параметра представляют собой нелинейный оператор, отображающий пространство моделей как функции координат в пространство полей достоверности этих моделей в каждой пространственной точке. Изменение подставляемой в оператор модели приводит к изменению поля достоверности.

Обобщенная технологическая схема построения информационной модели представлена на рисунке 2. Данная схема основана на нечетких петрофизических моделях и теоретических принципах нечеткого логического вывода, выраженного в построении композиций Мамдани и нечетких композиций в целом [5].

Нечеткие петрофизические модели основаны на представлении полигона рассеяния экспериментальных данных в фазовом пространстве параметров, как реализации нечеткой величины, описываемой функцией принадлежности для нечеткого отношения между рассматриваемыми физико-геологическими параметрами.

В таблице 1 приводится соответствие между действиями в методах на основе традиционного регрессионного анализа и их условных аналогов в технологии нечеткого прогнозирования.

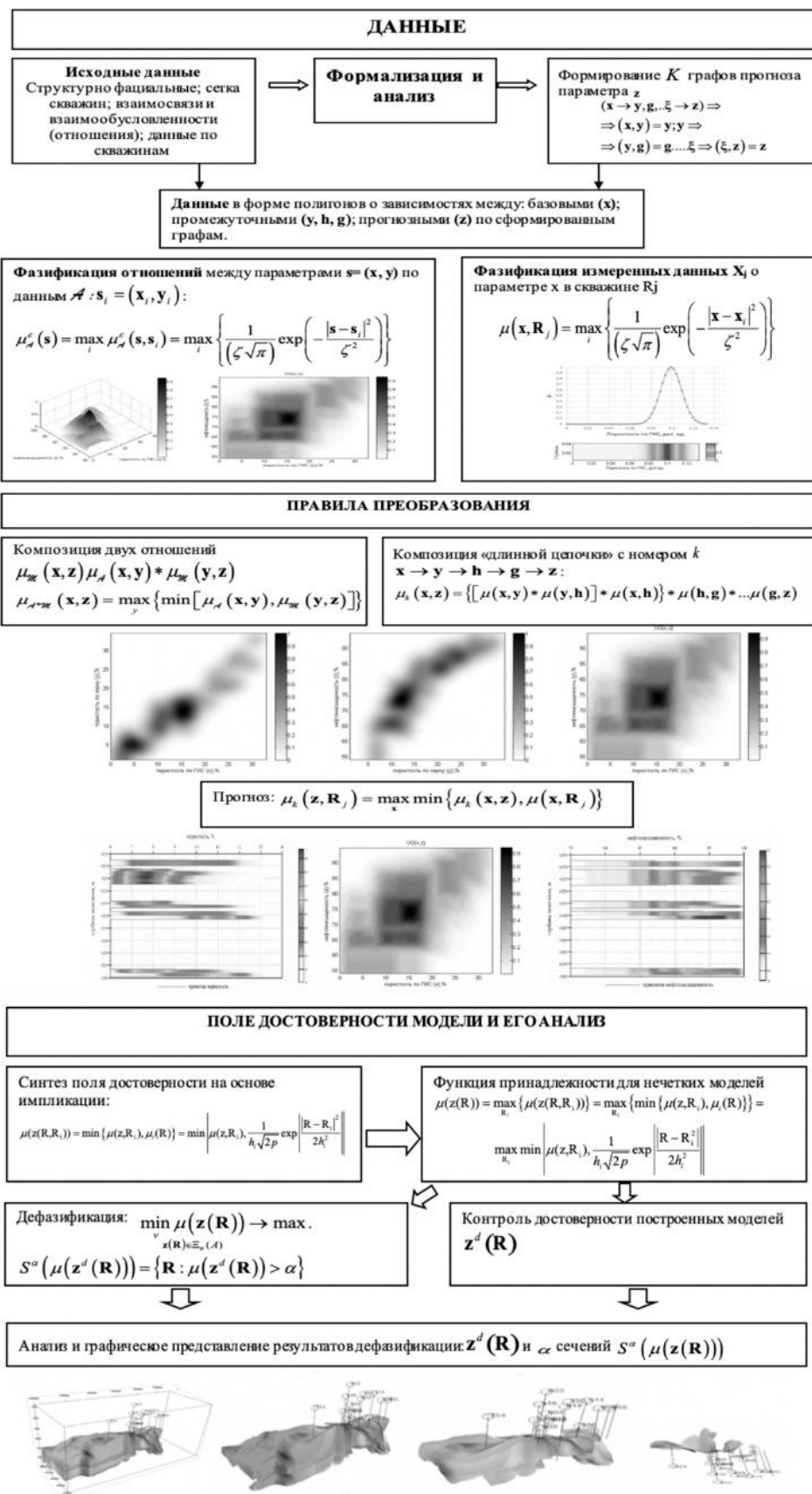


Рис. 2. Технологическая схема построения информационной модели

Технологическая таблица соответствий

Традиционная регрессионная схема	Метод нечеткого прогнозирования
Уравнение регрессии $y = f(x)$	Функция принадлежности $\mu(x, y)$. Поле достоверности данных используется вместо выборки вдоль линии регрессии
Подстановка в уравнение $z = \varphi(y)$ уравнения $y = f(x): z = \varphi(f(x))$	Композиция $\mu(x, z) = \max_y \min\{\mu(x, y), \mu(y, z)\}$ Находится нечеткая петрофизическая модель, отражающая реальные данные вместо идеализированной зависимости между переменными
Прогноз по значениям x_i величин $z_i = \varphi(f(x_i))$	Прогноз функции принадлежности: $\mu(z_i) = \max_{x_i} \min\{\mu(x_i), \mu(x_i, z_i)\}$ Вместо одного прогнозного значения выбранного из $z_i = \varphi(f(x_i))$ вводится нечеткая модель реальных измерений $\mu(x_i)$, и прогнозируется поле достоверности итогового параметра z_i
Замена переменных в уравнении петрофизической модели $y = f(x)$ на новую переменную $z = \varphi(y)$ (расчет z по y)	$\mu(x, z) = \mu(y, x) * G[z, \varphi(y)]$ $G[z, \varphi(y)]$ - надграфик для $z = \varphi(y)$ представляющий собой на плоскости переменных X, Y множество точек $\{z, \varphi(y)\}$. Частный случай композиции $\mu(x, z) = \max_y \min\{\mu(x, y), \mu(y, z)\}$

Заключение: информационные модели обладают высокой степенью наглядности и возможностью получать для каждого параметра, используемого при построении цифровой геологической модели, распределение его достоверности по возможным значениям.

Построенные информационные модели позволяют проверить на обеспеченность исходной информацией выполненных построений и, тем самым, оценить уровень доверия независимо построенных геологических моделей. Это позволяет обеспечить многовариантность построений геологических моделей адекватно реально имеющейся информации с дифференцированной оценкой достоверности вариантов прогноза, и обеспечить управление рисками принятия управленческих решений, к принятию решений по разработке месторождения.

Список литературы

1. Алымова М. В. Многовариантное 3D моделирование строения залежей УВ для повышения надежности оценки их геологических запасов нефти и снижения рисков при проведении разведочных работ // WschodnioeuropejskieCzasopismiNaukowe. 2016. №8. С. 109-114
2. Еремин Н. А. Моделирование месторождений углеводородов методами нечеткой логики. М: Наука. 1994. 462 с
3. Старобинец А.Е. Методика вероятностной оценки достоверности запасов и ресурсов нефти и газа. // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. №4 М.: ВНИИОЭНГ. С. 14-16.
4. Кобрунов А.И. Дорогобед А.Н. Кожевникова П.В. Элементы информационной экспертизы результатов геологического моделирования в нефтегазовой геологии // Геофизика. 2017. № 1. С. 16-21.

5. Кобрунов А.И. Дорогобед А.Н. Кожевникова П.В. Метод нечеткого логического вывода и информационная обеспеченность результатов моделирования в нефтегазовой геологии // Геоинформатика. 2016. № 2. С. 35-40

КРИТЕРИИ ОПТИМАЛЬНОСТИ ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИКИ

Кобрунов А.И. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта),

Мотрюк Е.Н. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта, emotruk@ugtu.net),

Бурмистрова О.Н. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта)

Аннотация. В работе описан метод решения обратных задач геофизики в рамках критериального подхода на примере гравиметрии. Представлены критерии оптимальности следующих классов: равномерный, интегральный квадратичный, корреляционный. Особое внимание уделено критерию, в основе которого лежит учет неопределенности информации с использованием элементов теории множеств, в частности, с использованием функции принадлежности.

Ключевые слова: обратные задачи геофизики, функционал, равномерный, интегральный квадратичный, корреляционный критерии оптимальности, функция принадлежности.

Анализ и решение обратных задач гравиметрии является актуальным и значимым направлением в геологоразведке. Практическая значимость результатов зависит от конкретных геологических условий, которые необходимо по возможности максимально учитывать. Построенные при этом структурно-плотностные модели геологической среды позволяют не только прогнозировать месторождения полезных ископаемых, но и несут информацию о генезисе и эволюции изучаемого геологического объекта.

При всем многообразии методов и технологических приемов анализа гравиметрических данных (и решении родственных задач) можно выделить четыре альтернативных принципа в их постановке и подходах к решению: содержательно-аппроксимационный принцип; критериально-оптимизационный принцип; эволюционно-динамический принцип; принцип эффективных моделей. Предметом данной работы является рассмотрение различных критериев оптимальности в рамках критериально-оптимизационного подхода к решению обратных задач геофизики

Критериально-оптимизационный принцип используется для нахождения оптимального относительно заданного критерия оптимальности $J[\sigma, g]$ решения обратной задачи [1]. В качестве модели, которая служит нулевым приближением, выбирается геологическая модель g , а в конструкцию функционала J входит дополнительная информация о неоднозначности данных, на основе которых строилось нулевое приближение, и учёт специфических аналитических свойств нормальных решений. Этот критерий представляет собой некоторое вместилище априорной информации об изучаемом распределении параметра, имеет достаточные резервы для выражения разнородной, практически встречающейся о нем информации и исчерпывающе выполняет свою функцию доопределения исходно неопределённой задачи реконструкции изучаемого параметра.

В случае гравиметрии рассматриваются различные модели сред, представленные на рисунке 1. **Плотностная задача гравиразведки** имеет вид:

$$A[\sigma(v)] = \gamma \int_v \frac{\sigma(v) dx dy dz}{[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + z^2]} = u_z(s_0), \quad (1)$$

$$J[\sigma(v)] \rightarrow \min$$

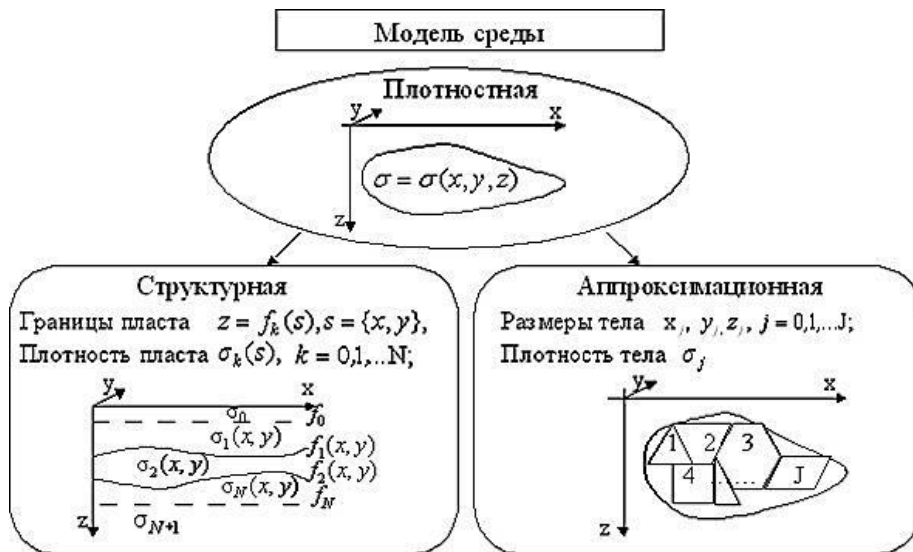


Рис. 1. Иерархическая схема объемных моделей геологической среды

Для ее решения требуется найти распределение плотности $\sigma(v)$ (рис. 1) в классе себе эквивалентных по наблюдаемой $u_z(s_0)$, минимизирующее функционал качества $J[\sigma(v)]$, либо найти оптимальное относительно критерия качества $J[\sigma(v)]$ распределение, так чтобы оно дополнительно еще и удовлетворяло наблюдаемой $u(s_0)$, $s_0 = (x_0; y_0)$. Здесь v – область, где необходимо найти распределение параметра, s_0 – область наблюдения поля u_z , γ – гравитационная постоянная.

Рассмотрим теперь для той же задачи её другую модификацию, в которой важно, во-первых, проявление эффектов нелинейности, а во-вторых, многокомпонентности искомого элемента. Пусть требуется реконструировать **структурную плотностную модель среды** (рис.1), для которой известно число входящих в неё структурных элементов N и плотности этих пластов. Границ входящих в эту модель $N+1$ и они описываются с помощью функции $z = f_i(x, y)$, характеризующих глубину её залегания z в зависимости от координат $\{x, y\}$ на поверхности. Их число на единицу больше, чем число пластов, которые они ограничивают, и сами функции предполагаются однозначными и гладкими. Это не совсем удобно, учитывая возможные разрывные нарушения и структуры типа надвигов, но эти последние ситуации должны учитываться специальными приёмами, входящими в арсенал средств системного анализа, например, введением некоторых эффективных дополнительных объектов. Ограничимся рассмотрением двухмерного случая. Уравнения пространственно-зависимых параметров для двухмерного случая трансформируются в параметры, зависящие от двух координат $s = \{x, z\}$. Координаты точек наблюдения поля обозначаем $s_0 = \{x_0, z_0\}$. Область V представляет собой цилиндрическую область с сечением S каждой из вертикальных плоскостей $y = const$. Вертикальное изменение плотности в структурной модели не допускается. Для того чтобы вывести уравнение связи между структурными элементами – $\mathbf{f}(s) = \{f_i(s), i = 0 \dots N\}$, $\sigma(s) = \{\sigma_i(s), i = 0 \dots N\}$ и «наблюдаемой» вертикальной производной гравитационного потенциала $u_z(s_0)$ воспользуемся исходным двухмерным аналогом уравнения этой связи для распределения плотности $\sigma(x, z)$ в области S нижнего полупространства ($z > 0$):

$$A(\mathbf{f}(x), \psi_j) = \sum_{i=0}^N \int_a^b \Delta\sigma_i(x) \ln \left[(x - x_j)^2 + (f_i(x) - h_j)^2 \right] dx = \frac{\Delta u_z(x_j, h_j)}{\gamma} \quad (2)$$

$$\mathbf{f}(s) = \{f_i(s), i = 0 \dots N\}, \quad h_j = \psi(x_j), \quad j = 0 \dots M$$

$$\Delta\sigma_i(x) = \sigma_i(x) - \sigma_{i-1}(x), \quad \sigma_0 = \sigma_{N+1} = 0$$

где $[a, b]$ – профиль, вне которого границы выходят на асимптоты, а влияние этих зон будет учтено отдельным образом, $\psi = \{\psi(x_j)\}$ – высоты рельефа, в точках которого $s_j = \{x_j, h_j = \psi(x_j)\}$ задано поле, $\Delta\sigma_i(x)$ – перепад плотности на контакте с номером i . Запишем соотношение (2) в операторном виде:

$$\begin{aligned} A(\mathbf{f}(x)) &= u(s_0) \\ J[f(x)] &\rightarrow \min \end{aligned} \quad (3)$$

При формировании критериев оптимальности следует руководствоваться двумя принципами: конструктивность и содержательность. Конструктивность критерия оптимальности $J[\sigma(v)]$ означает что задача (1,3) должна конструктивно решаться и это выполнено, например, тогда, когда совокупность решений этой задачи при $u(v_0)$, имеет явное аналитическое описание. Это множество $\mathfrak{R}(A, X)$, называется экстремальный классом для критерия оптимальности $J[\sigma(v)]$. Он совпадает с множеством решений уравнения Эйлера для вариационной задачи (3) при $u(v_0)$ пробегающем все $\text{Im}A[\sigma(v)]$. Содержательность означает, что в нем учтено влияние эффектов, связанных с характерными особенностями нормальных (имеющих минимальную норму в соответствующем банаховом пространстве) решений.

Интегральные квадратичные критерии оптимальности.

Предположим, что в задаче (1) относительно изучаемой плотностной модели $\sigma(v)$ высказаны предположения, представленные в форме нулевого приближения – описываемого функцией $\sigma^*(v)$ и кроме того оценена погрешность построения нулевого приближения $\sigma^*(v)$ в каждой точке $v \in V$. Эта погрешность есть функция пространственных координат: $\tau(v)$. Тогда мерой проверки пробного решения на истинность может служить оценка его правдоподобия. Из двух распределений $\sigma_1(v)$, $\sigma_2(v)$, каждое из которых удовлетворяют интерпретируемому полю $u(s_0)$, т. е. уравнению (1) предпочтительнее то, которое имеет меньшую меру расхождения с принятым нулевым приближением.

$$J(\sigma(v)) = \int_V \left[\frac{\sigma(v) - \sigma^*(v)}{\tau(v)} \right]^2 dv \quad (4)$$

Выражение (4) и представляет собой интегральный критерий. Тогда задача (1,2) становится задачей построения нормального решения уравнения (1) в пространстве $L_2(V)$ с весом $\frac{1}{\tau(v)}$. Обобщая этот случай, рассмотрим в качестве критериев оптимальности величину:

$$J[\sigma(v)] = \|F\sigma(v)\|_{L_2} \quad (5)$$

Здесь F линейный замкнутый оператор. Критерий (5) можно трактовать, как требование найти наиболее близкое к нулю в смысле средних квадратов решение. Естественным служит ожидание некоторой равномерной близости к нулю результата во всех точках области V . Однако результатом оказывается гармоническая функция – функция, имеющая максимальные по модулю значения на границе области и выполаживающаяся, монотонно убывающая от максимума к другому краю области. Именно это распределение даёт меньшие значения суммарного отклонения от нуля, чем равномерно «размазанное» по всей области V решение. Возникает не соответствие результата ожиданиям и это затрудняет непосредственное, прямое практическое использование подобных критериев. В этой связи желательно введение и иных типов критерия оптимальности, обеспечивающего отбор решений из множества эквивалентных, выражающих различную информацию об искомом решении.

Вернемся к структурной задаче (3). Реконструировать $N + 1$ функцию $f_i(x)$, $i = 0 \div N$ по одной известной $\Delta u_z(x_0)$ – задача недоопределённая. Рассмотрим, какого сорта информация об изучаемой модели среды, помимо, уже введенной, может использоваться. Источником информации служат данные бурения, других геофизических методов и некоторые общие соображения о генезисе и эволюции изучаемого участка. Бурением вскрыты горизонты и имеется достоверная информация о глубинах залегания границ в этих точках. Проведенная сейсморазведка с разной степенью достоверности на различных участках позволяет определить глубину залегания плотностных границ. Объединяющим началом всей информации может служить ранжированность. Можно предположить, что для каждой точки профиля возможные глубины залегания границ образуют вполне упорядоченное множество: для каждых двух произвольно взятых глубин z_1 и z_2 можно указать, какая из них более предпочтительна, или они имеют одинаковый ранг (рейтинг) – в том числе ранг недопустимой глубины (например, на дневной поверхности или выше нее). Используемые функции правдоподобия являются вместилищем априорной разнородной информации. Задача (3) приобретает вид:

$$A(\mathbf{f}(x), \psi_j) = \sum_{i=0}^N \int_a^b \Delta \sigma_i(x) \ln \left[(x - x_j)^2 + (f_i(x) - h_j)^2 \right] dx = \frac{\Delta u_z(x_j, h_j)}{\gamma}$$

$$\mathbf{f}(s) = \{f_i(s), i = 0 \dots N\}, \quad h_j = \psi(x_j), \quad j = 0 \dots M$$

$$\sum_{i=0}^N \int_a^b \frac{(f_i(x) - f_i^*(x))^2 dx}{\tau_i^2(x)} \rightarrow \min \quad (7)$$

Здесь $f_i^*(x)$ – оценка среднего значения, $\tau_i(x)$ оценка стандартного среднеквадратичного отклонения. Величины $f_i^*(x)$ в трактовке законов распределений вероятностей имеют смысл поточечных оценок среднего для возможных глубин залегания границы, нулевое приближение к глубине залегания, $\tau_i(x)$ – априорная оценка среднеквадратичной погрешности построения нулевого приближения. Это задача на условный минимум, в которой условиями служат M уравнений, обеспечивающие требование того, чтобы все сравниваемые по критерию оптимальности (7) границы принадлежали одному классу эквивалентности по гравитационному полю с учетом параметризации наблюдаемых Мего компонент $\Delta u_z(x_j)$. Для её решения воспользуемся принципом Лагранжа, в соответствии с которым должны найтись M чисел λ_j , таких, что экстремаль задачи на условный минимум совпадает с экстремалью на безусловный минимум для задачи:

$$\sum_{i=0}^N \int_a^b \frac{(f_i(x) - f_i^*(x))^2 dx}{\tau_i^2(x)} + \sum_{j=0}^M \lambda_j \int_a^b \Delta \sigma_i(x) \ln \left[(x - x_j)^2 + (f_i(x) - h_j)^2 \right] dx \rightarrow \min \quad (8)$$

Применимость принципа Лагранжа требует, чтобы оператор $A(\mathbf{f}(x), \psi)$ в (7) был непрерывно дифференцируем, а его производная (Фреше) регулярна в окрестности точки экстремума – решения $\mathbf{f}(x) = \{f_i(x), i = 0, \dots, N\}$. Выполнение этих условий предполагается. Далее решаем с учетом приближенности исходных данных и используем методы вычислительной математики. В частности можно воспользоваться приёмами итерационной регуляризации [1], сконструировав итерационный процесс.

Корреляционные критерии оптимальности.

Корреляционные критерии оптимальности выражают либо факт зависимости изучаемой модели распределённого параметра $\sigma(v)$ от некоторого другого параметра, который обозначим $\zeta(v)$, либо взаимозависимость различных компонент модели для $\sigma(v)$. Типичным примером первой ситуации служит использование принципа наилучшей связи между искомой моделью среды (например, плотностной) и заданной $\zeta(v)$ – например, скоростной, при условии, что результирующая плотностная модель $\sigma(v)$ удовлетворяет требуемому гравитационному полю $u(v_0)$. Задача максимизации коэффициента корреляции $r[\sigma(v); \zeta(v)]$, по определению понятия корреляции, означает нахождение наилучшей линейной связи $R: \sigma(v) = R[\zeta(v)]$

либо $R^{-1}:\xi(v)=R^{-1}[\sigma(v)]$. Сама эта связь ищется по принципу наименьших квадратов между искомой моделью $\sigma(v)$, которая, дополнительно должна удовлетворять уравнению $A[\sigma(v)] = u(v_0)$ и заданной $\xi(v)$. Но последнее означает, что искомое распределение $\sigma(v)$ должно быть, при найденной линейной связи $R:\sigma = R[\xi]$ между значениями параметров σ и ξ решением задачи:

$$A\sigma(v) = u_z(v_0); \quad (9)$$

$$\|\sigma(v) - R[\xi(v)]\|_{L_2(v)}^2 \rightarrow \min$$

Таким образом, результатом служит исходная модель для распределённого параметра $\xi(v)$, подвергнутая линейному преобразованию типа $\sigma = \alpha\xi + \beta$, где α, β – константы. С содержательной точки зрения этот вид критерия приводит к частному случаю решений интегральных квадратичных критериев, без возможности регулирования свойств решения за счёт варьирования принципов оптимальности (фиксирован оператор F).

Рассмотрим другой случай – ситуацию, когда искомый объект многокомпонентен и его компоненты взаимосвязаны между собой. Это, например, случай уже рассмотренных границ, разделяющих пласты заданной плотности так, что для каждой точки и каждой границы указана мера зависимости глубины залегания этой границы от глубины залегания других границ в той же точке. Также как и ранее, для всех точек и всех границ $z = f_i(x, y)$, $i = 0, \dots, N$ считаем заданным нулевое приближение $z = f_i^*(x, y)$, $i = 0, \dots, N$ и ковариационную матрицу для отклонений от нулевых приближений границ с номерами i и j :

$$\lambda(x, y) = \{\lambda_{ij}(x, y)\} = \text{cov}((f_i(x, y) - f_i^*(x, y))(f_j(x, y) - f_j^*(x, y)))$$

Элементы этой матрицы характеризуют меру зависимости между i и j объектами (границами) в точке (x, y) . Если эти объекты не зависимы, то $\lambda_{ij}(x, y) = 0$ при $i \neq j$. Диагональные элементы суть дисперсии (оценки дисперсии) отклонения нулевого приближения от искомой границы – мера недоверности знания нулевого приближения. Обозначим $\Lambda(x, y) = \{\Lambda_{ij}(x, y)\}$ – матрица обратная к $\lambda(x, y)$. Задача минимизации примет вид:

$$A(\mathbf{f}(x, y)) = u(s_0),$$

$$\iint_S |\Lambda^{1/2} \Delta \mathbf{f}(x, y)|^2 dx dy \rightarrow \min \quad (10)$$

где: $\Delta \mathbf{f}(x, y) = \{f_i(x, y) - f_i^*(x, y), i = 0, \dots, N\}$.

Оператор $A[f]$ рассматривается действующим из пространства $L_2^{N+1}(S)$ в $L_2(E_0)$, где E_0 – горизонтальная плоскость $z = 0$.

Равномерные критерии оптимальности.

Пусть в горизонтальной полосе нижнего полупространства (система координат XYZ , $\Pi = \{-\infty \leq x, y \leq \infty, 0 < z < z_1 \leq z_2 < \infty\} = E_0 \times [z_1, z_2], E_0 = \{x, y: -\infty \leq x, y \leq \infty\}$) требуется восстановить распределение параметра $\sigma(v)$ и известно, что для каждого $z \in [z_1, z_2]$ функция $C(x, y, z)$ с некоторым сдвигом по горизонтали подобна искомому распределению $\sigma(x, y, z)$. Это соответствует требованию максимума функции взаимной корреляции между $\sigma(x, y, z)$ и $C(x, y, z)$ как меры подобия $\sigma(x, y, z)$ и $C(x, y, z)$. Функция взаимной корреляции для каждого $z \in [z_1, z_2]$ рассчитывается по правилу:

$$\iint_{E_0} \sigma(\xi, \eta, z) C(\xi + x, \eta + y, z) dx dy = g(x, y, z) = [\sigma(\xi, \eta, z) * C(-\xi, -\eta, z)]_{\xi\eta}$$

Индексы ξ, η в последнем выражении указывают на то, что свертка выполняется по этим координатам. Критерием оптимальности для отбора распределения $\sigma(x, y, z)$ из класса эквивалентности в этом случае служит требование максимизации функции взаимной корреляции между $\sigma(x, y, z)$ и заданной функцией $C(x, y, z)$ по всем $z \in [z_1, z_2]$. Всегда можно подобрать функцию $R(v)$ так, что эта задача окажется эквивалентной задаче:

$$\max_{x,y \in E_0, z \in [z_1, z_2]} \left\| \sigma(\xi, \eta, z) * C(-\xi, -\eta, z) \right\|_{\xi, \eta} = \left\| \left\| \sigma(x, y, z) * R(x, y, z) \right\|_{x, y} \right\|_{C(\Pi)} \rightarrow \min. \quad (11)$$

Но выражение (11) – это ни что иное, как требование минимума нормы в равномерной метрике трансформации по горизонтальным координатам искомого распределения $\sigma(x, y, z)$ с помощью линейного оператора свертки с функцией $R(x, y, z)$:

$$\max_{x,y \in E_0, z \in [z_1, z_2]} \left\| R\sigma(v) \right\|_{C(\Pi)} \rightarrow \min. \quad (12)$$

Свертка с функцией $R(x, y, z)$ по горизонтальным координатам (в данном случае эти координаты не выписаны как (x, y) и которые можно обозначать по разному, но при этом они принадлежат E_0) обозначена как оператор R , действующий на $\sigma(x, y, z)$. Такого сорта критерии относятся к классу равномерных критериев оптимальности.

Неопределенность физико-геологических моделей может учитываться как критерии оптимальности при решении обратных задач гравиметрии при помощи методов нечеткого моделирования.

В [2,3] разработаны основы теории и методы построения нечетких физико-геологических моделей в форме поля достоверности значений параметров в каждой точке пространства на основе скважинных данных по площади. Концептуально этот подход основан на ранжировании по достоверности исходных зависимостей между наблюдаемыми в скважине геофизическими параметрами. Итогом служит поле достоверности модели, которое для каждой пространственной точки v есть функция достоверности μ для значений параметра. При формировании нечеткой геолого-геофизической модели геологического объекта, отражающей ранжирование по уровню достоверности исследуемых параметров, данные необходимо представлять, как нечеткие величины, операции над ними проводить согласно теории нечетких множеств. Нечеткая величина σ полностью характеризуется своей функцией принадлежности $0 \leq \mu(\sigma) \leq 1$, имеющей смысл меры достоверности. Тогда $J[\sigma(v)]$ в (1) может быть определен так:

$$\left\| \mu(\sigma(v)) \right\|_X = \min_{v \in V} \mu(\sigma(v)) \rightarrow \max, \quad X = C^0(V). \quad (13)$$

Смысл критерия оптимальности (13) заключается в таком подборе $\sigma(v)$, для которого минимальное значение достоверности по пространственным координатам было бы максимальным.

В качестве примера конструкции поля достоверности для пространственно распределенного параметра $\sigma(v)$ приведем следующий. Пусть в точках $v_i, i = 1 \div N$ заданы $\sigma^*(v_i)$ и $\xi(v_i)$ заданные значения функции имеющие смысл центра $\mu(\sigma(v)) : \max_{\sigma(v_i)} \mu(\sigma(v_i)) = \mu(\sigma^*(v_i))$; $\xi(v_i)$ - параметр меры локализации $\mu(\sigma(v))$ в окрестности $\sigma^*(v_i)$. Обозначим

$$\mu_i(\sigma) = \frac{1}{\xi_i \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{\{\sigma - \sigma^*(v_i)\}^2}{2\xi_i^2} \right]. \quad (14)$$

Эта функция принадлежности отражает факт убывания по закону Гаусса достоверности значений плотности по мере их удаления от центра $\sigma^*(v_i)$. Необходимо учесть уменьшение значений функции принадлежности по мере удаления координаты, в которой рассмотрено

значение параметра s от координаты v_i , в которой задано измерение $\sigma^*(v_i)$. Выполняя композицию нечетких величин v и s по принципу нечеткой импликации Мамдани, устанавливающей отношение между v и s для функции принадлежности этого отношения $s(v)$ получим выражение для функции принадлежности для $s(v)$ соответствующую измерению в точке v_i . Тогда, выполняя суперпозицию функций принадлежности для всех измерений в точках $v_i, i = 1 \text{ } \ddot{ } N$ в качестве $\mu(\sigma(v)) = \mu(v)$ можно принять:

$$\mu(\sigma(v)) = \max_i \{ \mu_i(\sigma(v)) \} = \max_i \left\{ \min \left[\frac{1}{\eta_i \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{\{v - v_i\}^2}{2\eta_i^2} \right], \frac{1}{\xi_i \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{\{\sigma - \sigma^*(v_i)\}^2}{2\xi_i^2} \right] \right] \right\}. \quad (15)$$

Соотношение (15) дает итоговое выражение для функции принадлежности – поля достоверности, порожденным совокупностью всех разноточных измерений. Параметр h_i характеризует меру убывания компонент поля достоверности, связанных с i -ым измерением по мере удаления от точки измерения. Какое бы пробное распределение $\sigma(v)$ не было бы подставлено в (16), 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, фрагментарной информации о значениях параметров, образующих фрагменты информации о модели пространственно распределенного параметра $s(v)$.

В статье рассмотрены основные принципы построения критериев оптимальности при решении обратных задач геофизики. Интегральные критерии оптимальности и, в частности имеющие вид квадратичной формы, в целом отражают усредненные характеристики искомого решения. Перспективным является класс критериев основанных на нечетких множествах и выраженных в форме функций принадлежности. Эти критерии возникают как требования, минимизировать максимальную неопределенность в решении. Примеры использования приведенных критериев приведены в [4, 5].

Список литературы

1. Кобрунов А. И. Математические методы моделирования в прикладной геофизике. Избранные главы / Учебное пособие. Часть 2. Системный анализ и моделирование в условиях неопределенности. – Ухта, УГТУ, 2014г.– 154 с.
2. Кобрунов А.И., Мотрюк Е.Н. Использование функций принадлежности параметров модели и критерии оптимальности при решении обратных задач гравиметрии // Успехи современной науки и образования. –2017. – Т. 5, № 2. – С. 196–201.
3. Кофман А. Введение в теорию нечетких множеств.– М.: Радио и связь.– 1982.– 432с.
4. Мотрюк Е.Н., Вельтистова О.М. Моделирование геологической среды Вуктыльской площади при помощи современных компьютерных технологий/ Успехи современного естествознания/ – № 7, 2018, С. 95-101.
5. Вельтистова О.М., Мотрюк Е.Н. Интерпретация данных гравirazведки и сейсморазведки на примере участка гряды Чернышева / 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. 423 с. – С. 290-294.

ПОСТРОЕНИЕ НЕЧЕТКИХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ: МЕТОДЫ, ИХ ПРЕИМУЩЕСТВА И НЕДОСТАТКИ

*Кожевникова П. В. (Ухтинский государственный технический университет, г. Ухта,
aira_dark@list.ru)*

Аннотация. В статье описаны методы построения петрофизических моделей, в частности: регрессионный анализ и метод нечеткого моделирования. К недостаткам регрессионного анализа относится замена экспериментальных данных уравнением, которое не учитывает неоднородность, присущую геологическим и геофизическим данным. Недостатки метода нечеткого моделирования включают необходимость обработки большого объема информации, которая компенсируется учетом структуры исходных данных.

Ключевые слова: петрофизическое моделирование, функции принадлежности, нечеткие модели

Особенностями реальных геолого-геофизических данных, являющихся основой для формирования математических моделей геологических объектов, являются фрагментарность, неоднородность и неопределенность. Практически каждый специалист по разработке месторождений сталкивается с разной степенью неопределенности входной информации: неоднозначностью интерпретации каротажных данных, нехваткой данных по исследованиям свойств керна и пластовых флюидов [1]. Имеется несколько принципиальных методов петрофизического моделирования, различающиеся принципами учета неопределенностей.

Традиционно для построения петрофизических моделей применяются методы статистической обработки информации с последующей заменой реального экспериментального материала рассчитанными регрессионными зависимостями.

Построение петрофизических моделей на основе регрессионных уравнений включает в себя принятие их параметрического представления в форме аналитической зависимости. Формирование регрессионной модели осуществляется математическим моделированием для физико-аналитической петрофизической модели или визуальным анализом данных и соответствующего им полигона рассеяния – графического изображения поля точек, соответствующих измеренным величинам в фазовом пространстве изучаемых параметров. Построенная модель должна обязательно сопровождаться оценкой меры тесноты и достоверности связи между исходным полигоном и найденной регрессионной зависимостью.

Петрофизическая модель используется для прогнозирования промыслово-геофизических параметров (фильтрационно-емкостных) по измеренным геофизическим. Фильтрационно-емкостные параметры, в свою очередь, могут быть использованы для прогнозирования следующей системы параметров для прогноза перспектив нефтегазоносности. При этом важно знать: какова неопределенность конечного прогноза, включающая всю цепочку участвующих в прогнозе преобразований. Данная информация является необходимой для снижения технико-экономических рисков, связанных с формированием проекта разработки месторождения. Необходимо пересчитывать неопределенности в данных и зависимостях в итоговую неопределенность прогнозных параметров. Статистические методы построения петрофизических моделей не дают такой возможности, поэтому данный путь может служить основой ошибочных геологических заключений о ресурсах и запасах углеводородного сырья регионов [4].

В связи с этим, выявляется направление, связанное с использованием принципов нечеткого моделирования, которые основаны на представлении данных и зависимостей в форме нечетких величин и нечетких отношений.

Нечеткими петрофизическими моделями являются модели, основанные на представлении рассеяния экспериментальных данных в фазовом пространстве параметров, в форме не-

четкой величины, описываемой функцией принадлежности и нечеткого отношения между рассматриваемыми физико - геологическими параметрами. Недостатком данного метода считается необходимость в хранении и обработке большого объема информации, а также нетрадиционность подхода. Несмотря на это объем данных и вычислений не является существенным даже для «слабых» ПК. Нетрадиционность, в свою очередь, компенсируется значительной степенью наглядности, а также возможностью рассчитывать для каждого прогнозного параметра распределение его достоверности по возможным значениям. Результатом чего служит то обстоятельство, имеющее огромное самостоятельное значение, что рассчитанные нечеткие модели дают возможность оценить уровень доверия построенных геологических моделей, проверяя на обеспеченность исходной информацией выполненных построений. Это дает возможность обеспечить многовариантность построений геологических моделей адекватной реально имеющейся информации с дифференцированной оценкой достоверности вариантов прогноза, а также обеспечить управление рисками принятия управленческих решений [3].

Рассмотрим нечеткие модели на примере отношения между параметрами «пористость по керну» и «проницаемость по керну», представленного на рисунке 1.

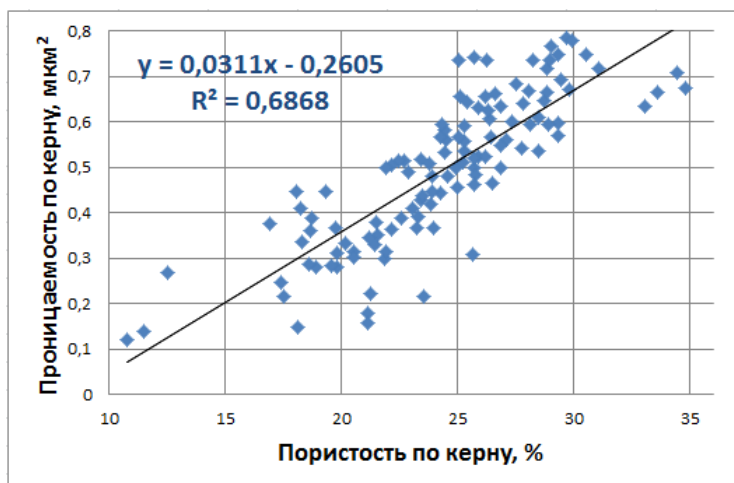


Рис. 1. Исходные данные: отношение между параметрами «пористость по керну» и «проницаемость по керну»

Проницаемость – способность горных пород фильтровать флюиды при наличии перепада давления. Результаты измерений проницаемости породы привлекаются для оперативной оценки коллекторских свойств горных пород и необходимы при выборе точек отбора образцов для определения фильтрационно-емкостных свойств коллекторов.

Для построения нечеткой петрофизической модели отношения между нечеткими величинами y по экспериментальным данным \mathcal{X} , совокупность измерений $\mathbf{s}_i = (\mathbf{x}_i, \mathbf{y}_i)$ следует трактовать, как экспериментальные наблюдения над одноименным нечетким множеством \mathcal{X} , описываемым нечетким отношением $\mu_{\mathcal{X}}(\mathbf{s}) = \mu_{\mathcal{X}}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$.

Функции принадлежности нечетких отношений могут быть построены по различным моделям. Выбор аналитического вида нечетких петрофизических моделей означает формирование гипотезы о причинах рассеяния экспериментальных данных в облако, для которого, конечно, можно вычислить и центр, и разброс, но оно само по себе несет еще скрытую информацию о характере неоднородности среды приведшей к рассеянию экспериментальных данных.

Рассмотрим три модели:

–модель конуса

- экспоненциальная модель
- модель обратных квадратов.

Модель конуса отражает факт линейного уменьшения достоверности по мере удаления от фиксированных точек. Результат построения нечеткой петрофизической модели, построенной на базе модели конуса, представлен на рисунке 2.



Рис. 2. Нечеткая петрофизическая модель отношения между параметрами «пористость по керну» и «проницаемость по керну», построенная на базе модели конуса

Экспоненциальная модель подразумевает, что интерполяция значений осуществляется при прочих равных условиях по принципу максимальной неопределенности. Иными словами, если отсутствуют основания для каких либо предпочтений следует выполнять интерполяцию таким образом, чтобы обеспечивалась максимальная неопределенность в интерполируемых параметрах. Построенная по данной модели функция принадлежности может интерпретироваться как поле диффузионного рассеяния в однородном пространстве. Результат построения данной нечеткой петрофизической модели представлен на рисунке 3.

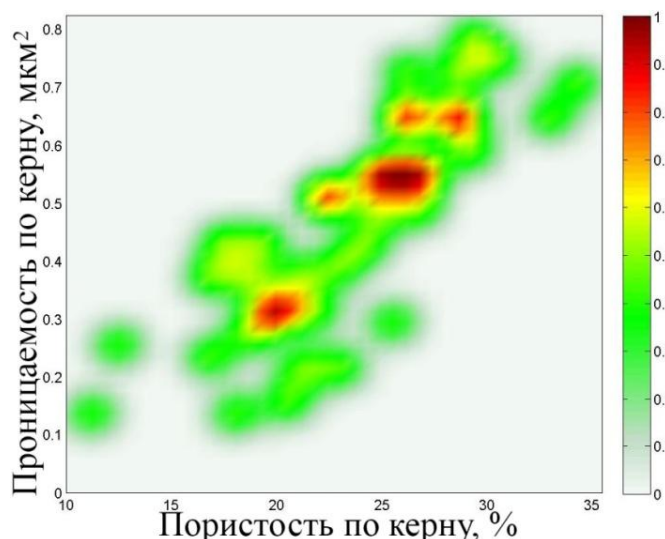


Рис.3. Нечеткая петрофизическая модель отношения между параметрами «пористость по керну» и «проницаемость по керну», построенная на базе экспоненциальной модели

Сущность модели обратных квадратов состоит в предположении однородного рассеяния информации о достоверности параметра s , пропорционально обратному квадрату расстояния от измеренного параметра s_i . Результат, полученный на основе модели обратных квадратов, представлен на рисунке 4.

Нечеткие петрофизические модели отношения между параметрами «пористость по керну» и «проницаемость по керну» сохраняют динамику изменения данных, а также неоднородность, учитывая «полный» объем данных.

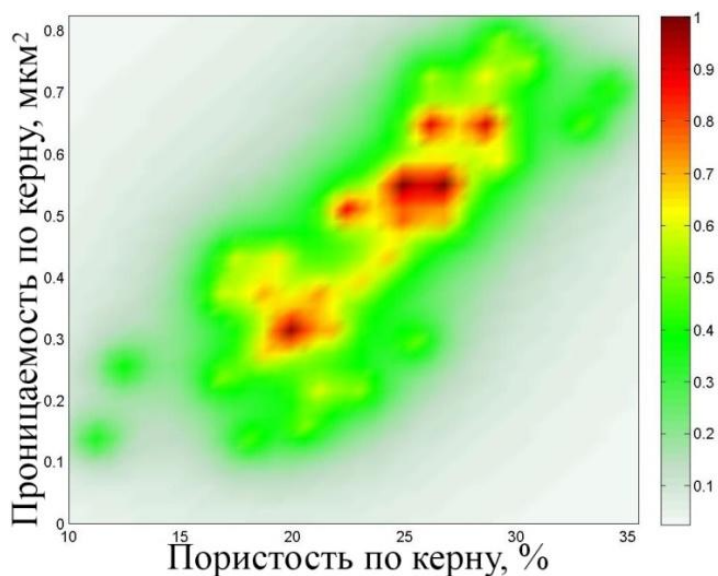


Рис.4. Нечеткая петрофизическая модель отношения между параметрами «пористость по керну» и «проницаемость по керну», построенная на базе модели обратных квадратов

Построение нечетких петрофизических моделей по экспоненциальной модели и модели обратных квадратов дает близкие результаты, поэтому целесообразно ограничиться экспоненциальной, имеющей содержание, связанное с нормальным законом распределения. Для прогнозирования зависимостей возможно использование функций принадлежности с треугольным распределением.

Список литературы

1. Боженюк Н. Н., Бабынин П. А., Вознюк С. А. Многовариантная адаптация гидродинамической модели в условиях неопределенности входных данных // Бурение и Нефть.– 2015.– №6 (162).– С.55-59.
2. Жуков В. С., Иселидзе О. В., Дахнов А. В., Рыжов А. Е. Взаимосвязь фильтрационно-емкостных свойств и петрофизических параметров юрских отложений Штокмановского месторождения // Вести газовой науки.– 2010.– №2 (5). – С. 108-117.
3. Кобрунов А. И., Кожевникова П. В. Теоретические основы при прогнозировании параметров геологических сред в условиях неопределенности // Фундаментальные исследования. – 2015.– № 5–3. – С. 506–510.
4. Кобрунов А. И. Метод нечетких петрофизических композиций при прогнозировании петрофизических параметров / Кобрунов А. И., Кулешов В. Е, Могутов А. С., Художилова А. Н. // Вестник институт Геологии КомиНЦ УРО РАН. – 2011. – № 9. – С. 18–24.

СРАВНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЛОБАЛЬНЫХ УЛЬТРАВЫСОКОСТЕПЕННЫХ МОДЕЛЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Конешов В.Н. (ИФЗ РАН, г. Москва, slavakoneshov@hotmail.com),

Непоклонов В.Б. (ИФЗ РАН, г. Москва),

Соловьёв В.Н. (ИФЗ РАН, г. Москва),

Железняк Л.К. (ИФЗ РАН, г. Москва)

Аннотация. В докладе представлены экспериментальные результаты оценки величины высокочастотных помех в современных ультравысокостепенных моделях гравитационного поля Земли. При получении оценок погрешностей выполнено сравнение значений аномалий силы тяжести, вычисленных по современным ультравысокостепенным моделям, в тестовых районах Мирового океана. Помимо этого проведено сравнение значений аномалий, вычисленных по моделям, с контрольными данными морских гравиметрических съемок. Проведен анализ и интерпретация полученных оценок погрешностей ультравысокостепенных моделей. Сравнительные оценки значений аномалий моделей гравитационного поля Земли, судя по экспериментальным данным, полученным в рамках проведенного исследования, позволяют говорить о том, что модели EGM2008, EIGEN-6C4 и GECO практически совпадают или близки по вычисленным значениям аномалий. В докладе предложены практические рекомендации использования ультравысокостепенных моделей.

Введение

В последние годы заметен прогресс в области создания глобальных моделей гравитационного поля Земли (ГПЗ) высокой точности и пространственного разрешения. Это стало следствием, с одной стороны, общего улучшения гравиметрической изученности земного шара, как на суше, так и в Мировом океане, а с другой стороны, осуществления новых космических проектов в области изучения ГПЗ - GRACE и GOCE [GOCE, 2015; GRACE, 2014; GRACE, 2016]. Эти проекты обеспечили не только высокий уровень точности определения характеристик ГПЗ, но и выход на новый уровень изучения его временных вариаций в планетарных масштабах. В результате детализации высокоточных спутниковых моделей геопотенциала с использованием данных сухопутных, морских и аэрогравиметрических съемок, а также спутниковой альтиметрии Мирового океана созданы новые глобальные комбинированные модели ГПЗ в виде сферических гармоник геопотенциала, в том числе ультравысокостепенные модели. Первой из этих моделей была американская модель EGM2008 (2008 г.) до 2190-й степени, что теоретически обеспечивает ей весьма высокое пространственное разрешение - около 9 км (по длинам полуволн геоида). Благодаря своим точностным характеристикам и разрешающей способности модель EGM2008 нашла применение при анализе и обработке материалов гравиметрических съемок. Недавно к EGM2008 добавились еще две аналогичные ультравысокостепенные модели ГПЗ, использующие сферические гармоники до 2190-й степени, обе – европейские, EIGEN-6C4 (2014 год) и GECO (2015 год). При внешнем сходстве эти модели в той или иной мере различаются между собой как по составу исходной информации, так и по методикам их обработки. В связи с этим привлекают внимание результаты сравнительных исследований таких моделей. Исследования такого рода важны с точки зрения мониторинга гравиметрической изученности земного шара в классе глобальных моделей ГПЗ и своевременного внесения изменений в практику обработки гравиметрической информации при появлении моделей с улучшенными характеристиками по точности и пространственному разрешению.

В ряде ранее опубликованных работ [Конешов, 2014; Global, 2015; Современные методы, 2017] приведены сравнительные оценки моделей EGM2008, EIGEN-6C4, GECO, полученные по различным методикам. В частности, сопоставлены оценки статистических харак-

теристик модельных значений высот геоида и аномалий силы тяжести в различных регионах земного шара, включая районы Арктики и Антарктики, а также оценки расхождений моделей с различными видами контрольных данных. Однако в большинстве случаев полученные оценки ограничиваются районами суши, то есть не учитывают то обстоятельство, что в настоящее время возрастает актуальность задач, связанных с повышением точности и подробности определения характеристик аномального ГПЗ в Мировом океане, в том числе для целей навигации [Современные методы, 2017]. На сегодняшний день особый интерес вызывают сравнительные оценки моделей ультравысокостепенных моделей ГПЗ в районах Мирового океана, что послужило предпосылкой для проведения исследований, представленных в данной работе. В числе факторов, определяющих новизну полученных результатов, следует отметить выбор тестовых районов и использование в качестве контрольных данных новых материалов отечественных морских гравиметрических съемок. Также к особенностям проведенных исследований можно отнести то, что в них наравне с уже апробированными моделями EGM2008, EIGEN-6C4 представлена более новая модель GECO.

Постановка задач, материалы и методики исследований

Сравнительные исследования современных глобальных ультравысокостепенных моделей ГПЗ проводились на примере упомянутых выше моделей EGM2008, EIGEN-6C4 и GECO.

Модель EGM2008 [Pavlis N.K. et al, 2008; Pavlis N.K. et al, 2012; Конешов и др., 2013; Современные..., 2017] создана при ведущей роли Национального агентства геопрограммной разведки США (National Geospatial-Intelligence Agency, NGA) на замену модели EGM96 до 360-й степени, использовавшейся в качестве модели ГПЗ, обеспечивавшей поддержку ошеземной геоцентрической системы координат WGS-84. Целью создания этой модели было доведение точности определения высот геоида до уровня СКП 0,15 м, в несколько раз превышающего точностные характеристики модели EGM96. Низкочастотная часть формировалась на базе использования новой на тот период спутниковой модели геопотенциала ITG-GRACE03S до 180-й степени (2007 год), полученной на основе измерительной информации со спутников GRACE. Высокочастотная составляющая ГПЗ уточнялась за счет существенного обновления и дополнения исходных АСТ по трапециям 5' x 5' и методического повышения точности их обработки. Для модернизации каталога средних аномалий силы тяжести (АСТ) по трапециям 5' x 5' были использованы, в частности, ранее недоступные данные на территорию России, основанные на гравиметрических картах масштаба 1:1000000, данные Европейского, Азиатского, Арктического и других международных гравиметрических проектов. Кроме этого, использовались уточненные значения АСТ в Мировом океане, полученные из обработки данных спутниковой альтиметрии с использованием улучшенной модели динамической топографии морской поверхности. В итоге гравиметрическая изученность Земли по трапециям 5' x 5' была повышена, по сравнению с предшествующими моделями, с 65% примерно до 90%. Не обеспеченными исходной гравиметрической информацией остались только Антарктида и отдельные районы на территории Африки и Южной Америки. Эти районы были заполнены с использованием статистического прогноза и базовой спутниковой модели геопотенциала. Повышению точности обработки исходных АСТ способствовало использование глобальной цифровой модели рельефа 30" x 30" [Shako, 2013; Shako, 2014].

Модель EIGEN-6C4 [Andersen, 2009; Andersen, 2013; Shako, 2013; Förste, 2014; Shako, 2014; Исследование..., 2015] представляет собой совместную разработку Потсдамского исследовательского центра наук о Земле (GFZ) и Исследовательской группы по космической геодезии (GRGS) Национального космического агентства Франции. В качестве исходной информации использовались: спутниковые модели геопотенциала, полученные по лазерным траекторным наблюдениям спутников LAGEOS за период с 1985 по 2010 г. (до 30-й степени), межспутниковым измерениям GRACE за период с 2003 по 2012 г. (до 130-й степени) и данным спутниковой градиентометрии GOCE (до 235-й степени). Был использован массив

альтиметрических высот геоида в Мировом океане, сформированный по данным модели DTU12; массив высот геоида на суше, вычисленных по модели EGM2008, усеченной до 370-й степени. Путем их уравнивания были определены гармонические коэффициенты до 370-й степени. Затем с использованием детальной информации в виде глобального массива АСТ, сформированного по данным модели DTU10, путем блочного-диагонального гармонического анализа были определены гармонические коэффициенты более высоких значений степени разложения (до 2190-й).

Модель GECO [Gilardoni, 2016] получена специалистами Миланского политехнического института в сотрудничестве с компанией CReD. Целью создания данной модели было уточнение модели EGM2008 в диапазоне низких и средних частот с использованием данных спутниковой градиентометрии. В качестве исходной информации использовались:

- полный набор гармонических коэффициентов модели EGM2008 с оценками точности (стандартные отклонения погрешностей);

- «грид» стандартных отклонений погрешностей высот геоида, вычисленных по модели EGM2008;

- глобальная модель ГПЗ в виде сферических гармоник геопотенциала TIM R5 до 280-й степени, полученная по данным спутниковой градиентометрии GOCE.

В процессе вывода модели были вычислены два глобальных массива высот геоида на сферической сетке с разрешением $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, один – по модели EGM2008 до 359 степени, другой – по модели TIM R5 до 250 степени, после чего было выполнено их объединение по методу наименьших квадратов. Далее путем анализа объединенного массива были получены гармонические коэффициенты модели GECO до 359-й степени, а коэффициенты более высоких степеней (от 360 до 2190-й) были напрямую заимствованы из состава модели EGM2008.

Основная задача данного доклада состояла в сравнении значений АСТ, вычисленных по каждой из трех исследуемых моделей, между собой (первый этап) и с контрольными данными морских гравиметрических съемок (второй этап) в тестовых районах акватории Мирового океана, анализе и интерпретации полученных расхождений и разработке практических рекомендаций.

Список литературы

1. Исследование современных глобальных моделей гравитационного поля Земли (Коллективная монография) В. Ф. Канушин, А. П. Карпик, И. Г. Ганагина, Д. Н. Голдобин, А. М. Косарева, Н. С. Косарев // Новосибирск: СГУГиТ, 2015. – 270 с.

2. Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Сермягин Р.А., Лидовская Е.А. Современные глобальные модели гравитационного поля Земли и их погрешности // Гироскопия и навигация. 2013, №1, С. 107 – 118.

3. Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н. Сравнение глобальных моделей аномалий гравитационного поля Земли с аэрогравиметрическими измерениями при трансконтинентальном перелете // Гироскопия и навигация. 2014, №2 (35), С. 86-94.

4. Современные методы и средства измерения параметров гравитационного поля Земли. (Коллективная монография) // СПб., ГНЦ РФ АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», 2017, 389 С.

5. Andersen O. B., Knudsen P., Berry P. DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models [Электронный ресурс] // J. of Geophys. Research. 2009. – Vol. 114. – Режим доступа: DOI: 10.1029/2008JC005179.

6. Andersen O. B. The DTU10 Gravity field and Mean sea surface, Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2) [Электронный ресурс]. 2013, Режим доступа: http://www.space.dtu.dk/english/Research/Scientific_data_and_models/Global_Marine_Gravity_Field.

7. Förste Christoph, Bruinsma Sean L., Abrikosov Oleg, Lemoine Jean-Michel, Marty Jean Charles, Flechtner Frank, Balmino G., Barthelmes, F., Biancale R. EIGEN-6C4. The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse // [Электронный ресурс] URL <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/documents/Foerste-et-al-EIGEN-6C4.pdf>. 2014.
8. Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D. GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008; *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 60, p. 228-247, doi: 10.1007/s11200-015-1114-4, 2016
9. Global Gravity Field Models // International Centre for Global Earth Models (ICGEM) [Электронный ресурс]. 2015. URL [http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/International Centre for Global Earth Models \(ICGEM\)](http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/International%20Centre%20for%20Global%20Earth%20Models%20(ICGEM)).
10. GOCE Home Page - Observing the Earth. Our Activities // ESA 2015 [Электронный ресурс]. URL http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE/.
11. GRACE Mission NASA - Gravity Recovery and Climate Experiment, 2014 [Электронный ресурс]. URL http://www.nasa.gov/mission_pages/Grace/
12. GRACE Home Page - Gravity Recovery and Climate Experiment, 2016 [Электронный ресурс]. URL <http://www.csr.utexas.edu/grace/>
13. Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008; EGU General Assembly 2008. Vienna, Austria, April 13 - 18 2008.
14. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) (2012) // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2012. Vol. 117. [Электронный ресурс]. URL [http://onlinelibrary.wiley.com/journal/10.1002/\(ISSN\)2169-9356](http://onlinelibrary.wiley.com/journal/10.1002/(ISSN)2169-9356) doi: 10.1029/2011JB008916.
15. Shako R, Förste C, Abrikosov O, Bruinsma SL, Marty J-C, Lemoine J-M, Flechtner F, Neumayer KH and Dahle C. EIGEN-6C: A High-Resolution Global Gravity Combination Model Including GOCE Data, in F. Flechtner et al. (eds.), *Observation of the System Earth from Space – CHAMP, GRACE, GOCE and future missions*, *Advanced Technologies in Earth Sciences*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013.
16. Shako R., Förste C., Abrikosov O., Bruinsma S., Marty J., Lemoine J., Flechtner F., Neumayer H., Dahle C. EIGEN-6C: A High-Resolution Global Gravity Combination Model Including GOCE Data; In *Observation of the System Earth from Space – CHAMP, GRACE, GOCE and future missions*. Science Report. 2014. № 20. P. 155–161. Springer, p. 155-161, doi: 10.1007/978-3-642-32135-1_20, Berlin-Heidelberg.

ВОЗМОЖНОСТИ ДЕТАЛЬНЫХ 2D ГРАВИТАЦИОННЫХ СЪЕМОК ПРИ ОБРАБОТКЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ПОЛУЧАЕМЫХ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

*Кочнев В.А. (ИВМ СО РАН г. Красноярск, kochnev@icm.krasn.ru),
Поляков В.С. (ИВМ СО РАН г. Красноярск),
Белолипецкий П.В. (ИВМ СО РАН г. Красноярск)*

Аннотация. Рассматриваются актуальные проблемы обработки и интерпретации данных сейсморазведки в условиях Восточной Сибири. Предлагаются пути решения с использованием данных гравиметрических измерений.

Ключевые слова: сейсморазведка, ВЧР, гравиметрия

Введение в проблему. Эффективность сейсморазведки при поисках нефти и газа в Восточной Сибири крайне низка. Структуры, подготовленные сейсморазведкой, с использо-

ванием традиционной технологии учета ВЧР (поправки за рельеф, модель по первым вступлениям, автоматическая коррекция), как правило, бурением не подтверждаются. По этой причине обработчики стали избегать любых амплитудных перегибов на разрезе. И это лишает сейсморазведку ее основных свойств и цели: объективного поиска структур и других объектов, способных сохранять залежи углеводородов.

Одна из ключевых проблем – определение модели ВЧР (верхней части разреза) – мощностью до 1500 м. Это основная проблема, потому что при ее решении открывается путь более детальному и качественному выявлению деталей интересующих, целевых, более глубоких областей. До тех пор пока не решена проблема ВЧР, достоверность выявления тонких структур в глубине вызывает трудности, а полученные внешне качественные результаты вызывают сомнения. По нашему мнению возможности сеймики для решения подобных задач еще далеко не исчерпаны, а правильное использование дополнительных данных упростит решение проблемы.

Разрешению этих проблем посвящены многие исследования авторов наиболее важные из них (1-3). В докладе планируется представить особенности исследования, построенного на анализе экспериментальной и производственной обработки нескольких профилей Чулайской площади (Иркутская область).

Пример применения сейсмогравитационной технологии

Для иллюстрации возможности технологии используем данные и результаты, полученные на профиле 2 (длинной около 40 км) Чулайской площади. На рис. 1 видим кривые исходного гравитационного поля и модельного, рассчитанного от модели, полученной при решении обратной задачи и разностную кривую, вблизи нулевой линии. Гравитационное поле меняется в пределах от -15 до 5 мГал. В левой части профиля поле колеблется с амплитудой около 3 мГал. Плавное понижение поля к востоку завершается гравитационной ступенью с амплитудой около 8 мГал.

Ниже видим скоростную модель ВЧР (рис. 2), рассчитанную из плотностной модели, полученной в результате решения обратной контактной задачи гравиметрии. Модель ВЧР представлена тремя слоями с параметрами: плотности 2.2, 2.44, 2.67 г/см³, скорости 2250, 3450, 4660 м/с. Слои 1 и 2 практически выклиниваются в левой части разреза и увеличиваются до 300 и 600 м в правой. Резкое увеличение толщины слоёв 1 и 2 видим в районе гравитационной ступени.

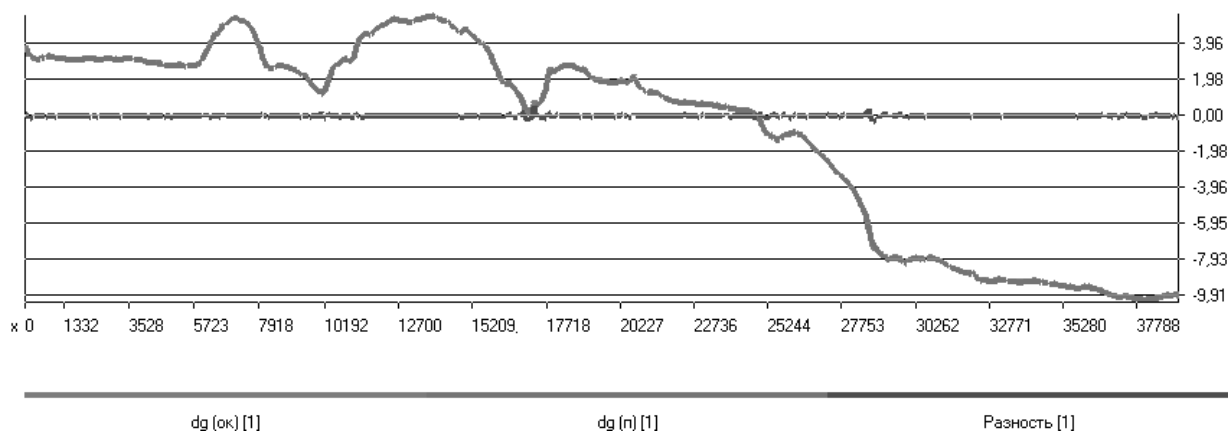


Рис. 1. Гравитационное поле

Модель интервальных скоростей, преобразованная в модель средних, сопоставлялась с сейсмическими моделями на предмет их адекватности. По данной модели мы можем рассчитать статические поправки dtr , с учётом линии приведения, используя следующую формулу:

$$dtr = \sum_j \left(\frac{dh_j}{V_j} - \frac{dh_j}{V_0} \right) - \frac{hr}{V_0},$$

где dh_j, V_j - толщина и скорость в j -ом слое, V_0 - скорость в замещающем слое, создающем однородную модель ВЧР, hr - расстояние от точки расчёта на дневной поверхности до линии приведения.

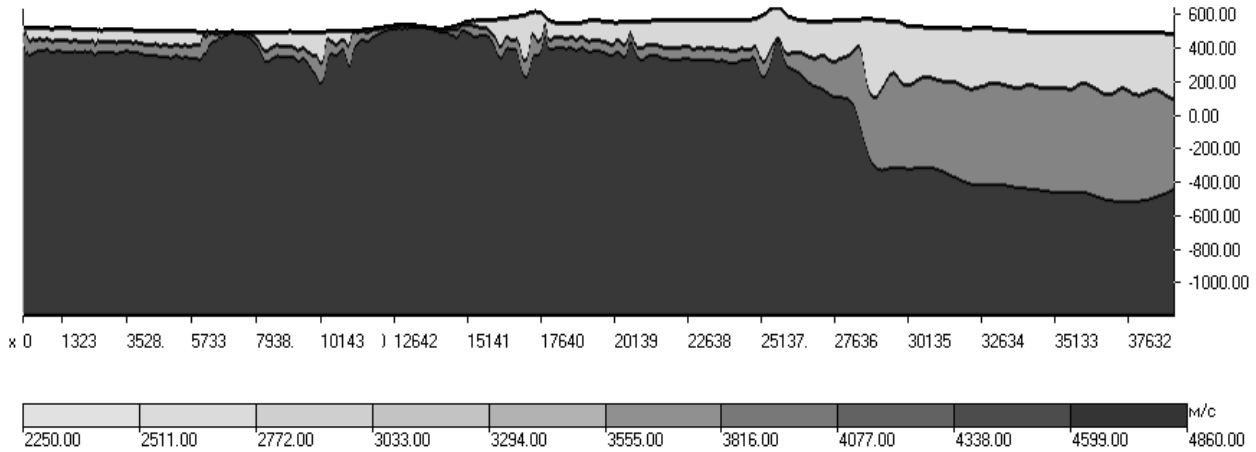


Рис.2. Скоростная модель

Следует заметить, что выражение под знаком суммы определяет поправку замещения всей модели ВЧР, а последнее вычитаемое является поправкой за рельеф в модели однородной среды. Параметр V_0 предопределяет уровень и диапазон изменения поправок и выбирается на этапе настройки технологии на первых тестовых профилях новой площади. Сравнивая статические поправки (рис. 3) за рельеф (гладкая кривая), финальную при стандартной обработке (изрезанная кривая, близкая к поправкам за рельеф) и две близкие кривые поправок, полученные по гравиметрическим данным и уточнённые по сейсмическим данным, можно сделать следующие выводы:

- По амплитудам локальных изменений поправки сравниваемых технологий подобны.
- На интервале профиля 25-33 км они практически совпадают, а далее, в правой части, финальные поправки уменьшаются (по абсолютной величине) на 15-20 мс, хотя физических предпосылок (рис. 2) для этого нет.

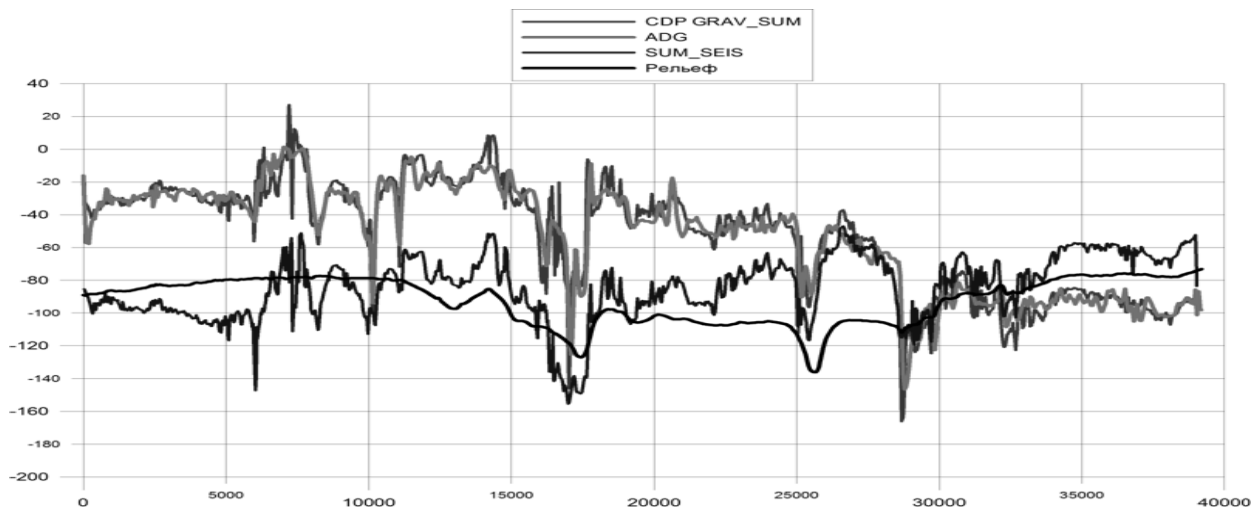


Рис. 3. Статические поправки. Профиль 2

- Левее зоны совпадения финальные поправки увеличиваются вначале на 20, а затем на 40 и 60 мс, достигая к концу профиля 100 мс и более. Такое изменение финальных поправок входит в противоречие с моделью ВЧР. На этом же интервале сейсмогравитационные (СГ) поправки уменьшаются, достигая уровня 30 мс. Такое уменьшение СГ поправок вполне логично объясняется тем, что высокоскоростной слой ВЧР близок к поверхности, заполняя практически всё пространство западной части модели.

- Значительное отличие поправок неизбежно приведёт к значительному отличию временных и глубинных разрезов. В данной работе мы будем сопоставлять только глубинные разрезы.

Сопоставление глубинных разрезов

Для сопоставления представлены: разрез производственной обработки (ПО) (рис. 4) и разрез сейсмогравитационной экспериментальной обработки (СГЭО) (рис. 5).

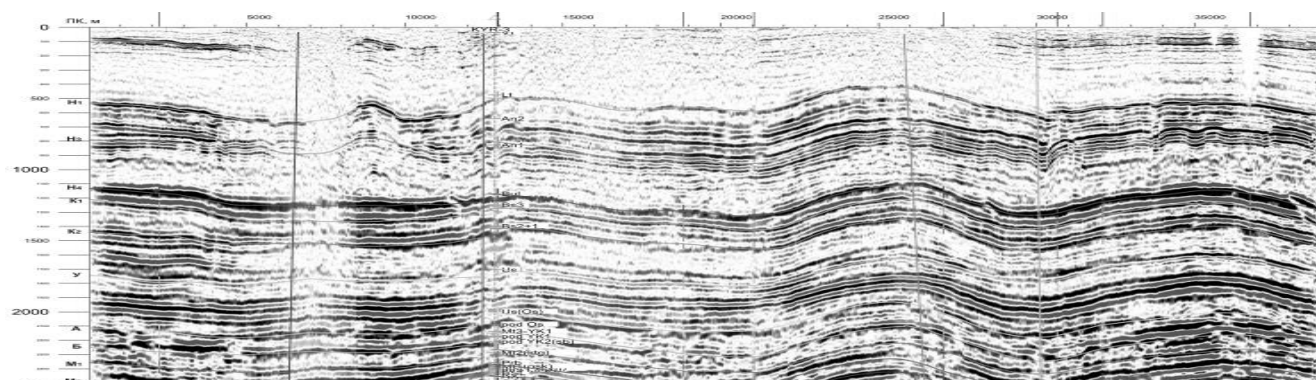


Рис.4. Глубинный разрез производственной обработки (из отчета). Профиль 2

Для получения разрезов ПО на основном этапе обработки используются различные модификации процедур автоматической и полуавтоматической коррекции статики и кинематики. В процессе обработки одного профиля получают до десятка, а иногда и более вариантов разреза. Но какой из них более достоверный и есть ли такой среди них? Последнюю часть вопроса обычно не задают, а достоверным считают тот разрез, который согласуется с априорными представлениями геолога или геофизика о разрезе. И это правильно, если эти представления адекватны объективной реальности. Известны и другие мотивы выбора.

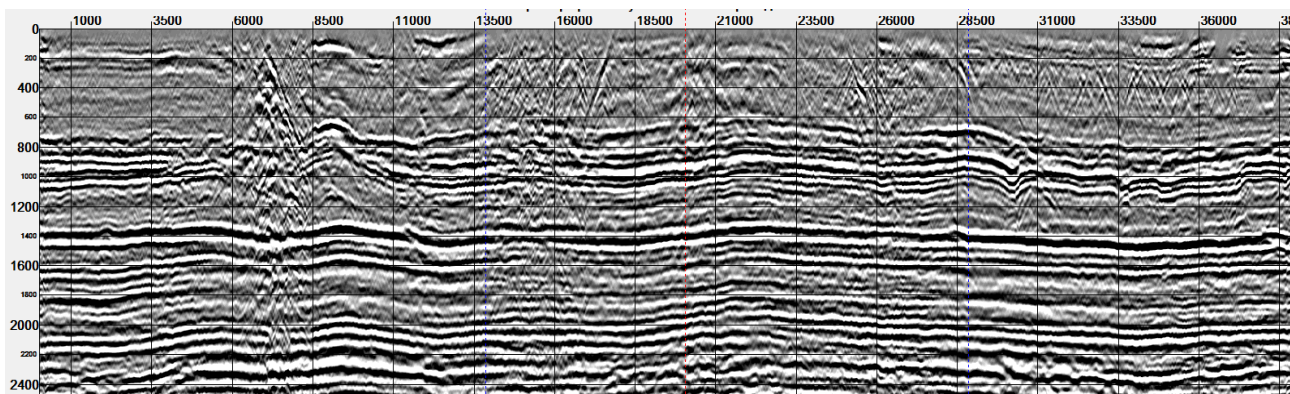


Рис.5. Глубинный разрез СГ технологии (лучевой метод в глубинной скоростной модели). Профиль 2

Специалисты “Енисейгеофизики”, получившие результативный разрез, не были в нём уверены и предложили нам провести пробную обработку. Результат был быстро получен на этом и других профилях Чулайской площади. В процессе работы возникли следующие задачи:

-Исследовать в деталях и усовершенствовать возможности СГ технологии.

-Усовершенствование технологии получения детальных временных и глубинных разрезов.

При изучении обновлённых технологий по этому профилю получены сотни вариантов разреза, последний из которых видим на рис. 5. Приступая к сопоставлению разрезов, заметим, что на рисунках представлена их верхняя половина в интервале от 0 до 2500 м. На разрезе ПО (рис. 4), в левой части, на отметках 100, 500 м и глубже видно прослеживаемые с разрывом и последующими ундуляциями горизонты. Эту сильно меняющуюся часть вполне можно отнести к нижней части ВЧР. Глубже (с отметок 1100 м) наблюдается 1000 –метровая осадочная толща, представленная четырьмя пачками отражающих горизонтов. Основные отражения непрерывны и по глубине меняются плавно. В интервале от 2100 – 2800 м на всех горизонтах видим перегиб амплитудой до 300 м. Появление такого перегиба беспокоило авторов этого разреза и позднее они убедились в справедливости этих сомнений после получения наших результатов по СГ технологии. К анализу последнего варианта экспериментального разреза мы и перейдём.

Экспериментальный разрез (рис. 5) существенно отличается от предыдущего (рис. 4). В ВЧР отчётливо выделяются не только горизонтальные, но и наклонные слои, достигающие 30 градусов и более. В частности, в интервале от 5 до 8 км видим наклонные слои (угол около 30 градусов), вероятно продукт ультраосновного магматизма, внедрившего пластовые интрузии (траппы), сформировавшего над палеорельефом значительную толщу эффузивных пород и, что очень важно, увеличивающего рельеф на величину примерно равную толщине траппа (С.А. Скобелин).

Правее видим локальный антиклинальный перегиб слоёв, вероятно вызванный внедрением солей в трещиноватую зону. При анализе следует обратить внимание на изменение dg и сейсмических горизонтов. Адекватное и интересное поведение горизонтов сложилось в зоне гравитационной ступени, где видим более детальную картину разреза подобную гравиметрической (рис. 2). Детальная и правильная картина ВЧР будет полезна для разных целей. Но для нас она важна как ключ, как путь к построению правильной глубинной картины разреза.

В начальной части профиля граница горизонта, разделяющего верхнюю и глубинную части разреза (кровля ангарской свиты), находится на отметке 1300 м. С небольшими антиклинальными перегибами (амплитудой около 20 м – в левой и около 50 м – в правой частях) в конце профиля горизонт выходит на отметку 1300 м. Интересными для изучения истории формирования осадочной толщи региона, необходимой для оценки его перспектив на нефть и газ, являются зоны подклинивания слоёв ВЧР к границе раздела.

Обсуждение результатов и рекомендации

Безусловно, важной для оценки перспектив является правильная конфигурация горизонтов и соответствующая им динамическая выразительность. Построение модели ВЧР по детальным гравиметрическим данным и расчёт по ней адекватных статических поправок существенно приблизили к получению правильной конфигурации горизонтов и их динамической выразительности.

При производственной обработке начальным приближением статики является поправка за рельеф, ее уточнение по первым вступлениям не может учесть влияние глубинных свойств ВЧР. Дальнейшее уточнение процедурами автоматической коррекции не могут выправить грубых погрешностей, вызванных недоучётом свойств изменчивой части разреза (ВЧР), мощность которой и в данном примере близка к 1500 м.

Ранее в оперативном порядке были переобработаны три других профиля Чулайской площади, результаты по которым подтвердили правильность и технологичность выбранного СГ подхода к обработке (3).

Отсюда напрашивается логический вывод: для получения более достоверной и детальной информации о геологическом строении Чулайской площади необходима полная переобработка сейсмических данных по СГ технологии. Основные предпосылки для проведения таких работ есть: достаточное качество сейсмических данных и точность гравиметрических наблюдений, что в реальности бывает не всегда.

Возможно, подобный проект более важен для другой площади, где планируется заложение глубоких скважин. Такой вариант важен и для сейсморазведки, для снятия с неё клейма: неэффективный метод в Восточной Сибири.

В данной статье показано, что ошибочные результаты вызваны применением неадекватных методов учёта ВЧР, мощность которой достигает 1.5км, и неоднородности в ней наиболее полно интегрируются в гравитационном поле, по которому решается задача для получения плотностной, скоростной моделей и расчёта статических поправок. Скоростная модель и поправки являются основным начальным продуктом СГ технологии, который передаётся технологам для обработки сейсмической части. При детальной и точной гравиметрии и хороших сейсмических данных процесс обработки существенно упрощается.

Список литературы

1. Кочнев В.А., Гоз И.В. Возможности гравиметрии и магнитометрии при интерпретации сейсмических данных. // Геофизика. 2008. № 4. С. 28–33.
2. Кочнев В.А., Гоз И.В., Поляков В.С. Технология расчета плотностной и скоростной моделей и статических поправок по гравиметрическим данным. // Геофизика. 2014. № 1. С. 2–7.
3. Кочнев В.А., Вальчак В.И., Гоз И.В., Поляков В.С.. Проблемы сейсморазведки в Восточной Сибири и предлагаемые пути их решения. // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Труды конференции. 2016. Т. 2, С. 82-87.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ КАТОДНО-ПОЛЯРИЗУЕМОГО ТРУБОПРОВОДА

Кризский В.Н. (СФ БашГУ, г. Стерлитамак, krizsky@rambler.ru),

Александров П.Н. (ИГЭМИ ИФЗ РАН, г. Москва),

Викторов С.В. (СФ БашГУ, г. Стерлитамак)

Аннотация. В работе моделируются постоянные электрические и магнитные поля, возбуждаемые станциями электрохимической катодной защиты магистрального трубопровода (МТ) в кусочно-однородной горизонтально-слоистой среде. Методом вычислительного эксперимента исследуется зависимость магнитного поля от величины сопротивления изоляции «дефектного» участка трубопровода и высоты нахождения магнитного градиентометра над поверхностью земли. Обсуждаются вопросы о возможности использования беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) для определения состояния изоляции магистральных газо- и нефтепроводов.

Ключевые слова: кусочно-однородное горизонтально-слоистое полупространство, катодная защита магистрального трубопровода, математическое моделирование электромагнитного поля, определение сопротивления изоляции.

Дефекты в изоляции трубопровода возникают при механических повреждениях в ходе укладки трубы, при промерзании и оттаивании грунтов, при сдвиговых деформациях грунта и других процессах. Старение и повреждение изоляции ускоряет процесс коррозии металла труб. Эффективным методом борьбы с коррозией подземных магистральных трубопроводов является катодная защита. Для обеспечения эффективной защиты от коррозии необходимы своевременные управленческие решения на изменение параметров тока, генерируемого станцией катодной защиты (СКЗ), или на локальное устранение дефекта изоляции. Принятие таких решений осуществляется на основе данных периодического мониторинга трасс.

Большая протяженность магистральных трубопроводов диктует необходимость применение для мониторинга летательных аппаратов с перемещением измерительной аппаратуры на низких (до 30-50 м.) высотах для сохранения чувствительности приборов к измеряемому сигналу. Такими характеристиками обладают легкие беспилотные летательные аппараты, представляющие собой роботизированные программируемые комплексы с дальностью полета до сотен километров, что позволяет увеличить линейную длину обследованных трасс, сократить время мониторинга и затрачиваемые финансовые ресурсы на этапе сбора измерительных данных.

В настоящее время реализуются БПЛА-облеты некоторых трасс с фото-видео фиксацией и (или) газоанализом объектов для распознавания (постфактум) утечки углеводородов в грунт. Разработка аппаратно-программных комплексов для БПЛА-аэромагнитометрии магистральных трубопроводов и проведение мониторинга трубопроводов на предмет обнаружения напряженно-деформированных участков, участков с критическим состоянием изоляции – актуальная задача для эксплуатирующих трубопроводы компаний. Основой данных комплексов является программное обеспечение, разработанное на базе адекватных математических моделей, современных численных методов и алгоритмов.

Задача определения сопротивления изоляции подземного катодно-поляризуемого магистрального трубопровода относится к классу обратных граничных задач математической физики, где искомой функцией является нелинейная коэффициентная функция граничного условия третьего рода на границе "грунт/труба". Сложное подземное распределение электрических токов, генерируемых СКЗ, обуславливается пространственной геометрией системы взаимодействующих трубопроводов и анодных заземлителей, пространственным распределением электрических и магнитных свойств вмещающих грунтов. Поиск решения обратной задачи – как экстремали регуляризирующего функционала А.Н.Тихонова – базируется на компьютерной генерации решений прямых задач на основе адекватных математических моделей исследуемых полей. Рассмотрим прямую задачу о защитном поле постоянного электрического тока при электрохимической защите МТ.

Пусть дано горизонтально-слоистое пространство, разделенное плоскими границами γ_i ($i = \overline{0, N-1}$) на горизонтальные слои $\Omega_0, \dots, \Omega_N$, где Ω_0 – воздух, $\Omega_1, \dots, \Omega_N$ – слои грунта. Физические свойства веществ, заполняющих области $\Omega_0, \dots, \Omega_N$, описываются постоянными удельными электрическими проводимостями σ_i ($i = \overline{0, N}$). Удельная электрическая проводимость воздуха полагается равной нулю ($\sigma_0 = 0$).

Пусть в слое грунта Ω_g расположен трубопровод l_t (протяженный круговой цилиндрический катодный заземлитель). Геометрия осевой линии трубы описывается параметрической линией $l_t(x_t(s), y_t(s), z_t(s))$, $s \in [0, L_t]$, где L_t – длина трубы. Значения параметра s , равные 0 и L_t , соответствуют отметкам, через которые электрический ток вдоль трубы не течет. Радиус R_t , удельная электропроводность металла трубы σ_m и площадь сечения металла трубы S_m известны.

Защитный постоянный электрический ток инжектируется в грунт через группу анодных заземлителей – протяженных (anode) $I_a^{kn} (n = \overline{1, N_a^k})$ и точечных (pointedanode) $A_{pa}^k (x_{pa}^k, y_{pa}^k, z_{pa}^k) (n = \overline{1, N_{pa}^k})$, питаемых N_{CS} , *ит.к*атодными станциями (k - номер СКЗ), обслуживающих МТ длины L_t . Осевые линии протяженных анодных заземлителей описываются параметрически – $I_a^{kn} (x_a^{kn}(s), y_a^{kn}(s), z_a^{kn}(s))$, $s \in [0, L_a^{kn}]$. Здесь L_a^{kn} – длина n -го протяженного анода k -ой станции КЗ. Подвод тока силы I_a^{kn} к протяженным анодам осуществляется в точках $A_a^{kn} (x_a^{kn}, y_a^{kn}, z_a^{kn})$. Радиусы R_a^{kn} протяженных круговых цилиндрических анодных заземлений, удельная электропроводность их металлических стержней σ_{am}^{kn} , площадь сечения металла S_{am}^{kn} , переходное сопротивление анодной засыпки $c_{ag}^{kn}(s) = \rho_a^{kn} = 1/\sigma_{ag}^{kn}$ – известны. Через точечные аноды, располагающиеся в точках $A_{pa}^k (x_{pa}^k, y_{pa}^k, z_{pa}^k) (n = \overline{1, N_{pa}^k})$, в систему поступает токи силы I_{pa}^{kn} .

Пусть также в системе имеется N_{pc} точечных катодных заземлителей, расположенных в точках $B_{pc}^k (x_{pc}^k, y_{pc}^k, z_{pc}^k) (k = \overline{1, N_{pc}})$, с интенсивностями стекающих с них токов I_{pc}^k . Наличие точечных катодных заземлителей связано с токами утечки, возникающими при заземлении оборудования СКЗ. Фактически $N_{pc} = N_{CS}$.

Дренаж электрического тока силы I_t^k с поверхности трубопровода к k -ой катодной станции осуществляется в точках $A_t^k (x_t^k, y_t^k, z_t^k)$, $k = \overline{1, N_{CS}}$.

Сила тока, генерируемого k -ой СКЗ, известна – и составляет I_0^k ампер. Для параллельно-запитанных анодных заземлителей имеет место закон Ома:

$$I_0^k = \sum_{n=1}^{N_a^k} I_a^{kn} + \sum_{n=1}^{N_{pa}^k} I_{pa}^{kn} = -(I_t^k + I_{pc}^k).$$

Выберем систему декартовых координат (x, y, z) с началом координат на «дневной» поверхности (поверхности «воздух/грунт») в начале трубопровода и осью Oz , направленной вниз. Функцию потенциала в подобласти Ω_i обозначим через $U_i(P)$, в трубе – $U_t(P)$, в протяженном анодном заземлителе – $U_a(P)$, $P(x, y, z) \in \Omega$.

Математическая модель электрического поля в системе имеет вид:

$$(1) \quad \operatorname{div}(\sigma_i \cdot \bar{\nabla} U_i(P)) = - \sum_{k=1}^{N_{CS}} \sum_{n=1}^{N_{pa}^k} \delta_i^{kn} \cdot I_{pa}^{kn} \cdot \delta(P - A_{pa}^{kn}) + \sum_{k=1}^{N_{CS}} \delta_i^k \cdot I_{pc}^k \cdot \delta(P - B_{pc}^k), \quad P \in \Omega_i, \quad i = \overline{1, N},$$

$$\delta_i^{kn} = \begin{cases} 1, & A_{pa}^{kn} \in \Omega_i \\ 0, & A_{pa}^{kn} \notin \Omega_i \end{cases}, \quad \delta_i^k = \begin{cases} 1, & B_{pc}^k \in \Omega_i \\ 0, & B_{pc}^k \notin \Omega_i \end{cases};$$

$$(2) \quad \operatorname{div}(\sigma_t \cdot \bar{\nabla} U_t(P)) = 0; \quad \operatorname{div}(\sigma_a^{kn} \cdot \bar{\nabla} U_a^{kn}(P)) = 0, \quad k = \overline{1, N_{CS}}, \quad n = \overline{1, N_a^k};$$

$$(3) \quad (\sigma_1 \bar{\nabla} U_1, \bar{n})|_{\gamma_0=0} = 0; \quad U_i|_{\gamma_i} = U_{i+1}|_{\gamma_i}, \quad (\sigma_i \bar{\nabla} U_i, \bar{n})|_{\gamma_i} = (\sigma_{i+1} \bar{\nabla} U_{i+1}, \bar{n})|_{\gamma_i}, \quad i = \overline{1, N-1};$$

$$(4) \quad \sigma_{im} \frac{\partial U_t}{\partial l_t} \Big|_{l_t=0; L_t} = 0, \quad U_g - c_{gt}(s) (\sigma_g \bar{\nabla} U_g, \bar{n}) \Big|_{S_{gt}} = U_t;$$

$$(5) \quad U_g^{kn} + c_{ag}^{kn}(s) (\sigma_g^{kn} \bar{\nabla} U_g^{kn}, \bar{n}) \Big|_{S_{ag}^{kn}} = U_a^{kn}, \quad k = \overline{1, N_{CS}}, \quad n = \overline{1, N_a^k};$$

$$(6) \quad \left[\frac{\partial U_t^k}{\partial s} \right]_{A_t^k} = \frac{I_0^k - I_{pc}^k}{\sigma_{tm} S_{tm}^k}, \quad k = \overline{1, N_{CS}}; \quad \left[\frac{\partial U_a^{kn}}{\partial s} \right]_{A_a^{kn}} = \frac{I_a^{kn}}{\sigma_{am}^{kn} S_{am}^{kn}}, \quad k = \overline{1, N_{CS}}, \quad n = \overline{1, N_a^k};$$

$$(7) \quad U_i(P) \rightarrow 0, \quad P \rightarrow \infty, \quad i = \overline{1, N}.$$

Здесь: (1) – уравнения распространения электрического тока в грунте, (2) – уравнения тока в металле трубы и протяженных анодных заземлителях, (3) – условия сопряжения потенциала и плотности тока на границах контактов слоев, (7) – условие регулярности решения на бесконечности. Граничные условия (4) отражают протекание тока на границе S_{gt} «грунт/труба», где коэффициентная функция $c_{gt}(s)$ – сопротивление изоляции трубы. Граничные условия (5) описывают условия протекание тока на границе S_{ga}^{kn} «протяженный анод/грунт», в котором коэффициентная функция $c_{ag}^{kn}(s)$ – сопротивление обсыпки анода. Условия (6) – условия подключения катодной станции к трубопроводам и протяженным анодным заземлителям.

Решение задачи (1)-(7) получено методом фиктивных источников [1,2] и программно реализовано. На основе найденного распределения потенциала получены распределение векторов плотности электрического тока в слоистом полупространстве, в металле трубопровода, в сердечниках анодных заземлителей, а также плотности тока и потенциалы на границах «грунт/труба» и «протяженный анод/грунт».

На рис.1 показаны эпюры: а) плотности тока, текущего поперек трубы и б) защитного потенциала вдоль трубы, полученные для трубопровода – прямого кругового горизонтального цилиндра – длины 16260 м., внешнего диаметра 0.53 м., с толщиной стенки трубы 8мм., удельным электрическим сопротивлением металла трубы $2.45 \cdot 10^{-7}$ Ом·м., находящегося по оси на глубине 1.7м. Катодные станции расположены на расстоянии 20 и 30 м. от оси МТ на отметках 4819 и 13477 м. от начала трубы, генерируют ток 1.2 А и 0.8А. Ток поступает в землю через точечные анодные заземлители с координатами А1(4819; 240; 22.5) и А2(13477; 345; 22.5), соответственно. Токи утечки, возникающие при защите оборудования КС, составляют 5 % для СК31 и 5 %- для СК32 от тока генерации, и формируются на глубине 2.5 м.. Протяженные анодные заземлители отсутствуют. Сопротивление изоляции трубы составляет 14685,6 Ом·м² везде, кроме участка № 61 при дискретизации МТ на 99 конечных объемных элементов [1], на котором смоделирован «дефект» с уменьшенным на 60% сопротивлением.

Кривые соответствуют 4-слойному плоско-параллельному горизонтально-слоистому вмещающему полупространству с нижними границами слоев 0.2, 0.4, 5.0, ∞ м. и удельными электрическими сопротивлениями соответственно 40 (чернозем), 150 (влажный песок, супесь), 60 (влажный суглинок) и 500 (гравий+глина) Ом·м.

На рис.2 демонстрируются поверхности распределения потенциала и модуля вектора плотности тока на плоскости $z=0$ «воздух/земля» в коридоре [-50 м; 50 м] вдоль трубы.

Принимая факт малого различия магнитной проницаемости приповерхностных осадочных горных пород, содержащих трубопровод, магнитное поле, возбуждаемое постоянным электрическим током, находится по известным интегральным формулам Био-Савара-Лапласа для распределенных в пространстве плотностей тока. В качестве интегрирования взят параллелепипед [0 м...16260 м; -50 м...50 м; 0 м...22 м], на котором сформирована неравномерная по OZ сеточная область с числом разбиений по осям соответственно [99; 20; 50].

На рисунке 3 представлены графики градиента по модулю вектора напряженности магнитного поля (нТл.) на высоте 10 м. над уровнем земли.

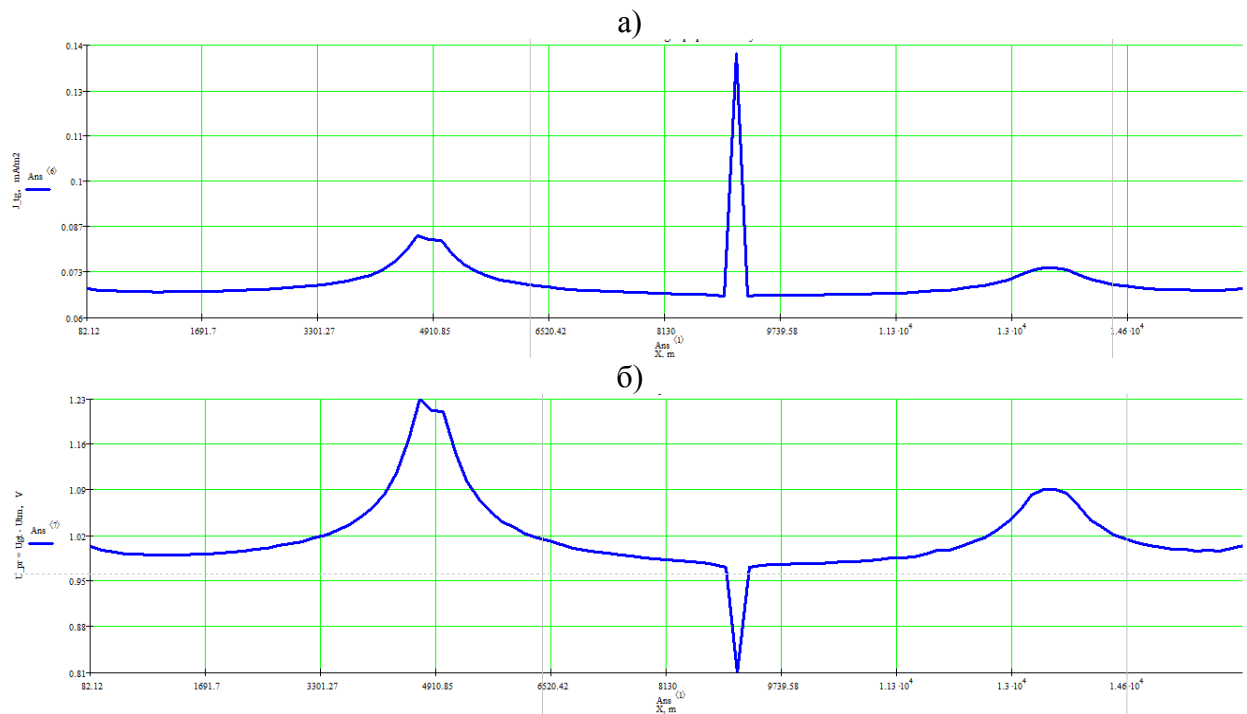


Рис.1. а) плотность тока (mA/m^2), текущего через боковую поверхность трубы;
 б) разность потенциалов (В) на границе «грунт/труба».

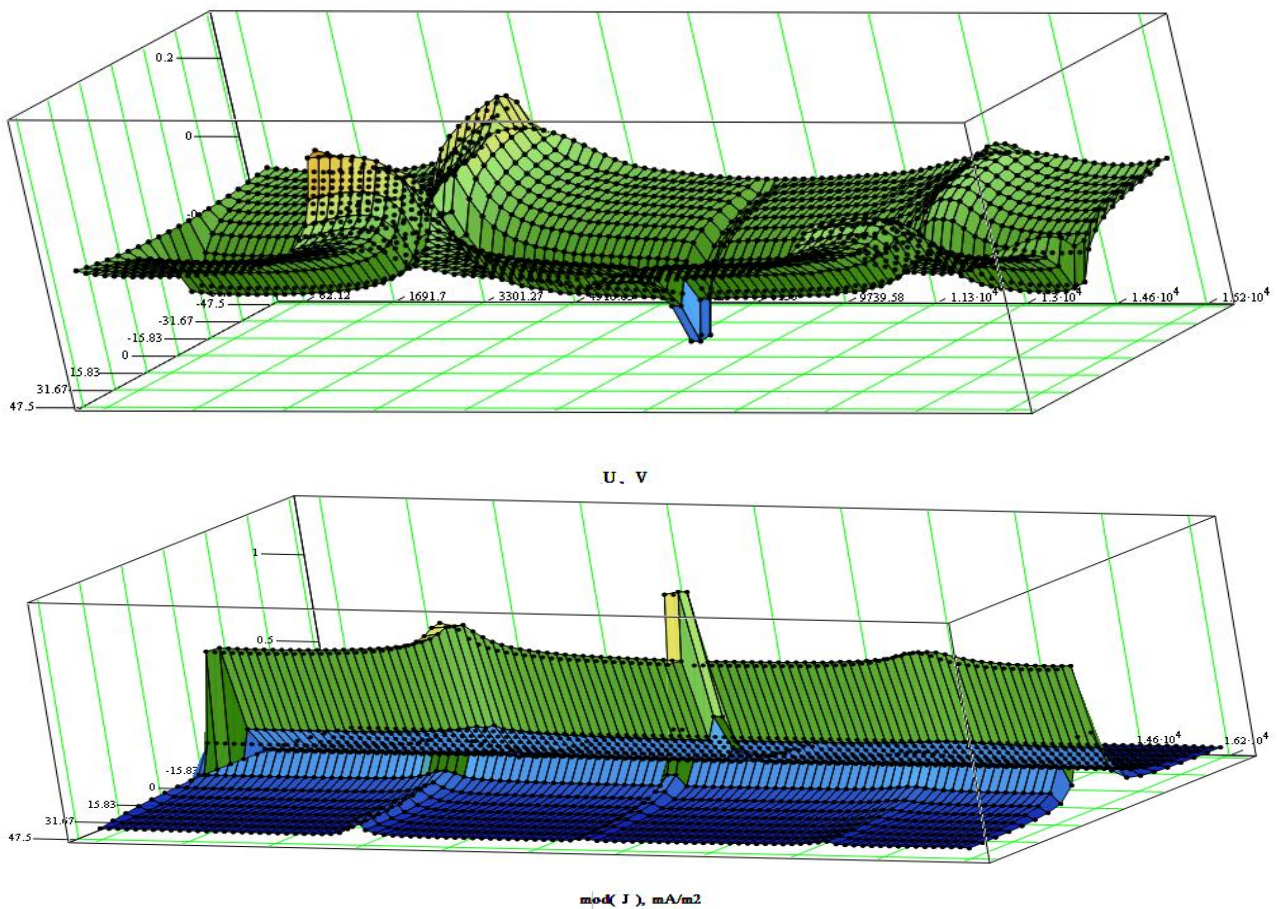


Рис.2. а) потенциал тока (В) и б) модуль вектора плотности тока (mA/m^2) на «дневной» поверхности (поверхности $z=0$ «воздух/земля»).

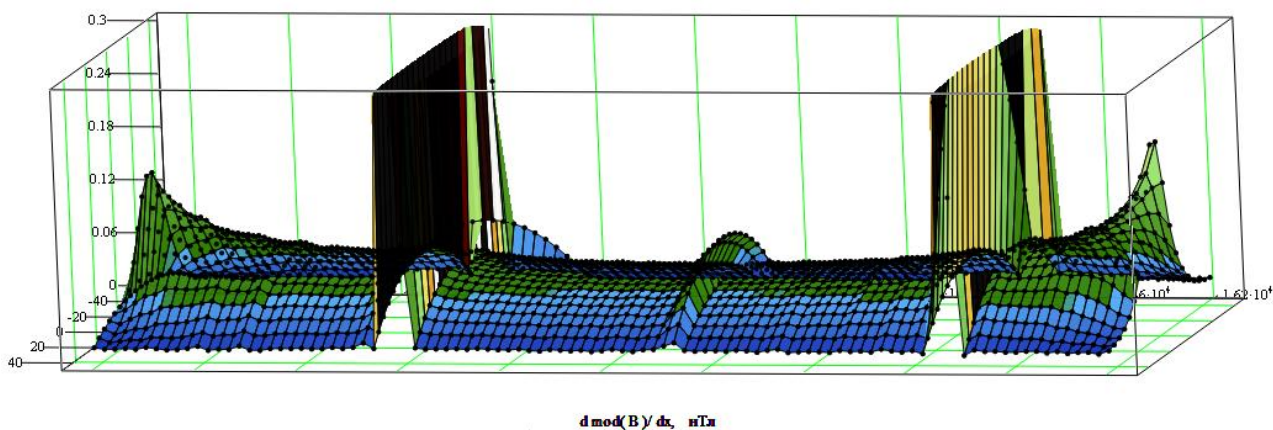


Рис.3. Поверхность градиента (по x) модуля вектора напряженности магнитного поля на высоте 10 м. над поверхностью земли (нТл.).

На поверхности отражено влияние «дефектного» по сопротивлению изоляции участка трубопровода. Величина «дефекта» (около 0.04 нТл.) и чувствительность современных магнитометров (0.001 нТл.) дают основания для применения БПЛА-магнитометрических методов измерений с целью определения сопротивления изоляции МТ.

Список литературы

1. Болотнов А.М., Глазов Н.Н., Глазов Н.П., Шамшетдинов К.Л., Киселев В.Д. Математическая модель и алгоритм расчета электрического поля катодной защиты протяженными анодами // Физикохимия поверхности и защита материалов, 2008. – Т. 44. № 4. – С. 438-441.
2. Ткаченко В.Н. Расчет электрохимической защиты трубопроводных сетей от коррозии методом дискретизации // Электричество, 2007. – № 12. – С. 41-47.

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕЛЯБИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Кузин А. В. (УГГУ, г. Екатеринбург)

Аннотация. Рассмотрены магматические и палеовулканологические критерии, геологические и геофизические признаки при прогнозировании медноколчеданного месторождения в полосе пород базальт-риолитовой формации на западном склоне крупного вулканического центра. Введены поправки за влияние слоя рыхлых электропроводных отложений в данные полевых гравиразведочных и электроразведочных материалов. Это позволяет оценить природу аномалии метода вызванной поляризации, мощность гравитирующего аномалиеобразующего рудного тела.

Ключевые слова: медные руды, палеовулканология, комплексная интерпретация геофизических данных

Прогнозный участок располагается в 85 км к югу от г. Екатеринбурга, в Челябинской области (6 км к югу от границы областей).

В геологическом отношении участок приурочен к вулканитам базальт-риолитовой колчеданосной формации силурийского возраста западного склона Красноуральско-Ежовско-Дегтярско-Карабашской палеогряды. Во взглядах на геологическую позицию участка автор опирается на научные исследования Е.А. Кузнецова [5], И. Д. Соболева, С. Н. Иванова [1],

В.Н. Сазонова [7] относивших участок к образованиям Тагильской системы, и отстаивает эти взгляды [2, 3, 4].

Магматические критерии прогнозирования. Вулканиды Коркодинского участка примыкают к западному флангу выделяемого автором [4] Уфалейского вулканоплутонического центра (ВПЦ), имеющего размер 35x14 км, сложенного габбро, плагиогранитами, базальтами, серпентинитами, вулканидами базальт-риолитового ряда. В гравитационном поле Уфалейский ВПЦ характеризуется региональной положительной аномалией интенсивностью 8-10 мГал, что указывает на его приуроченность к глубинному центру базальтоидного магматизма. Наличие крупного ВПЦ является благоприятным условием для отделения рудоносных растворов и образования месторождений [6]. Габбро, базальты ВПЦ комагматичны базальтам Дегтярско-Карабашской гряды [4]. Крупные будины серпентинитов Уфалейского массива, относящиеся к южному отрезку Серовско-Маукского пояса, деформировали в силуре-девоне колчеданосный центр. При этом вулканиды восточного склона круто наклонились на восток, а западного – запрокинулись на запад. Среди вулканидов восточного склона известно Ольховское медно-цинковое месторождение. Среди вулканидов западного склона – Худяковское рудопроявление вкрапленных медных руд.

Палеовулканические критерии. Мощность рудовмещающих вулканических и вулканогенно-осадочных образований на Коркодинском участке составляет 1,8 км, в 2 км южнее уменьшается до 1 км. Горные породы прогнозного участка представлены туфопесчаниками, кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми сланцами. Вулканические породы (базальты), а также осадочные (известняки, углисто-кремнистые сланцы) установлены среди пластин серпентинитов Уфалейского массива, они вскрыты Черемшанскими карьерами никелевых силикатных руд. То есть, общая мощность вулканогенно-осадочных образований ВПЦ составляет более 2 км. Коркодинский участок приурочен к средней и верхней частям запрокинутых на запад отложений палеосклона. Они на Дегтярском, Карабашском месторождениях являются рудовмещающими.

Геологические признаки рудного поля. По нашим представлениям, Худяковское проявление вкрапленных медных руд относится к нижнему уровню отложения медноколчеданных руд в прогнозируемом Коркодинском рудном поле. В 1911-13 гг Н. А. Керзин на Худяковском руднике бурых железняков, отработанных в середине XIX века, заложил 5 разведочных наклонных (60°) скважин. Они вскрыли бурые железняки, хлорит-кварцевые сланцы с прожилково-вкрапленной колчеданной минерализацией. Содержание меди в отдельных интервалах достигало 0,7 %. Сква. 5 в интервале 97,6-123,5 м вскрыла тальк-хлорит-кварцевые сланцы с сульфидами. С интервала 117,5-123,5 м "шламом вынесло 16 пудов (240 кг) колчедана". Под старым железным рудником заложена проверочная шахта глубиной 65 м. Из нее пробит горизонтальный квершлаг длиной 30 м по простиранию пород. Из забоя квершлага пробурена горизонтальная скважина длиной 18 м. Эти выработки вскрыли разрез, представленный бурыми ожелезненными глинами, хлоритовыми, тальк-хлорит-кварцевыми сланцами, часто измятыми в мелкие плейчатые складки, включающими прожилковую вкрапленность сульфидов на участках повышенного содержания кварцевых прожилков. В прослоях с повышенным содержанием вкрапленности халькопирита содержание меди достигало 2 %. Падение пород восточное под углом 55°.

В 1958-60 гг на площади 2x3 км П. А Бурковой проведены работы профилями буровых поисково-картировочных скважин глубиной до 30-40 м. Мощность рыхлых делювиальных и аллювиальных отложений определена в 25-35 м (рис. 1). Под покровом рыхлых пород выявлены три полосы кварц-серицитовых сланцев. Содержание меди в отдельных пропластках составляло 0,02-0,32 %, цинка до 0,77 %. Сланцы прослежены на юг и север на 2,5 км, над ними установлена гидрохимическая аномалия меди, несколько литогеохимических аномалий меди и цинка. В западной части участка, в районе предполагаемого третьего уровня рудоот-

ложения, картировочная скважина № 300 вскрыла сланцы с вкрапленностью халькопирита, содержание меди в них 0,38, цинка 0,14 %.

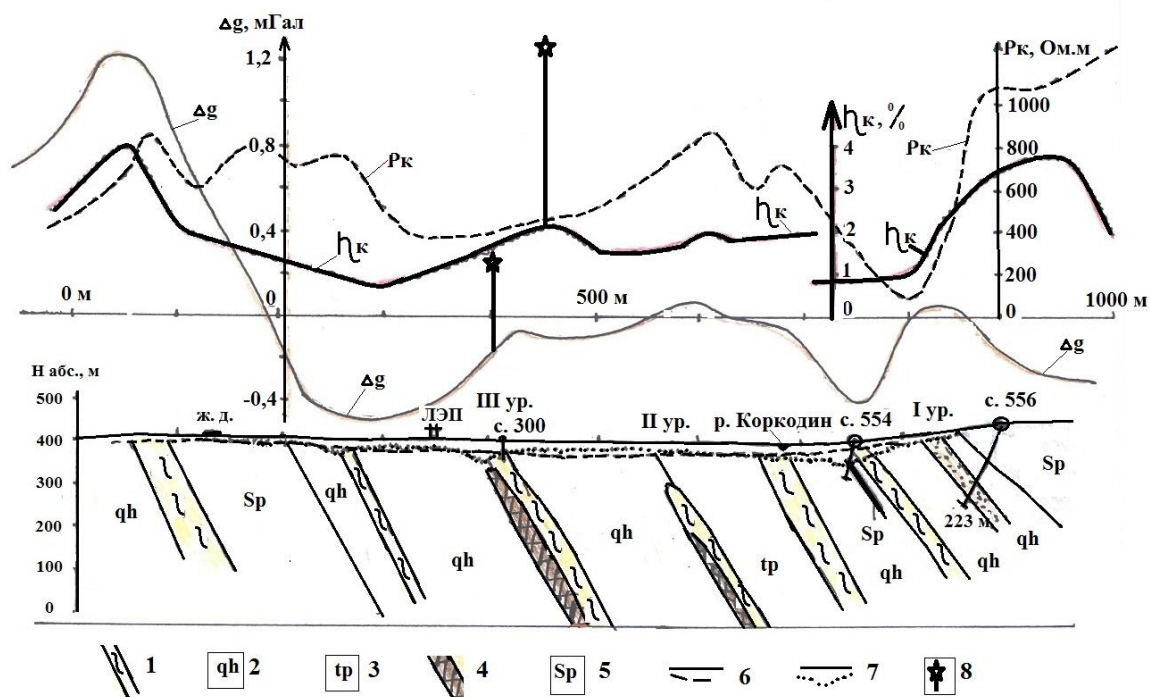


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез вкост прогнозируемого рудного поля:
 1 – кварц-серицитовые сланцы, 2 – кварц-хлоритовые сланцы, 3 – туфопесчаники, 4 – серпентиниты, 5 – прогнозируемые уровни медноколчеданных руд, 6 – мощность рыхлых по бурению 1957-60 гг, 7 – мощность рыхлых по ВЭЗ 1986-90 гг, 8 – пиковые значения рудных аномалий силы тяжести и вызванной поляризации с учетом поправки за мощность рыхлых отложений

В 1984-90 гг В. В. Парфенов, В. П. Петухов и др. провели на участке площадные геофизические работы масштаба 1:10000 методами гравиразведки, магниторазведки, электроразведки (ВЭЗ и ВЭЗ-ВП). Прогнозные участки на медноколчеданное оруденение в пределах потенциально рудоносной полосы не выделены.

Комплексная интерпретация поисково-разведочных данных прошлых лет данных позволяет выделить на исследованной площади **геофизические признаки медноколчеданного оруденения**. Полоса вулканогенно-осадочных пород западного палеосклона колчеданосной гряды проявляется пониженным ровным магнитным полем, отрицательной гравитационной аномалией. В центральной части полосы есть раздвоенная локальная положительная гравитационная аномалия интенсивностью 0,3-0,4 мГал протяженностью 1700 м. При расчёте локальной аномалии авторы отчета приняли под ней мощность электропроводных рыхлых порядка 40-60 м – по интерпретации ВЭЗ. Однако снижение кажущегося сопротивления на кривых ВЭЗ может быть обусловлено наличием под рыхлыми осадками электропроводных сульфидных руд. При мощности рыхлых 30 м интенсивность гравитационной аномалии должна составить 0,5-0,6 мГал. Тогда гравитационная аномалия может быть обусловлена пластом медноколчеданных руд мощностью около 10 м с плотностью порядка 4,2 г/см³ (по номограммам А. Я. Яроша, А. Б. Полякова, 1963).

Над прогнозируемым выходом под наносы рудным телом зафиксирована аномалия вызванной поляризации интенсивностью до 2 %. По номограммам А. С. Семенова, С. С. Сысцова, учитывающим мощность электропроводных рыхлых покровных образований, истинная

аномалия должна иметь интенсивность 7 %, поляризуемость объекта должна составлять 50-60 %, т.е. это должны быть сплошные медноколчеданные руды.

Локальная гравитационная аномалия в северной части участка раздваивается, возможно, аномалии обусловлены рудами, залегающие на втором и третьем уровнях отложения.

Прогнозная масса верхнего (западного) рудного тела при простирации 1800м, мощности 10 м, глубине залегания до 500 м, составит 40 млн. тонн. Предполагаемое рудное тело второго уровня характеризуется локальной аномалией интенсивностью в 0,3-0,4 мгал. Его масса может быть 20 млн. тонн. При содержании меди и цинка в руде в 2 % прогнозные ресурсы рудного поля составят около 1,2 млн. тонн меди и 1,2 млн. тонн цинка. Если средние содержания золота и серебра в рудной массе принять такими же, как на Карабашских месторождениях (1,45 г/т и 14,9 г/т), то прогнозные ресурсы золота составят 88 тонн, серебра – 900 тонн.

Список литературы

1. Иванов С. Н., Меркулов М, И. Дегтярское колчеданное месторождение на Урале. М.-Л.: Цветметиздат, 1937.-124 с.
2. Кузин А. В., Папулов Н. Б. Эволюция магматизма, металлогения Тагильской палеоостроводужной системы //Изв. вузов. Геология и разведка.-1996,№4.-С.101-105.
3. Кузин А. В. Рудоносные формации Карабашского района на Среднем Урале //Уральский геологический журнал. 2002, №4(28).-С.109-120.
4. Кузин А. В. Уфалейский вулcano-плутонический комплекс// Известия вузов. Геология и разведка. 2005. №3. С. 27-30.
5. Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.: Изд. АН СССР, 1939.-217 с.
6. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения. Екатеринбург, 1985.-289 с.
7. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 2. Дегтярско-Карабашская колчеданносная зона (Средний Урал): Научное издание /Под ред. акад. РАН В. А. Коротева. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003.-68 с.

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ И МАГНИТОРАЗВЕДКИ НА РЕЛЬЕФЕ

*Кузнецов К.М. (МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, kirillkuz90@gmail.com),
Булычев А.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва),
Лыгин И.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва),
Буденный С.А. (ООО «Инжиниринговый центр МФТИ», г. Долгопрудный),
Журавлев С.Д. (ООО «Инжиниринговый центр МФТИ», г. Долгопрудный),
Григорьев Г.С. (ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург)*

Аннотация. Рассмотрен алгоритм решения трехмерной прямой задачи грави- и магниторазведки на рельефе.

Ключевые слова: прямая задача, гравитразведка, магниторазведка, БПФ

На сегодняшний день благодаря повышению точности измерения гравитационного и магнитного полей и увеличению объема данных все шире применяется трехмерная интерпретация потенциальных полей в комплексе геофизических методов для решения различных геологических задач.

Вопросам решения трехмерной прямой задачи грави- и магниторазведки посвящено множество работ Г.Я. Голиздра, Г.Г. Кравцова, В.Н. Страхова, В.Р. Мелихова, А.А. Булыче-

ва, Ю.И. Блоха и др. Применяемые подходы и средства их реализации обладают большим разнообразием. Их развитие связано, как с развитием и усложнением математического аппарата, применяемого при решении прямых задач, так и с развитием компьютерной техники.

Прямая задача гравиразведки и магниторазведки в общей постановке может быть сведена к интегралу:

$$\varphi(x, y, z) = \iiint_V \sigma(\xi, \eta, \zeta) K(\xi - x, \eta - y, \zeta - z) dx dy dz \quad (1)$$

где $\varphi(x, y, z)$ – наблюдаемая функция физического поля; $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$ – функция физического параметра горных пород (плотность в случае гравиразведки и намагниченность в случае магниторазведки); $K(\xi - x, \eta - y, \zeta - z)$ – ядро интеграла типа свертки в виде функции,

Одним из эффективных алгоритмов расчета прямого гравитационного и магнитного эффектов от сложного трехмерного распределения масс или магнитной восприимчивости соответственно является алгоритм, предложенный в работах [1; 5], основанный на быстрой дискретной свертке. Идея этого подхода состоит в следующем. Трехмерная модель физических свойств представляется набором горизонтальных плоскопараллельных пластов. Распределение плотности (магнитной восприимчивости) в таком пласте задается в виде двумерной матрицы с равномерным шагом по площади. Тогда гравитационный (магнитный) эффект такого пласта может быть определен как результат дискретной свертки матрицы физических свойств с эффектом прямоугольной призмы. Горизонтальные размеры этой призмы равны размерам ячеек. В результате такой свертки может быть определен гравитационный или магнитный эффект этого пласта на горизонтальной плоскости. Вычисление дискретной свертки возможно осуществить следующим образом: 1) осуществить дискретное преобразование Фурье (ДПФ), т.е. рассчитать дискретные спектры сворачиваемых последовательностей, 2) перемножить полученные спектры и 3) осуществить обратное дискретное преобразование Фурье (ОДПФ). Такой подход к вычислению дискретной свертки во много раз сокращает число машинных операций, если для вычисления ДПФ и ОДПФ использовать алгоритм быстрого преобразования Фурье (БПФ), и носит название быстрой дискретной свертки (БДС).

Таким образом, алгоритм решения прямой задачи, основанный на БДС должен включать в себя способ построения трехмерного распределения параметров среды и алгоритм вычисления свертки дискретного массива плотности или магнитной восприимчивости с эффектом призмы. Кроме того, как уже отмечалось, результатом работы такого алгоритма будет эффект на горизонтальной плоскости. В то же время при решении интерпретационных задач необходимо учитывать, тот факт, что аномальные значения измеряемых полей отнесены к дневному рельефу. Это означает, что разрабатываемый алгоритм должен иметь возможность расчета гравитационного эффекта не только на горизонтальной плоскости, но и на рельефе.

Расчет эффекта на горизонтальный нулевой уровень

Рассматривая в качестве модели куб плотностей, создающий гравитационный эффект, прямая задача будет сведена к численному решению интеграла:

$$g(x, y, 0) = G \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \sigma(\xi, \eta, \zeta) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta)^2]^{1/2}} \right) d\xi d\eta d\zeta \quad (2)$$

где $g(x, y, 0)$ – гравитационный эффект в точке $(x, y, 0)$, G – гравитационная постоянная, σ – плотность.

При численной реализации для вычисления поля на нулевом уровне модель среды разбивается на горизонтальные слои, которые в свою очередь представляются системой прямоугольных призм, с размерами, равными шагу расчетной сети. Тогда уравнение (2) можно представить в виде:

$$g(x_m, y_n, 0) = \sum_{k=0}^{N_z-1} g_k(x_m, y_n, 0) \quad (3)$$

где g_k – эффект от горизонтального пласта, N_z – число горизонтальных слоев.

Поскольку эффект рассчитывается на равномерную сеть, гравитационное поле, создаваемое таким k -м горизонтальным пластом может быть представлен дискретной сверткой поля прямоугольной призмы с единичной плотностью и массива плотностей:

$$g_k(x_m, y_n, 0) = \sum_{i=0}^{N_x-1} \sum_{j=0}^{N_y-1} g_n(x_i - x_m, y_j - y_n, z_k) \cdot \sigma(x_i, y_j, z_k) \quad (4)$$

где g_n – эффект от прямоугольной призмы с единичной плотностью (ядро свертки), σ – плотность ячейки, N_x – число точек по оси Ox , N_y – число точек по оси Oy , z_k – глубина центра ячейки (глубина середины k -го горизонтального слоя).

Непосредственное вычисление такой суммы может занимать большое количество времени. Для ускорения процесса вычисления используется алгоритм быстрой дискретной свертки [1; 8]. Суть его заключается в вычислении дискретных спектров плотности слоя и эффекта прямоугольной призмы и в дальнейшем перемножении этих спектров. Этот алгоритм позволяет значительно сократить время расчетов.

Для сокращения математических операций можно использовать алгоритм «быстрого преобразования Фурье» [8] и некоторые свойства ДПФ.

1) Линейность. Если $U_1(m_x, m_y)$ и $U_2(m_x, m_y)$ периодические последовательности с периодом N_x и N_y отсчетов, а $\hat{U}_1(n_x, n_y)$ и $\hat{U}_2(n_x, n_y)$ их дискретные спектры, то дискретное преобразование Фурье последовательности $U_1(m_x, m_y) + U_2(m_x, m_y)$ равно $\hat{U}_1(n_x, n_y) + \hat{U}_2(n_x, n_y)$.

2) Симметрия. Если $U_1(m_x, m_y)$ периодическая последовательность с периодом N_x и N_y отсчетов является действительной, то ее дискретное преобразование Фурье $\hat{U}_1(n_x, n_y)$ удовлетворяет следующим условиям:

$$\left. \begin{aligned} Re(\hat{U}_1(n_x, n_y)) &= Re(\hat{U}_1(N_x - n_x, N_y - n_y)) \\ Re(\hat{U}_1(n_x, N_y - n_y)) &= Re(\hat{U}_1(N_x - n_x, n_y)) \\ Im(\hat{U}_1(n_x, N_y - n_y)) &= -Im(\hat{U}_1(N_x - n_x, n_y)) \\ Im(\hat{U}_1(n_x, n_y)) &= -Im(\hat{U}_1(N_x - n_x, N_y - n_y)) \\ n_x &= \overline{0, N_x - 1}, n_y = \overline{0, N_y - 1} \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Указанные два свойства могут использоваться для повышения эффективности вычислений ДПФ. Также существование данных условий позволяет вдвое сократить вычисления значений ДПФ, за счет того, что значения в первом квадранте однозначно определяют значения в третьем и значения во втором квадранте также однозначно определяют значения в четвертом квадранте.

Есть возможность использования данных свойств для еще большего ускорения работы алгоритма быстрой свертки. Поскольку требуется вычисление спектра для двух независимых действительных двумерных функций, то можно реализовать это через одно БПФ.

Покажем это, для чего рассмотрим комплексную функцию $f = U + iV$, где U и V – некоторые действительные функции. При преобразовании Фурье функции f получаем:

$$\begin{aligned}
\hat{f}(n_x, n_y) &= \hat{U}(n_x, n_y) + i\hat{V}(n_x, n_y) \\
&= (Re\hat{U}(n_x, n_y) + iIm\hat{U}(n_x, n_y)) + i(Re\hat{U}(n_x, n_y) + iIm\hat{V}(n_x, n_y)) \\
&= (Re\hat{U}(n_x, n_y) - Im\hat{V}(n_x, n_y)) + i(Im\hat{U}(n_x, n_y) + Re\hat{V}(n_x, n_y))
\end{aligned} \tag{6}$$

Учитывая свойства четности действительной части и нечетности мнимой части преобразования Фурье, описанные в первых двух равенствах системы (5), можем записать:

$$\begin{aligned}
Re\hat{f}(n_x, n_y) &= Re\hat{U}(n_x, n_y) - Im\hat{V}(n_x, n_y) \\
Re\hat{f}(N_x - n_x, N_y - n_y) &= Re\hat{U}(n_x, n_y) + Im\hat{V}(n_x, n_y) \\
Im\hat{f}(n_x, n_y) &= Im\hat{U}(n_x, n_y) + Re\hat{V}(n_x, n_y) \\
Im\hat{f}(N_x - n_x, N_y - n_y) &= -Im\hat{U}(n_x, n_y) + Re\hat{V}(n_x, n_y)
\end{aligned} \tag{7}$$

Из приведенных четырех равенств можно вывести:

$$\begin{aligned}
Re U(n_x, n_y) &= \frac{Re\hat{f}(n_x, n_y) + Re\hat{f}(N_x - n_x, N_y - n_y)}{2} \\
Im U(n_x, n_y) &= \frac{Im\hat{f}(n_x, n_y) - Im\hat{f}(N_x - n_x, N_y - n_y)}{2} \\
Re V(n_x, n_y) &= \frac{Im\hat{f}(n_x, n_y) + Im\hat{f}(N_x - n_x, N_y - n_y)}{2} \\
Im V(n_x, n_y) &= -\frac{Re\hat{f}(n_x, n_y) - Re\hat{f}(N_x - n_x, N_y - n_y)}{2}
\end{aligned} \tag{8}$$

Заменим функцию U на функцию ядра свертки g , которая описывает гравитационный эффект от одной ячейки, а функцию V на функцию σ – функцию распределения плотности:

$$f = \sigma + ig \tag{9}$$

Произведя лишь одно преобразование Фурье от функции f и используя равенства (8) становится возможным вычисление дискретных спектров последовательностей \hat{g} и $\hat{\sigma}$. Этот шаг позволяет сократить время выполнения алгоритма за счет однократного использования прямого быстрого дискретного преобразования Фурье.

В численном виде гравитационный эффект прямоугольной призмы с единичной плотности выражается уравнением [3; 2]:

$$\begin{aligned}
g(x, y, 0) &= (\xi - x) \ln(\eta - y + r) + (\eta - y) \ln(\xi - x + r) \\
&\quad + \zeta \arctg\left(\frac{\zeta r}{(\xi - x)(\eta - y)}\right) \Big|_{x_1, y_1, z_1}^{x_2, y_2, z_2}
\end{aligned} \tag{10}$$

где $r = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta)^2}$.

Все приведенные выше выкладки верны и для вычисления компонент аномального магнитного поля.

Компоненты аномального магнитного поля прямоугольной призмы можно записать [4, 9]:

$$X = V_1 I_x + V_2 I_y + V_3 I_z; \tag{11}$$

$$Y = V_2 I_x + V_4 I_y + V_5 I_z;$$

$$Z = V_3 I_x + V_5 I_y + V_6 I_z,$$

где I_x, I_y, I_z – компоненты намагниченности, коэффициенты $V_1, V_2, V_3, V_4, V_5, V_6$ вычисляются по формулам:

$$\begin{aligned} V_1 &= -\arctg \frac{\eta * \zeta}{\xi * r} \left| \frac{\xi_2}{\xi_1} \right| \frac{\eta_2}{\eta_1} \left| \frac{\zeta_2}{\zeta_1} \right| \\ V_2 &= \ln(r + \zeta) \left| \frac{\xi_2}{\xi_1} \right| \frac{\eta_2}{\eta_1} \left| \frac{\zeta_2}{\zeta_1} \right| \\ V_3 &= \ln(r + \eta) \left| \frac{\xi_2}{\xi_1} \right| \frac{\eta_2}{\eta_1} \left| \frac{\zeta_2}{\zeta_1} \right| \\ V_4 &= -\arctg \frac{\xi * \zeta}{\eta * r} \left| \frac{\xi_2}{\xi_1} \right| \frac{\eta_2}{\eta_1} \left| \frac{\zeta_2}{\zeta_1} \right| \\ V_5 &= \ln(r + \xi) \left| \frac{\xi_2}{\xi_1} \right| \frac{\eta_2}{\eta_1} \left| \frac{\zeta_2}{\zeta_1} \right| \\ V_6 &= -\arctg \frac{\xi * \eta}{\zeta * r} \left| \frac{\xi_2}{\xi_1} \right| \frac{\eta_2}{\eta_1} \left| \frac{\zeta_2}{\zeta_1} \right| \end{aligned} \quad (12)$$

Пересчет поля в верхнее полупространство

В ряде случаев требуется узнать значения рассчитанного поля в точках наблюдения. Для получения значений в этих точках возможно произвести пересчет полученного поля вверх с нулевой поверхности в каждую точку заданной поверхности рельефа. Эта процедура для гравитационного поля и компонент магнитного поля выполняется на основании следующего интеграла Пуассона [6]:

$$g(x, y, h) = \frac{h}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{g(\xi, \eta, 0)}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta)^2]^{3/2}} d\xi d\eta \quad (13)$$

где $g(x, y, h)$ – гравитационный (магнитный) эффект на высоте h , а $g(\xi, \eta, 0)$ – рассчитанный гравитационный (магнитный) эффект на нулевом уровне. Этот интеграл представляет из себя интеграл типа свертки. Тем самым, можно использовать алгоритм быстрой дискретной свертки. Частотная характеристика продолжения в верхнее полупространство описывается уравнением [6]:

$$\begin{aligned} \widehat{K}(n_x, n_y, 0) &= e^{-\omega h}, \\ \omega &= \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}, \quad \omega_x = \frac{2\pi}{N_x} n_x, \quad \omega_y = \frac{2\pi}{N_y} n_y \end{aligned} \quad (14)$$

Для восстановления сигнала в каждой точке рельефа требуется произвести обратное преобразование Фурье спектра гравитационного или магнитного эффекта, помноженного на соответствующие значения спектра оператора продолжения вверх (13). Используя свойства симметрии, которые описаны выше также, как и в предыдущем пункте возможно ускорить процесс вычисления.

Расчёт эффекта от масс, находящихся между нулевым уровнем и рельефом

В тех случаях, когда требуется узнать значения рассчитанного поля в точках наблюдения. В связи с тем, что слой с верхней кромкой рельефом и нижней кромкой нулевым уровнем не может быть представлен набором одинаковых призм, то невозможно использовать алгоритм быстрой дискретной свертки. Поэтому рассчитывается эффект в каждую точку сети от призмы, которая имеет верхнюю грань на уровне точки заданного рельефа, нижнюю граню на нулевом уровне, а боковые грани задаются границами ячеек сети.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Работы № 18-05-00127).

Список литературы

1. Булычев А.А. Методы обработки и интерпретации потенциальных полей на основе аппарата спектральных преобразований. // Диссертация на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук. М.: МГУ. – 1985. – 145 с.
2. Булычев А.А., Лыгин И.В., Мелихов В.Р. Численные методы решения прямых задач грави- и магниторазведки (конспект лекций). М.: Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. – 2010. – 164 с.
3. Гравиразведка, Справочник геофизика/ под ред. Е.А. Мудрецово, К.Е. Веселова, – М.: Недра – 1990. – 607 с.
4. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. 5-е изд., перераб. и доп. – Л.: Недра. – 1979. – 351 с.
5. Мелихов В.Р. Устойчивая численная обработка и интерпретация гравимагнитных наблюдений на основе спектральных преобразований. // Диссертация на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. М.: МГУ.– 1988. – 438 с.
6. Миронов В.С. Курс гравиразведки. – Л.: «Недра». – 1980. – 543 с.
7. Нуссбаумер Г. Быстрое преобразование Фурье и алгоритмы вычисления свертки. – М.: «Радио и связь». – 1985. – 248 с.
8. Plouff D. Gravity and Magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. Geophysics – № 4. - vol. 41. – 1976 – pp 727-741

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ НА СФЕРИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Кузнецов К.М. (МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, kirillkuz90@gmail.com),

Булычев А.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва),

Лыгин И.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва)

Аннотация: Рассмотрен эффективный алгоритм решения прямой задачи от объемного распределения плотности на сферической поверхности. Он основан на использовании быстрой дискретной свертки. Также рассмотрены особенности его программной реализации.

Ключевые слова: прямая задача, гравиразведка, быстрая дискретная свертка

Развитие технологий и накопление большого объема знаний о гравитационном поле позволяют решать различные задачи моделирования в рамках всей Земли и ее крупных регионов. Для решения таких задач необходимо использование эффективного вычислительного алгоритма расчета прямой задачи гравиметрии с учетом сферичности Земли.

Активный интерес к созданию таких алгоритмов и вычислительных программ появился еще в 70 - 80-х годах прошлого века [12; 13]. Один из подходов к решению прямой задачи гравиметрии на сферической поверхности был предложен в работах В.И. Старостенко и его коллег [8] и получил дальнейшее развитие в работах [5; 9; 11]. Он основан на аппроксимации гравитирующих масс набором прямоугольных «сферических» призм постоянной плотности.

Однако, выражение элементов гравитационного поля такой призмы не имеет конечного аналитического решения с помощью элементарных функций, что приводит к усложнению вычислительного алгоритма.

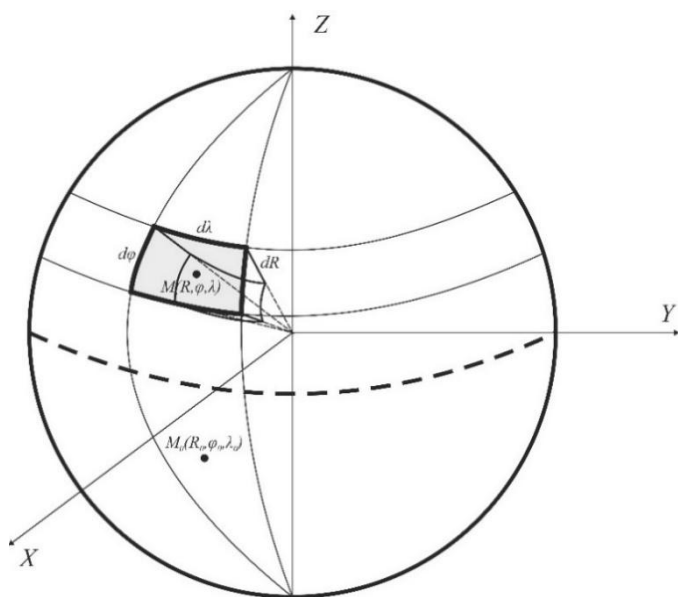


Рис.1. Расположение «сферической» призмы

в расчете потенциала и силы притяжения на поверхности сферы радиусом R_0 (рис. 2). Информация об плотности задана в виде наборов сеточных файлов с постоянным шагом по широте $d\varphi$ и долготе $d\lambda$, на заданных глубинах. Каждый из таких слоев можно представить в виде набора многогранников каждая из которых имеет свою постоянную плотность. Размеры этих призм определяются их географическим положением и расстоянием от центра сферы.

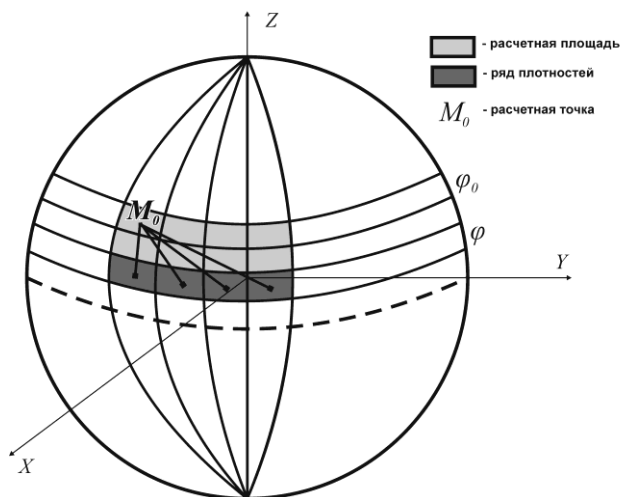


Рис.2. Взаимоотношение расчетных точек и широтных слоев на сфере

В работах [2, 7] был предложен алгоритм решения прямой задачи гравиметрии с учетом сферичности Земли, основанный на аппроксимации «сферической» призмы многогранником (рис. 1). Однако даже в этом случае расчет прямого гравитационного эффекта от слоя будет достаточно трудоемким и требовать значительных временных затрат, особенно для случая, когда необходимо рассчитать эффект слоя на всей сферической поверхности с равномерным шагом по широте и долготе. Значительно сократить вычислительное время возможно за счет применения алгоритма быстрой дискретной свертки на основе дискретного преобразования Фурье [3].

Рассмотрим вычислительный алгоритм более подробно. Задача состоит в

рассмотрим вычислительный алгоритм более подробно. Задача состоит в расчете потенциала и силы притяжения на поверхности сферы радиусом R_0 (рис. 2). Информация об плотности задана в виде наборов сеточных файлов с постоянным шагом по широте $d\varphi$ и долготе $d\lambda$, на заданных глубинах. Каждый из таких слоев можно представить в виде набора многогранников каждая из которых имеет свою постоянную плотность. Размеры этих призм определяются их географическим положением и расстоянием от центра сферы.

Стоит отметить, что в пределах одного широтного пояса все эти призмы одинаковы. Эти призмы можно аппроксимировать многогранниками, все грани которых представляют четырехугольные пластины. Верхняя и нижняя грани этих призм проходит через вершины соответственно внешней и внутренней поверхности сферической призмы.

Рассмотрим, каким образом можно представить элементы гравитационного поля, создаваемого многогранником с постоянной плотностью.

Потенциал многогранника связан с потенциалом грани:

$$V(M) = \frac{\sigma}{2} \sum_{q=1}^Q (\zeta^q - z^q) U_q(M), \quad (1)$$

где σ – плотность многогранника, Q – число его граней, $U_q(M)$ – потенциал притяжения q -ой грани с единичной поверхностной плотностью, ζ^q и z^q – координаты грани и расчетной точки в системе координат, связанной с q -ой гранью. В этой новой системе координат ось oZ^q сов-

падает с внешней нормалью грани n_q , а плоскость OX^qZ^q компланарна плоскости грани. Соответственно, $(\zeta^q - z^q)$ - высота точки наблюдения над плоскостью q -ой гранью многогранника.

Поле притяжения, создаваемое многогранником с постоянной плотностью, представляется следующим образом [4]:

$$\bar{g} = -\sigma \sum_{q=1}^Q 1\bar{n}_q U_q(M). \quad (2)$$

При решении прямой задачи на сфере необходимо вычислить проекцию вектора притяжения многогранника на радиус-вектор расчетной точки M :

$$g = -\sigma \sum_{q=1}^Q \cos(1\bar{r}, 1\bar{n}_q) U_q(M); \quad (3)$$

Как видно из полученных соотношений, для вычисления аномального гравитационного потенциала и аномального поля силы притяжения необходимо уметь вычислять потенциал плоской пластины с распределенной по ней постоянной поверхностной плотностью σ_{Π} .

Вопрос аналитического представления потенциала притяжения многоугольной пластины с постоянной плотностью и алгоритм вычисления потенциала $U_q(M)$ рассматривался в работах [1; 4; 10].

Поскольку, как отмечалось ранее, в пределах одного широтного пояса все призмы одинаковы, то для этого случая предлагается алгоритм, основанный на использовании алгоритма быстрой дискретной свертки с использованием быстрого дискретного преобразования Фурье (БПФ) [3, 7].

Опишем основные особенности рассматриваемого алгоритма.

Эффект от всего широтного пояса, состоящего из ячеек, аппроксимируемых многогранниками, в точке φ, λ будет определяться суммой влияния всех ячеек этого пояса в данную точку, т.е.:

$$u(\varphi, \lambda) = \sum_i u_{\varphi}(\lambda_i - \lambda) \cdot m(\lambda_i), \quad (4)$$

где u_{φ} - эффект ячейки с единичной плотностью (ядро свертки), m - плотность ячейки. Таким образом, гравитационный эффект широтного пояса описывается дискретной сверткой (рис. 1). Влияние всей сферы в расчетных точках на широте φ является суммой эффектов от каждого широтного пояса отдельно.

Алгоритм быстрой дискретной свертки основан на том, что расчет значений функции $u(\varphi, \lambda)$ по формуле (4) осуществляется через вычисление дискретных спектров функций $u_{\varphi}(\lambda_i)$ и $m(\lambda_i)$, их перемножении и вычислении обратного дискретного преобразования Фурье (ДПФ). Однако и эту процедуру можно оптимизировать, а именно, можно рассчитать значения ДПФ двух действительных функций (двух широтных рядов плотностей или двух ядер свертки) с помощью одного дискретного преобразования Фурье основываясь на четности действительной и нечетной мнимой частей спектров функций.

Ускорение вычислений также возможно за счет применения в качестве ядра свертки эффектов от более простых моделей. При удалении от расчетных точек сферическую призму можно аппроксимировать простой моделью точечного источника.

Перемножая спектр ядра свертки и спектр функции распределения плотности, рассчитывается спектр гравитационного эффекта от широтного пояса. Стоит отметить, что, основываясь на свойствах линейности преобразования Фурье, суммирование эффектов возможно произвести в частотной области.

Поскольку вычисления гравитационных эффектов от различных широтных рядов являются независимыми, то можно реализовать их параллельное вычисление на компьютерах с несколькими вычислительными ядрами. Такой подход позволяет в разы увеличить скорость расчётов без потери точности.

Для вычисления элементов притяжения сферической призмы производился перевод географических координат в декартову систему, где ось oZ направлена от центра сферы (Земли) к северному полюсу, ось oX образуется пересечением плоскости экватора и плоскости нулевого меридиана, а ось oY - пересечением экваториальной плоскости с плоскостью меридиана 90° в.д.

Расчет эффекта ведется послойно, последовательно рассчитывается эффект от каждого слоя ячеек, расположенных на одной глубине. Также стоит отметить, что поскольку гравитационный эффект убывает с расстоянием, то можно проводить расчеты в окне заданного радиуса, что позволяет сократить время вычисления при минимальных потерях точности.

В каждом таком слое последовательно рассчитывается гравитационный эффект от каждого широтного ряда на широте φ в точки на широте φ_0 .

Затем, путем перемножения двух полученных спектров, вычисляется спектр гравитационного эффекта. Результативные спектры эффектов в каждом широтном ряду суммируются. После, гравитационный эффект вычисляется путем обратного преобразования Фурье.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Работы № 18-05-00127).

Список литературы

1. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий / М. МГГРУ. 2009. С. 48-58. (<http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-2009.pdf>).
2. Булычев А.А., Гилод Д.А., Кривошея К.В. Построение трехмерной плотностной модели литосферы океанов по полю высот геоида. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2002. №2. С. 40-47.
3. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология 1998. Т.4. № 2. С. 42-46.
4. Булычев А.А., Лыгин И.В., Мелихов В.Р. Численные методы решения прямых задач грави- и магниторазведки (конспект лекций). М. Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. 2010. 164 с. (geophys.geol.msu.ru/STUDY/facultet/forward08_03_2011.pdf)
5. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь. УрО РАН. 2015. 142 с.
6. Геофизические поля и строение дна океанских котловин. Под редакцией Яценко В.В. / Ленинград. Наука. 1990. С. 66-79.
7. Кузнецов К.М., Лыгин И.В., Булычев А.А. Алгоритм численного решения прямой задачи гравиметрии от сферического слоя переменной плотности. // Геофизика. 2017. №1. С. 22-27.
8. Старостенко В.И., Манукян А.Г., Загоротько А.Н. Методы решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. / Киев. Наукова думка. 1986. 112 с.
9. Старостенко В.И., Пятаков Ю.В. Решение прямых задач гравиметрии для сферических аппроксимирующих тел. Алгоритмы. // Изв.Томского политехн. Ун-та 2013. Т.322. №1. С. 28-34
10. Страхов В.Н., Лапина М.И. Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии для однородных многогранников. // Геофиз. Журн. 1986. Т.8. №6. С. 20-31.
11. Хохлова В.В. Учет сферичности Земли при обработке гравиметрических данных. // Геофизика. №5. 2015. С. 59-64.
12. Hellinger S. J. A method for computing the geoid height contribution of three-dimensional bodies within a spherical earth. // Geophysics. 1983. Vol.48 № 12. p. 1664-1670.
13. Johnson L. R., Litehiser J. J. A Method for Computing the Gravitational Attraction of Three-Dimensional Bodies in a Spherical or Ellipsoidal Earth. // Geophysics. 1972. Vol. 77 № 35. p. 6999-7009.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЭФФЕКТИВНОГО ФИЛЬТРАЦИОННОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА НА ОСНОВЕ ПРИНЦИПОВ ПАССИВНОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Кунцев В. Е. (УГТУ, г. Ухта, Vitaly.91@yandex.ru),

Кобрунов А. И. (УГТУ, г. Ухта),

Мотрюк Е. Н. (УГТУ, г. Ухта)

Аннотация. Рассматриваются вопросы построения прогнозирования параметров эффективного фильтрационного сопротивления продуктивного пласта на основе принципов пассивной гидродинамической томографии. В работе представлен метод пассивной гидродинамической томографии как метод гидродинамического прослушивания скважин вместе со специализированной – веерной системой томографических наблюдений с использованием математической модели динамики работы месторождения по историю эксплуатации скважин

Ключевые слова: гидродинамика, томография, интервальное время, коэффициента пьезопроводности, итерационный процесс, оптимизация

Построение адекватной текущему состоянию эксплуатации продуктивного пласта фильтрационно-емкостной модели, может быть реализовано, путем решения задачи реконструкции пространственного распределения фильтрационного сопротивления (коэффициента пьезопроводности [4]) проницаемого пласта нефтяного месторождения, на основе принципов томографических измерений. Гидродинамическая томография позволяет проводить прогноз пространственного распределения фильтрационного сопротивления проницаемого пласта на основании принципов томографии, используя данные гидродинамического прослушивания и анализ динамики реперной точки кривой восстановления давления. Задача нахождения пространственного распределения фильтрационного сопротивления движению флюида в проницаемом пласте как томографическая задача обработки измерений наступления реакции в рассматриваемых скважинах при изменении давления в возмущающих скважинах была сформулирована в работах [1].

Реализация гидродинамической томографии на практике, 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. Проведение полного прямого эксперимента, обеспечивающего необходимые томографические данные, технологически сложный, долговременный процесс, который требует финансовых издержек, поскольку необходима остановка работы части или всех скважин месторождения. Поэтому, исходные данные необходимо получить другим способом, например, реализовать математическую модель эксплуатации месторождения, и на этой модели провести необходимые эксперименты по имитации депрессии в скважинах. Данный способ получил название пассивной гидродинамической томографии.

В случае пассивной гидродинамической томографии данные, необходимые для выполнения томографического моделирования синтезируются, исходя из построенной модели месторождения по данным истории разработки в виде динамики дебита и нагнетания жидкости по всем скважинам в пределах выбранного временного интервала. Создание модели эксплуатации 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). Технология емкостного моделирования [3] позволяет определить свойства продуктивного пласта, используя такие данные из истории эксплуатации месторождения как скорости нагнетания и добычи жидкости по скважинам. Выполненные построения позволяют моделировать закачку жидкости по нагнетательным скважинам и регистрировать времена извлечения жидкости. Для моделирования используется многоскважинная сис-

тема, в которой дебит i -й скважины на рассматриваемом временном интервале рассчитывается на основе принципа суперпозиции нескольких отдельных физических факторов (1):

$$Q_i(t) = Q_{i,1}(t) + Q_{i,2}(t) + Q_{i,3}(t) \quad (1)$$

Дебит, т. е. объем извлекаемый жидкости в единицу времени, из скважины с номером i складывается из трех факторов. Здесь $Q_{i,1}(t)$ представляет динамику первичного дебита i -й добывающей скважины, не подверженной влиянию других скважин. $Q_{i,2}$ и $Q_{i,3}$ описывают влияние соседних нагнетательных и добывающих скважин на дебит скважины i . Итоговая аналитическая модель имеет следующий вид (2):

$$Q_i(t) = e^{-t\lambda_i} Q_{i,1}(t_0) + \sum_{j=1}^{N_{int}} [\beta_{ij} [\sum_{t'=t_0}^{t'} [W_j(t' - \sigma_{ij}) \Delta t] - H_j(t)] e^{-\alpha_{int} \sigma_{ij}}] + \sum_{j=1}^{N_{out}} [\gamma_{ij} [G_i(t - \sigma_{ij}) - G_j(t - \sigma_{ij})] e^{-\alpha_{out} \sigma_{ij}}]. \quad (2)$$

Параметры модели подбираются для каждой многоскважинной системы таким образом, чтобы известная история динамики закачки и отбора жидкости при подстановке в формулу (2) давала историю добычи, подобную реальной. После подбора оптимального вектора параметров, построенную модель можно использовать для имитации томографического эксперимента по гидропрослушиванию по сетке скважин. Результатом многократного повторения эксперимента, где последовательно все или несколько скважин выступают в роли источника депрессии, на которую регистрируется отклик в соседних добывающих скважинах, являются интервальные времена $\bar{\tau}_q$ (q – номер пары скважин) распространения давления в проницаемом пласте. Время распространения движения волны τ_q рассчитывается при помощи следующего оператора:

$$A[\kappa(\xi)] = \int_{L_q} \frac{l(\xi)d\xi}{3\kappa(\xi)} = \tau_q, \quad (3)$$

Траектории движения особой точки обеспечивают минимум интегралу (3), и могут быть найдены решением соответствующей задачи минимизации на основе принципа Беллмана. Эти траектории далее участвуют в вычислительной части метода гидродинамической томографии.

Пусть $\bar{\tau} = \{\bar{\tau}_q\}$ – наблюдаемое время распространения давления (точки перегиба кривой восстановления давления), измеренное в результате эксперимента, и, которое соответствует пространственному распределению коэффициента пьезопроводности $\kappa(\xi) + \Delta\kappa(\xi)$ по сетке скважин. Необходимо найти $\Delta\kappa(\xi)$ такое, чтобы рассчитанное τ_q было максимально приближено к $\bar{\tau}_q$. Тогда, разность $\Delta\tau_q$ наблюдаемого и рассчитанного интервальных времен получаем в виде соотношения, которое выражается из нескольких приближенных равенств:

$$A'[\kappa(\xi)]\Delta\kappa(\xi) = \tau_q - \bar{\tau}_q = \int_{L_q} \frac{l(\xi)\Delta\kappa(\xi)}{3\kappa^2(\xi)} d\xi = \Delta\tau_q \quad (4)$$

Вычислительной основой для решения задачи (4) относительно вектора $\Delta\kappa(i, j)$ в точках $\xi(i, j)$ траекторий $L_q = L(\xi_{qn}, \xi_{qm})$ служит итерационный процесс [2]:

$$\begin{cases} \Delta\kappa^{z+1}(i, j) = \Delta\kappa^z(i, j) + \alpha^z A'^*[\kappa(\xi)]\varphi^z \\ \|\Delta\kappa^{z+1} - \Delta\kappa^z\| \leq \varepsilon \end{cases}, \quad (5)$$

где φ^z – разница между наблюдаемыми интервальными временами и временами, рассчитанными на итерации z .

После того, как вектор $\Delta\kappa(i, j)$ найден, следующее приближение к распределению коэффициента пьезопроводности определяется правилом: $\kappa^1(\xi) = \kappa(\xi) + \Delta\kappa(\xi)$

По окончании итерационного процесса согласно условию в (5) и найдено решение $\Delta\kappa(i, j)$, служащее новым приближением для распределения пьезопроводности в узлах, определяемых траекториями вдоль сети. На области сетки скважин рассчитываются новые траектории L_q^1 , на основе которых весь процесс вычислений повторяется.

Рассмотрим в качестве примера тестовое месторождение (рис. 1), содержащее 28 скважин. Все скважины последовательно были рассмотрены в качестве источника депрессии на пласт, по которой были смоделированы интервальные времена отклика τ в соседних скважи-

нах. Всего в томографическом эксперименте участвуют 756 пар скважин, для охвата большей площади месторождения: $\tau = \{\tau_i, i=1 \div 756\}$. В качестве нулевого приближения пространственного распределения коэффициента пьезопроводности выбрана однородная среда ($\kappa(\xi(x, y))=0,3$). Цветовая легенда соответствует обратной нормированной эффективной величине коэффициента пьезопроводности с условной размерностью. Значения близкие к 1 соответствуют зонам аномального фильтрационного сопротивления (низкое значение коэффициента пьезопроводности), а значение близкие к нулю – соответствуют высокопроницаемым зонам.

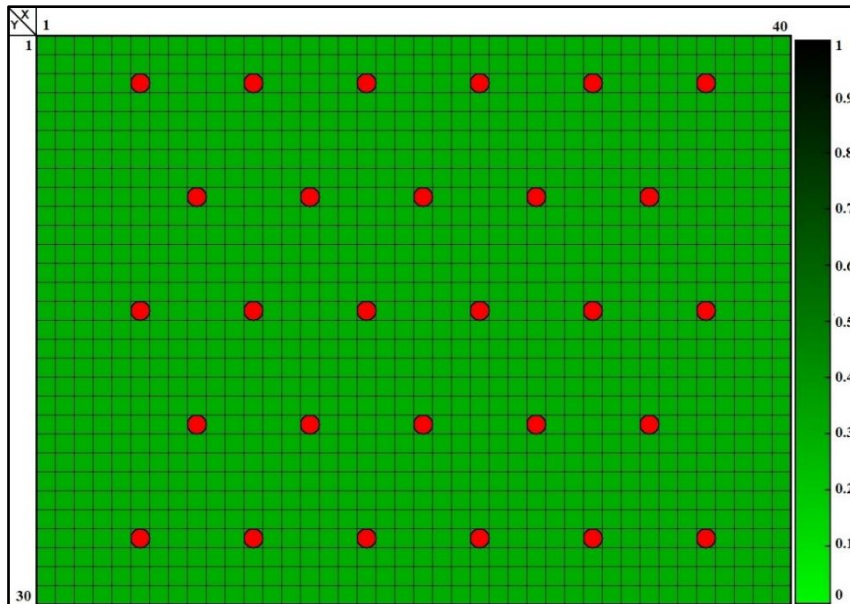


Рис. 1. Расположение скважин и сетка на месторождении с заданным нулевым приближением среды $\kappa(\xi)$

На первом шаге вычислительного алгоритма гидродинамической томографии были определены траектории движения депрессии (экстремальной точки восстановления давления) между парами скважин L^0 и рассчитаны интервальные времена τ^0 для нулевого приближения среды $\kappa(\xi)$ (рис. 2).

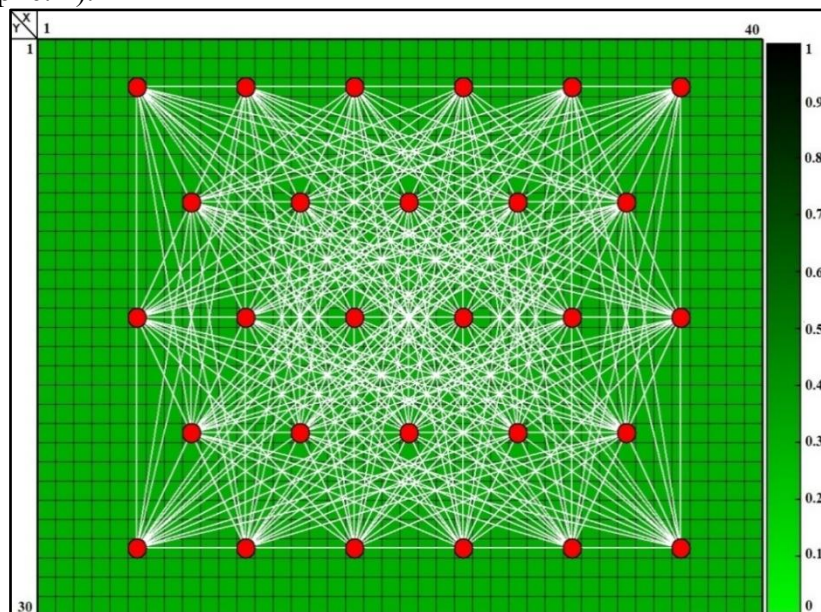


Рис. 2. Траектории движения экстремальной точки восстановления давления между парами скважин на первой итерации алгоритма гидродинамической томографии

Итогом вычислений на первой итерации гидродинамической томографии является новое пространственное распределение коэффициента пьезопроводности¹ (ξ) (рис. 3), которое будет использоваться в качестве начального приближения среды на второй итерации.

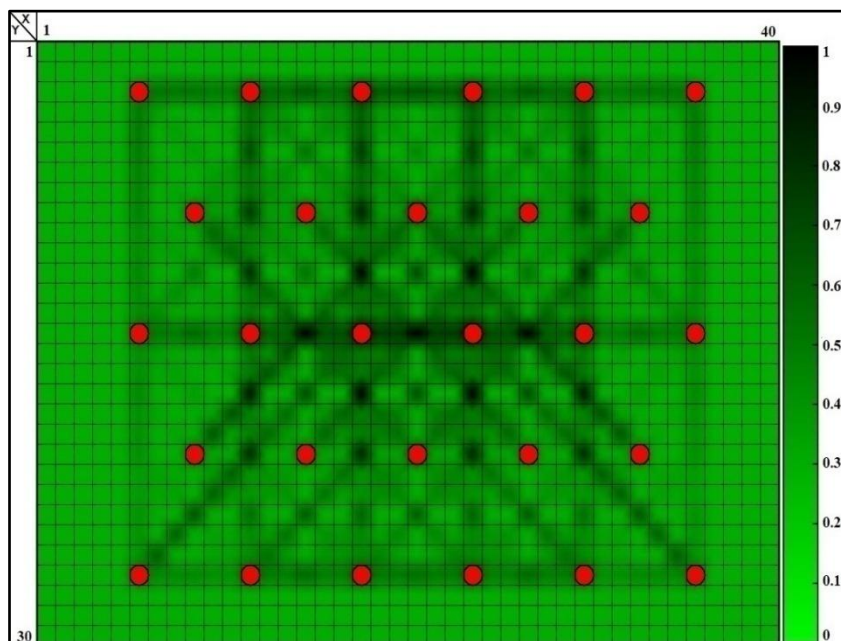


Рис. 3. Пространственное распределение коэффициента пьезопроводности после первой итерации алгоритма гидродинамической томографии κ^1

Финальный результат гидродинамической томографии проницаемого пласта нефтяного месторождения представлен на рис. 4. Решение о прекращении процесса гидродинамической томографии принимается на основании заключения о том, что отклонение экспериментальных интервальных времен τ и времен τ^n , рассчитанных на итерации n , может считаться удовлетворительной.

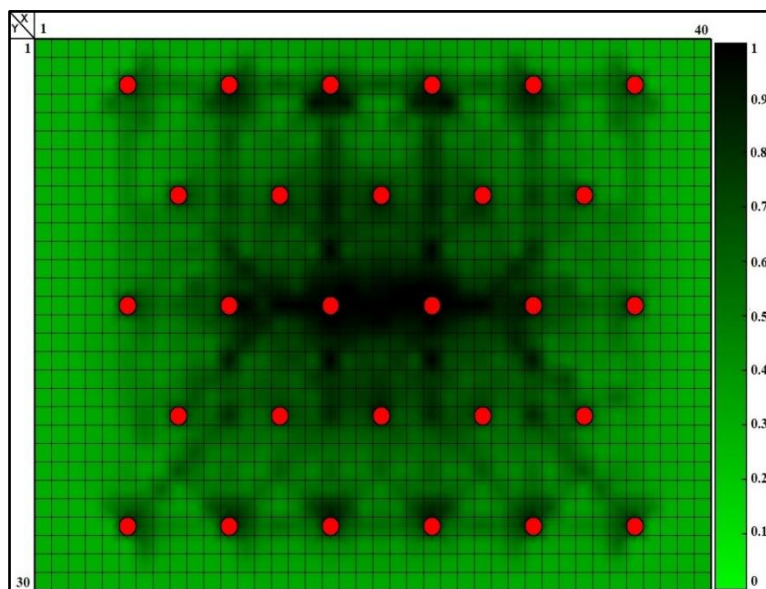


Рис. 4. Результат гидродинамической томографии проницаемого пласта

Результаты расчета пространственного распределения коэффициента пьезопроводности для тестовых моделей показали, что выбранный алгоритм оптимизации может быть применен для поиска $\kappa^1(\xi) = \kappa(\xi) + \Delta\kappa(\xi)$ на основе выбранного начального приближения κ^0 . Следующим шагом необходимо разработать метод оценки значений $\Delta\kappa$ на всей сетке рас-

смаатриваемого месторождения с учетом информации о расположении и качестве имеющихся начальных данных. Для реализации этого алгоритм будет основан на теории нечетких множеств.

Список литературы

1. Кобрунов А. И. Теоретические основы гидродинамической томографии // Геофизический журнал. – 2015. - Выпуск 2. - С. 27–34.
2. Кобрунов А. И., Кунцев В. Е., Мотрюк Е. Н. Вычислительная схема гидродинамической томографии // Фундаментальные исследования. – 2016. – № 7–2. – С. 230–235
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. Щелкачев В. Н. Основы и приложения теории неустановившейся фильтрации: Ч. 1, 2. – М.: Нефть и газ, 1995. – 586 с.

ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА «ПАССИВНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ» ПОСТРОЕНИЯ ПРОГНОЗА ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА

Кунцев В. Е. (УГТУ, г. Ухта, Vitaly.91@yandex.ru),

Кобрунов А. И. (УГТУ, г. Ухта),

Мотрюк Е. Н. (УГТУ, г. Ухта)

Аннотация. Рассматриваются функциональные возможности программного комплекса «Пассивная гидродинамическая томография» с целью построения прогноза пространственного распределения фильтрационного сопротивления продуктивного пласта, выраженного через коэффициент пьезопроводности, по данным динамики работы скважин нефтегазового месторождения.

Ключевые слова: гидродинамика, томография, интервальное время, коэффициента пьезопроводности, итерационный процесс, оптимизация

Гидродинамическая томография позволяет проводить прогноз пространственного распределения фильтрационного сопротивления проницаемого пласта нефтяного месторождения на основании принципов томографических измерений, используя данные гидродинамического прослушивания и анализ динамики движения реперной точки кривой восстановления давления. Задача поиска пространственного распределения фильтрационного сопротивления движению флюида в проницаемом пласте как томографическая задача обработки измерений наступления реакции в рассматриваемых скважинах при изменении режима работы в возмущающих скважинах была сформулирована в работах [1], [2].

Использование метода гидродинамической томографии позволяет получать детальную пространственную информацию о распределении фильтрационного сопротивления в межскважинном пространстве проницаемого пласта. Однако проведение полного эксперимента на месторождении, обеспечивающего необходимые томографические данные в виде интервальных времен движения реперной точки между парой скважин технологически сложный и долговременный процесс. Предлагается воссоздать эти данные по результатам анализа динамики разработки месторождения на интервалах времен, после которых стало проявляться понижение фильтрационного сопротивления. Для этого необходимо разработать модель динамики месторождения, отражающей изменение фильтрационного сопротивления, с помо-

щью которой планируется синтезировать данные для метода гидродинамической томографии.

В целях реализации метода гидродинамической томографии продуктового пласта реализован программный комплекс «пассивная гидродинамическая томография», обеспечивающий следующие функциональные возможности.

Прогноз работы скважин месторождения. Рассчитывается объем добычи по скважинам за интервал времени, установленный при загрузке истории эксплуатации скважин. Прогноз осуществляется после получения вектора параметров для которого наблюдается наименьшая невязка между модельными дебитами и дебитами из истории эксплуатации.

Имитация депрессии в нагнетательной скважине и регистрация отклика в окружающих скважинах, что позволяет синтезировать интервальные времена прихода сигнала между скважинами для метода гидродинамической томографии.

Поиск кратчайшего пути и расчет интервального времени движения сигнала между скважинами в неоднородной среде.

Реконструкция пространственного распределения фильтрационного проницаемого пласта нефтяного месторождения, где в качестве исходных данных используются: нулевое приближение распределения коэффициента пьезопроводности и интервальные времена, полученные в пункте 3 или загруженные из внешнего файла.

Построение нечеткой модели фильтрационного сопротивления проницаемого пласта по результатам работы гидродинамической томографии, где каждому значению фильтрационного сопротивления соответствует значение уровня достоверности расчетов.

Построение интервальных оценок фильтрационного сопротивления по данным томографической обработки данных гидродинамического прослушивания скважин.

На рисунке 1 продемонстрировано отображение неоднородной среды, где более темные участки соответствуют слабопроницаемым зонам, а более светлые – сильнопроницаемые зоны. В дополнительном окне «Координаты скважин» можно добавить \ удалить \ редактировать данные по скважинам. В случае загрузки данных сразу по нескольким скважинам используется шаблон excel-файла, который содержит информацию по каждой загружаемой скважине: № скважины, координаты скважины.

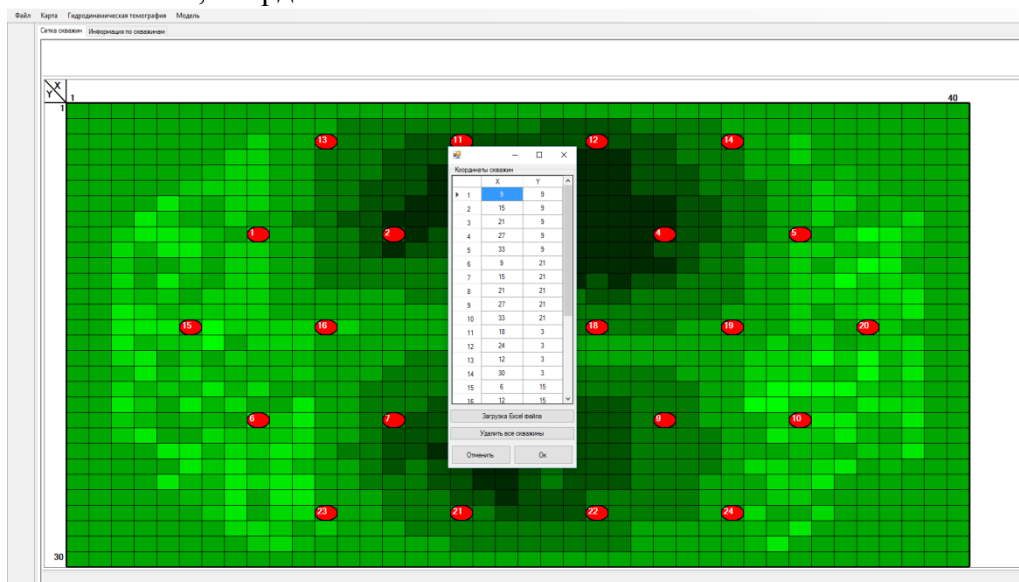


Рис. 1. Главное окно приложения (неоднородная среда нефтегазового месторождения и сетка скважин) и форма настройки координат скважин месторождения

На рисунке 2 представлено окно просмотра истории эксплуатации скважин как в целом по месторождению так и отдельно по каждой скважине на протяжении загруженного интервала времени. В верхней полуплоскости отображается работа добывающих скважин (ско-

рость добычи за единицу времени), а нижней полуплоскости – работа нагнетательных скважин (скорость закачки жидкости в пласт за единицу времени).

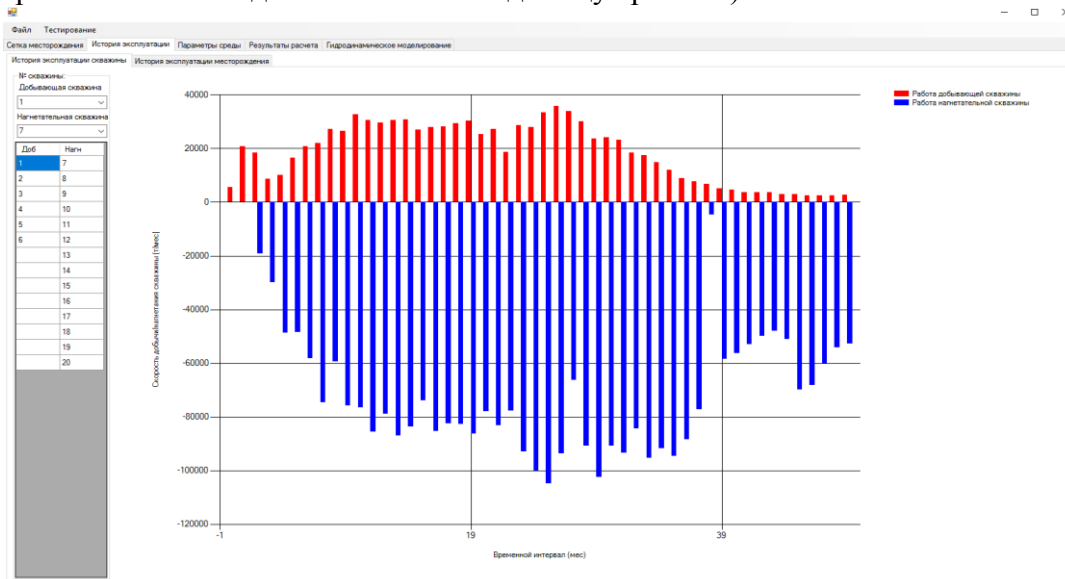


Рис. 2. Окно просмотра истории эксплуатации по объемам добычи и нагнетания скважин/месторождения

На рисунке 3 представлено окно с результатами построения прогноза по работе скважин. Слева в таблице приведены следующие данные: модельный и реальный дебит, абсолютная и относительная погрешности, отдельные значения каждой компоненты модели (Q_1, Q_2, Q_3). Справа на вкладке «Скважина» отображается графическое представление результатов прогноза. Верхний график отображает динамику изменения по компонентам дебита скважины. На нижнем графике приведено сравнение между дебитом из истории эксплуатации месторождения и дебитом рассчитанном с помощью модели на выбранном временном интервале. На вкладке «Месторождение» представлены те же графике по всему месторождению без деления на скважины. На вкладке «Погрешность» можно отследить как изменяется погрешность между дебитами в различные интервалы времени.

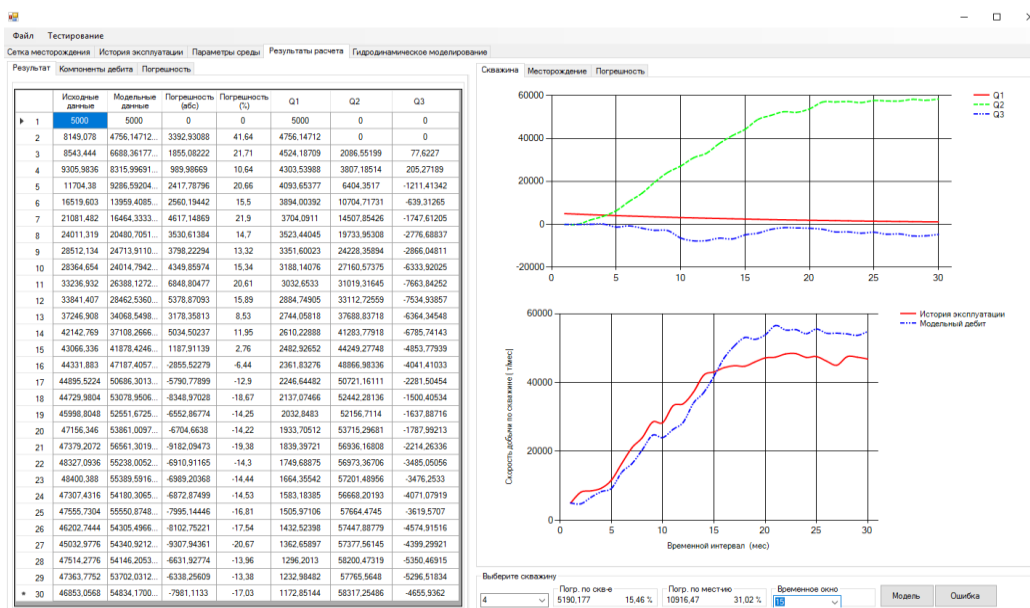


Рис. 3. Окно построения прогноза добычи по скважинам на заданном временном интервале

На рисунке 4 представлено окно имитации депрессии в нагнетательной скважине. Выбирается скважина, для которой будет осуществляться имитация, устанавливается объем для

нагнетания и его продолжительность. На графике фиксируются моменты времени, когда уровень добычи на скважинах-приемниках достигает максимального значения.

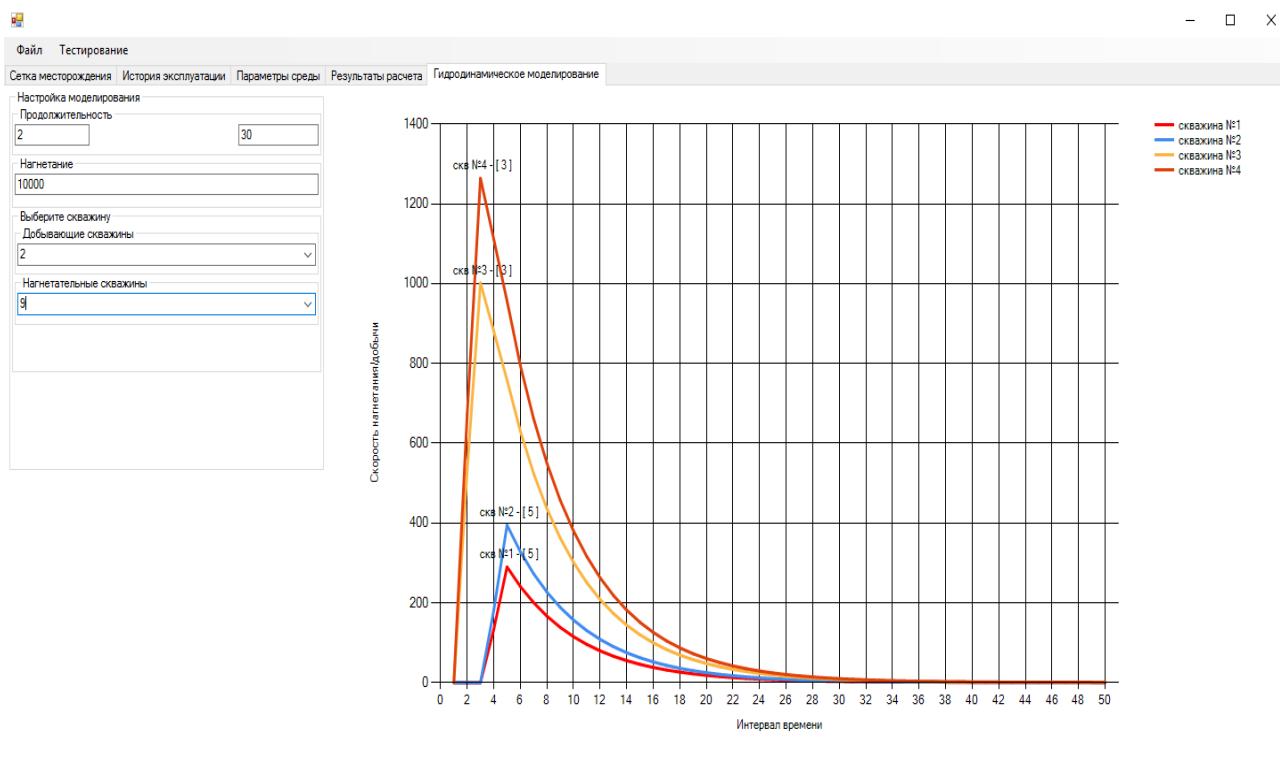


Рис. 4. Окно моделирования интервальных времен распространения депрессии между скважинами

Список литературы

1. Кобрунов А. И. Математическая модель томографии на давлениях при контроле за разработкой нефтяных месторождений // Известия Коми научного центра Уро РАН. – 2012. - Выпуск 4-12. - С. 82-86.
2. Кобрунов А. И. Теоретические основы гидродинамической томографии // Геофизический журнал. – 2015. - Выпуск 2. - С. 27-34.
3. Кунцев В. Е. Пассивная гидродинамическая томография проницаемого пласта [Текст] / В. Е. Кунцев, А. И. Кобрунов, Е. Н. Мотрюк. – Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017662707; заявл. 24.07.2017; опубл. 15.11.2017. -1 с

О РАЗРАБОТКЕ ТЕХНОЛОГИИ НАЗЕМНО-ПОДЗЕМНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

*Ласкина Т.А. (НПО Уралгеополе, г. Пермь, ognewatania@yandex.ru),
Колесников В.П. (ПГНИУ, г. Пермь)*

Аннотация. Рассмотрен подход к реализации наземно-подземного зондирования на основе низкочастотного интегрального электромагнитного поля, содержащего одновременно набор трех основных частот и их гармоник. По результатам экспериментальных работ, выполненных при использовании генераторных установок различной конфигурации, расположенных на земной поверхности, и регистрации сигнала в пределах шахтных выработок, показана высокая чувствительность метода к наличию проводящих зон и выполнена оценка информативности метода в различных геологических и техногенных условиях.

Ключевые слова: наземно-подземные исследования, интегральное электромагнитное поле, низкочастотное зондирование, технология.

Современное развитие методов электрометрии включает разработку и внедрение новых технологий, расширяющих практическую реализацию многофункциональных ее возможностей. Одно из актуальных направлений такого развития связано с прогнозом возможных негативных геологических процессов при шахтной отработке месторождений, а также в случае необходимости получения информации о геологической среде в труднодоступных для геофизических методов наземных условиях (гористая местность, плотная застройка территории и др.).

Существующая тенденция развития в этом направлении связана с развитием методов основанных на использовании высокочастотных электромагнитных полей (радиоволновое, георадарное просвечивание) [3, 10] и низкочастотных полей [2, 7], реализующих разные принципы для анализа потенциальных возможностей, особенностей поведения и проникающей способности электромагнитного поля.

В данной публикации рассмотрены потенциальные возможности применения новой технологии, основанной на использовании метода наземно-подземного электромагнитного зондирования, направленного на осуществление электрометрического контроля физического состояния толщи пород, перекрывающей шахтные выработки.

Реализация методов наземно-подземного зондирования сопряжена с определенными трудностями [3, 7, 8, 9, 10], связанными со спецификой взаимного расположения питающей и приемной установок, значительно отличающегося от используемого при традиционных наземных методах зондирования, требуя использования особых способов истолкования получаемых результатов, наиболее учитывающих специфику изучаемого электромагнитного поля.

Основными задачами выполненных исследований являлось апробирование различных модификаций методического и аппаратурно-программного обеспечения работ в различных физико-геологических и техногенных условиях с комплексным анализом полученных материалов в целях оценки информационных возможностей и эффективности практического применения.

Базовой основой для внедрения этой технологии послужили новые аппаратурно-программные и интерпретационные наработки в этом направлении [1, 2, 4, 5, 6].

Для проведения экспериментальных исследований использован набор аппаратурно-программных средств, включающий: 1) модифицированный многочастотный вариант генератора АНЧ-3М ($f = 4.88, 9.76, 19.52, 39, 78, 156$ и 312 Гц; $I_{\max} = 2$ А) с возможностью генерирования интегрального электромагнитного поля, содержащего одновременно набор трех основных частот и их гармоник (рис. 1); 2) измерительный комплекс ПМП-2 [1, 4]; 3) программу спектрального анализа переменных электромагнитных полей AnalyzerH3D [5]; и 4) интерпретационную систему программ Зонд [6].

На основе разработанного аппаратурно-программного комплекса выполнены экспериментальные исследования методом НПЗ с использованием различных вариантов методик наблюдений, аппаратурных возможностей и анализа получаемых материалов на ряде участков Верхнекамского месторождения солей, отличающихся геологическими и технологическими условиями (глубиной залегания шахтных выработок, наличием одно- и двухуровневой отработки и др.), в целях изучения различных информационных и функциональных возможностей исследуемого метода.

В процессе выполнения этих работ проведены исследования достаточно широкого набора факторов, способных оказывать влияние на информативность и экономическую эффективность получаемых результатов, включая: 1) апробирование информативности гальванического источника поля при изменении размеров питающей линии и пространственного ее положения; 2) оценку диапазона эффективных глубин, контролируемых заданным набором рабочих частот, и степени информативности при

глубине залегания штрека от 220 до 350-400 м; 3) изучение возможностей интегрального варианта наземно-подземного зондирования, основанного на одновременном генерировании набора заданных частот и их гармоник; 4) апробирование возможности выполнения площадных наблюдений при стационарном положении наземного источника; 5) оценку информативности индуктивного источника поля (в виде петли); 6) определение степени влияния подземных промышленных электротехнических объектов (конвейер, высоковольтный кабель); 7) оценку аномальности физического состояния исследуемой толщи пород; 8) определение степени влияния на результаты съемки наличия разноуровневных штреков при разном положении питающей линии; 9) сравнительный анализ результатов повторных наблюдений, выполненных разными методиками, и ряд других факторов.

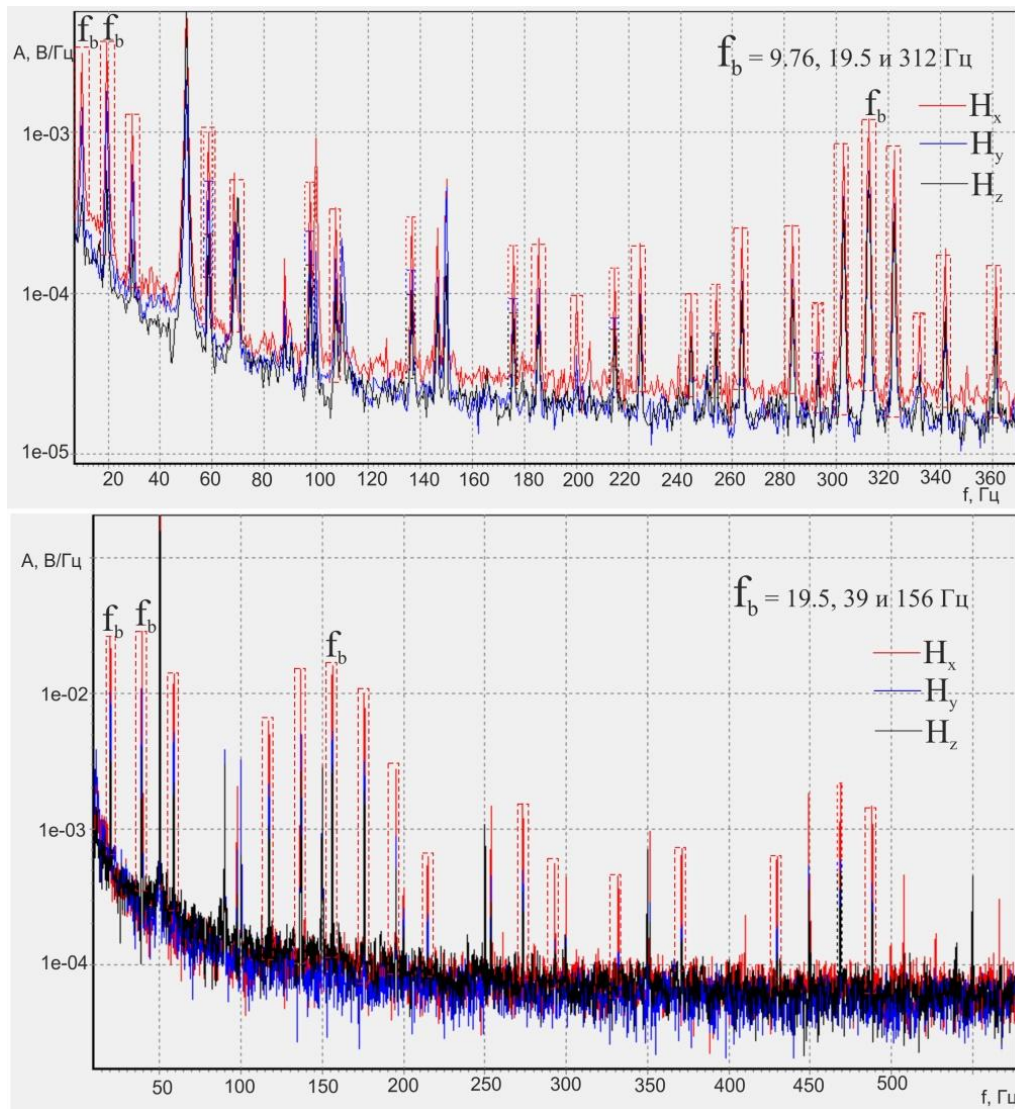


Рис. 1. Примеры спектров регистрируемых сигналов в методе НПЗ при использовании интегрального многочастотного электромагнитного поля

Результатами опытно-методических работ зафиксировано наличие проникающей способности многочастотного электромагнитного поля, возбуждаемого генератором АНЧ-3М при токе 1А, от земной поверхности до подземного профиля наблюдений, расположенного на глубине до 400 м, а также при удалении питающей линии в горизонтальной плоскости до 500 м, указывая на возможность получения информации о физических свойствах пород в интервале глубин, определяемом заданным набором частот, от первых десятков метров до

уровня, включающего продуктивную часть разреза, а также на функциональную возможность выполнения площадных наблюдений. При этом по мере увеличения удаленности источника отмечено уменьшение числа информативных гармоник, связанное с недостаточной мощностью генератора.

В методическом плане наибольшая информативность отмечена при субпараллельным расположением питающей линии АВ с подземным профилем наблюдений, не превышающем длину АВ с обеих ее сторон примерно на 10-15 % (при использованном размере АВ от 700 до 2000 м и при ортогональном ее смещении от профиля до первых десятков метров). Согласованность информации, полученной при разных вариантах использованных размеров питающей линии АВ, указывает на преобладающее влияние частотного принципа зондирования.

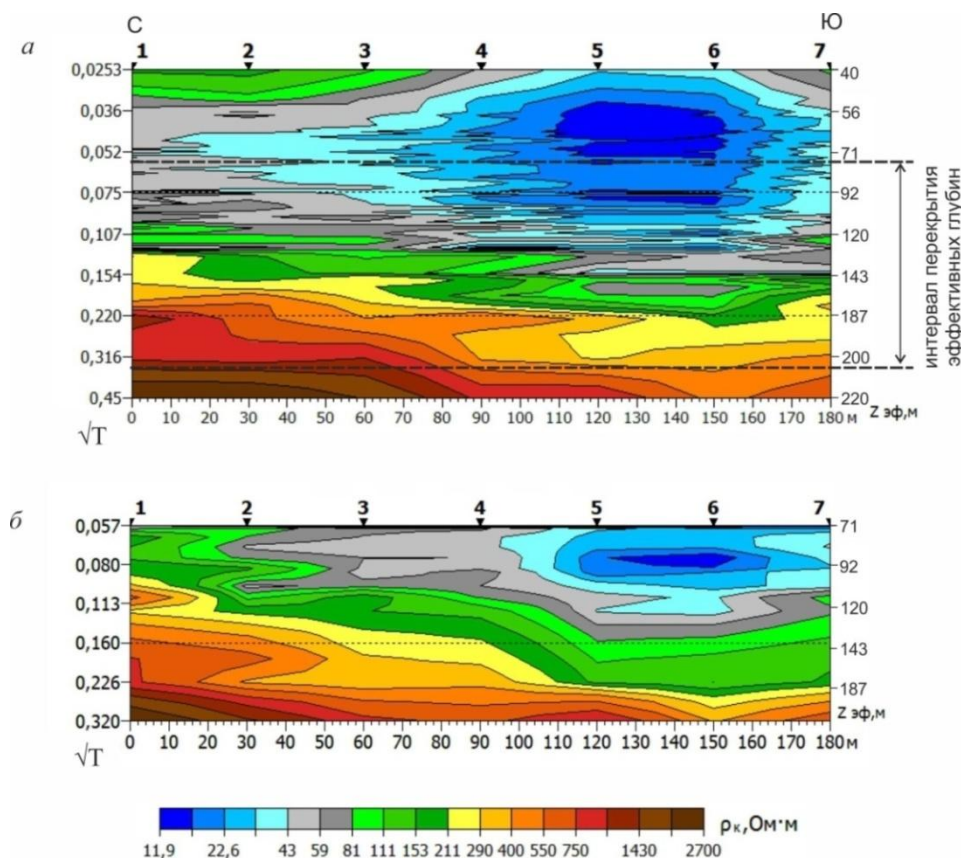


Рис.2. Сопоставление разрезов эффективного сопротивления по данным НПЗ, полученным с использованием в качестве генераторной установки заземленной питающей линии (а) и индуктивного источника в виде петли (б)

Установлено, что использование интегрального варианта НПЗ, обеспечивающего возможность одновременного возбуждения электромагнитного поля для заданного набора трех основных частот и их гармоник, позволяет значительно (в 3–5 раз) повысить производительность ведения полевых работ; время съемки с его применением при шаге наблюдений равном 30 м составляет примерно 30–40 точек в час (0.9–1.2 км).

Заверочные работы, выполненные с интервалом в шесть месяцев на одном из участков, показали уверенную согласованность положения аномальной зоны с небольшими изменениями ее конфигурации, возможно, связанными с динамикой изменения физического состояния пород, а также отмечена информативность вновь апробированного варианта НПЗ с использованием индуктивного (в виде петли) источника поля (рис. 2); сравнительный анализ с материалами наземных наблюдений методом ВЭЗ в районе этого участка показал более контрастное отображение методом НПЗ ослабленной зоны, отмечаемой в солевой и присолевой части разреза, объясняемое приближением ее к профилю шахтных наблюдений.

Основными проблемами, выявленными в процессе работ являлись: а) недостаточная эффективность снижения влияния промышленных помех, вызываемых подземными электрообъектами (работающий конвейер и др.) при их расположении в непосредственной близости к точкам наблюдений (требует повышения мощности стационарного источника и совершенствования алгоритма обработки и интерпретации данных для режима интегрального поля); б) недостаточная результативность способа оценки эффективной глубины зондирования, требующая развития теоретических принципов и специальных способов интерпретации с использованием определенного набора априорной информации.

В целом, результаты исследований показали, что использование наземно-подземного зондирования с использованием интегрального поля, формируемого совокупностью заданного набора частот, обладает рядом положительных факторов, включая: а) контроль проникающей способности электромагнитного поля от источника до точки наблюдений; б) повышение контрастности отображения аномальных зон, расположенных вблизи надштрековой части разреза; в) оперативность и экономическая эффективность выполнения работ.

Список литературы

1. Аппаратурно-программный комплекс для геоэлектроразведки: пат. 148256 Рос. Федерация: МПК7: G01V3/02 / авторы Колесников В.П., Дягилев Р.А., Колесников С.В.; 28.10.2014.
2. Колесников В.П., Ласкина Т.А. Разработка и реализация метода низкочастотного наземно-подземного зондирования // Вестник Пермского университета. Геология. 2018. Т.17, № 3. С.284-291.
3. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. 2-е изд. доп. М.: ЦНИТРИ, 2001. 290 с.
4. Программа для регистрации промышленных электромагнитных полей для проведения геофизических изысканий: свидетельство об официальной регистрации программ для ЭВМ № 2014611489 Рос. Федерация / авторы Колесников В.П., Дягилев Р.А.; 04.02.2014.
5. Программа спектрального анализа промышленных электромагнитных полей для проведения геофизических изысканий: свидетельство об официальной регистрации программ для ЭВМ № 2015617490 Рос. Федерация / авторы Дягилев Р.А., Колесников В.П., Ласкина Т.А., Артемьев Д.А.; 13.07.2015.
6. Программа обработки и интерпретации результатов вертикального электрического зондирования ЗОНД: свидетельство об официальной регистрации программ для ЭВМ № 2004611865 Рос. Федерация / авторы Колесников В.П., Кутин В.А., Мокроносов С.В., правообладатель Колесников В.П.; 11.01.2005.
7. Хачай О.А., Хачай О.Ю., Кононов А.В. 3-D методика электромагнитного индукционного просвечивания и система обработки и интерпретации для изучения состояния водозащитной толщи кимберлитовых трубков // Горный Информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2009. №12. С.230-236.
8. Kai C., Sheng J. and Wang S. Electromagnetic receiver with capacitive electrodes and triaxial induction coil for tunnel exploration // Earth, Planets and Space, 2017 69:123. DOI 10.1186/s40623-017-0706-3.
9. Pan J., Li Zh., Huang X. The forward research on three-component information of surface-tunnel NMR method // Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, 2016, P. 592-596. doi.org/10.4133/SAGEEP.29-096.
10. Sudakova M.S., Kalashnikov A.Y., Terent'eva E.B. Studying the possibilities of georadar tomography in searching for air cavities in engineering constructions // Russian Journal of Nondestructive Testing. 2016. Т. 52. № 9. С. 520-527.

ОПЕРАТИВНОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ УЧАСТКОВ С ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ

Левашов С.П. (ИППЭГГ, г. Киев),

Якимчук Н.А. (ИППЭГГ, г. Киев),

Божжежа Д.Н. (ИППЭГГ, г. Киев),

Корчагин И.Н. (ИГФ НАНУ, г. Киев, korchagin.i.n@gmail.com),

Дрогицкая Г.М. (ИГФ НАНУ, г. Киев)

Аннотация. Анализируются результаты апробации наземных геоэлектрических методов, а также частотно-резонансной технологии обработки данных ДЗЗ на участке золоторудного месторождения «Клинцы» в Украине и в более крупной тектонической зоне его расположения. В зоне расположения месторождения обнаружено четыре перспективных на золоторудное оруденение объекты, которые заслуживают детального изучения геолого-геофизическими методами. Применение мобильных прямопоисковых методов для решения широкого класса задач рудной геофизики будет способствовать ускорению поисково-разведочного процесса на рудные полезные ископаемые различного вида.

Ключевые слова: золоторудное оруденение, геоэлектрические методы, обработка снимков, рудное тело, месторождение

Введение. Для повышения оперативности и эффективности поискового процесса на рудные и горючие полезные ископаемые в последнее время начали активно разрабатываться и целенаправленно применяться прямопоисковые геофизические технологии и методы. Особенно существенное сокращение времени на проведение поисковых и разведочных работ предоставляют прямопоисковые технологии, которые базируются на обработке и интерпретации (дешифрировании, декодировании) данных дистанционного зондирования Земли с космических аппаратов (спутниковых снимков). Такого рода технологии позволяют получать значительный объем информации о перспективах рудоносности (нефтеносности) изучаемых площадей и объектов без проведения полевых работ, в лабораторных условиях. В принципе, эти методы (технологии) можно считать супер-оперативными.

Уже примерно 20 лет авторы целенаправленно проводят исследования по разработке и практической апробации мобильных геоэлектрических и дистанционных методов прямых поисков полезных ископаемых различного типа. В докладе анализируются результаты апробации наземных геоэлектрических методов, а также частотно-резонансной технологии обработки спутниковых снимков на локальном участке золоторудного месторождения «Клинцы» в Украине и в более крупной тектонической зоне его расположения.

Методы исследований. Разработанная мобильная прямопоисковая технология включает метод частотно-резонансной обработки и интерпретации данных ДЗЗ (спутниковых снимков) [3-6] и наземные геоэлектрические методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1-2, 5]. Технология в целом, а также отдельные ее методы прошли широкую апробацию, постоянно совершенствуется и на протяжении многих лет активно используются при проведении экспериментальных исследований различного характера, а также для поисков и разведки рудных и горючих полезных ископаемых. Отдельные компоненты (методы) технологии разработаны на принципах «вещественной» парадигмы геофизических исследований [5], сущность которой заключается в поиске конкретного (искомого в каждом отдельном случае) вещества – нефти, газа, газоконденсата, золота, железа, воды (питьевой, минерализованной, геотермальной), и т.д. Отличительные особенности используемых методов описаны во многих публикациях и отчетах по выполненным исследованиям, в том числе и в [1-6].

С использованием отдельных методов технологии поисковые работы на нефть и газ и рудные полезные ископаемые могут выполняться в три этапа: 1) частотно-резонансный ана-

лиз спутниковых снимков крупных площадей в мелком масштабе (*исследования рекогносцировочного характера*); 2) детальный частотно-резонансный анализ спутниковых снимков отдельных участков аномальных зон, выделенных на первом этапе (*детализационные работы*); 3) полевые геоэлектрические работы на наиболее перспективных участках, выделенных на втором этапе работ (*наземные исследования*).

Так как обработка и дешифрирование спутниковых снимков поисковых участков, заимствованных из сайтов свободного доступа, оперативно проводится в лабораторных условиях, то этот метод позволяет за очень короткое время, оперативно выполнить оценку перспектив обнаружения искомого вещества (золота, урана, меди, нефти, газа, и т.д.) в пределах поискового блока или локального участка в любой точке земного шара.

Золоторудное месторождение «Клинцы». Золоторудное месторождение «Клинцы» расположено в 8 км к юго-востоку от города Кропивницкий (бывший Кировоград) на южной окраине села Клинцы. Месторождение открыто в 1988 г. В 1992 г. на участке месторождения началось строительство шахты. По результатам геолого-геофизических работ прогнозные ресурсы месторождения оценены в 52 тонны. Содержание золота в руде варьирует от 5 г/т до 30 г/т. Среднее содержание – 6,4 г/т. Разработка месторождения была приостановлена из-за отсутствия государственного финансирования. В настоящее время построенная шахта затоплена.

Клинцовское месторождение приурочено к восточному экзоконтакту массива гранитов и золотоносной тектонической зоны, прослеженной с севера на юг на 50 км.

Золотое оруденение месторождения локализуется в гнейсах (биотитовых, биотит-амфиболитовых) и образует две продуктивные зоны, протягивающиеся с севера на юг с крутым (до вертикального) падением на запад. Расстояние между зонами 500-600 м, длина их по простиранию не менее 4-6 км.

Руды месторождения золото-сульфидно-кварцевые с низким содержанием сульфидов, но среди них встречаются арсенопирит и леллингит. Золото высокопробное.

На месторождении пройден шурф глубиной 40 м. В месте заложения ствола разведочной шахты выполнены специальные исследования. Здесь мощность осадочного чехла составляет 18 м, в том числе суглинки – 8 м, песчаники – 3 м, глина – 7 м.

Экспериментальные геоэлектрические исследования. Наземные исследования геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ проведены на участке месторождения в 2004 г [2]. Основная цель выполненных работ – изучение на известном месторождении возможности использования методов СКИП и ВЭРЗ для обнаружения и картирования зон с рудной (золоторудной) минерализацией.

В пределах месторождения выполнена геоэлектрическая съемка методом становления короткоимпульсного поля СКИП по ограниченной системе маршрутов (профилей) измерений. Результаты съемки показали, что аномально поляризованный участок золоторудного месторождения картируется интенсивной геоэлектрической аномалией (рис. 1). Наложение закартированной геоэлектрической аномалии на структурно-тектоническую карту месторождения показало (рис. 2), что рудное тело, которое имеет направление падения на запад, практически полностью фиксируется геоэлектрической аномалией.

В центральной части геоэлектрической аномалии выполнено вертикальное электрорезонансное зондирование в двух точках в интервале глубин 0–200 м. Результаты зондирования представлены на рис. 3 в форме схематического разреза месторождения. На диаграммах зондирования устойчиво фиксируется контакт между осадочными породами и породами фундамента. Непосредственно в самом рудном теле, расположенном в фундаменте, диаграммами зондирования четко фиксируются аномально поляризованные пласты типа «рудный пласт», которые, скорее всего, связаны с участками оруденения.

Результаты исследований в 2004 г. позволили констатировать следующее.

1. Методом СКИП уверенно картируются аномально поляризованные участки типа «рудное тело». Аномальная поляризация участка обусловлена золоторудной минерализаци-

ей. Можно допустить, что рудная минерализация другого типа также будет формировать зоны повышенной поляризации, которые могут картироваться методом СКИП.

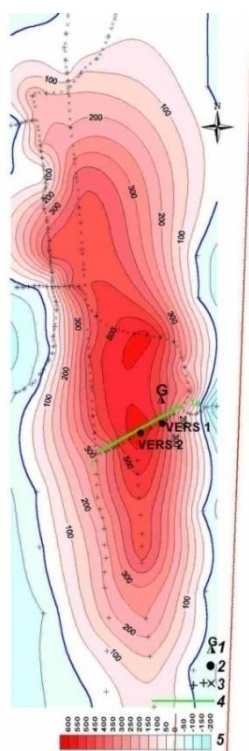


Рис. 1. Карта аномального геоэлектрического поля СКИП на участке месторождения золота "Клинцы". 1 – шурф; 2 – станции ВЕРЗ № 1,2; 3 – точки съемки СКИП; 4 – профиль ВЕРЗ; 5 – шкала интенсивности – зона аномально поляризованного участка месторождения показана красным цветом.

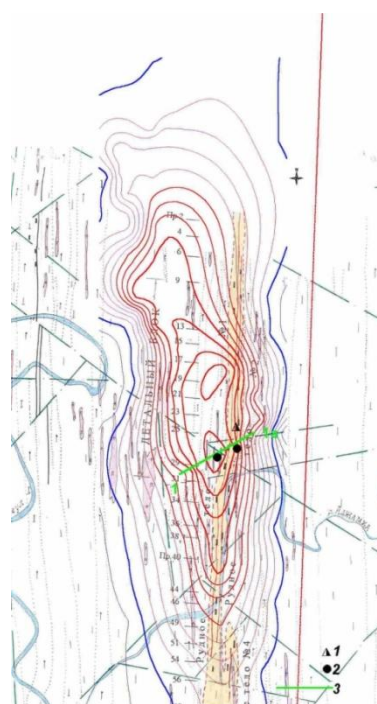


Рис. 2. Карта аномального геоэлектрического поля СКИП в пределах площади месторождения золота "Клинцы" на структурно-тектонической карте участка. 1 – шурф; 2 – станции ВЕРЗ № 1,2; 3 – профиль ВЕРЗ.

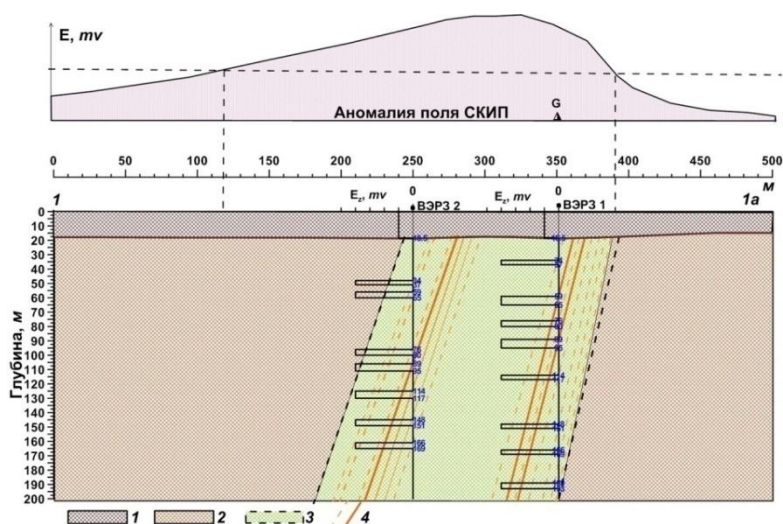


Рис. 3. Схематический разрез золоторудного месторождения по профилю 1-1а, построенный по данным геоэлектрических исследований (Украина). 1 – породы осадочного чехла; 2 – гнейсы, граниты; 3 – зоны оруденения; 4 – золоторудные тела

2. Метод вертикального электрорезонансного зондирования позволяет уверенно определять и прослеживать границу между породами осадочного чехла и фундаментом.

3. Зоны повышенного оруденения в породах кристаллического фундамента также могут выделяться и картироваться методом ВЭРЗ.

4. Экспресс-технология геоэлектрических исследований может использоваться для поисков и разведки рудных (в том числе и золоторудных) месторождений.

Частотно-резонансная обработка данных ДЗЗ участков в районе месторождения. В 2010 началась апробация частотно-резонансного метода обработки спутниковых снимков с целью поисков месторождений полезных ископаемых [3-4, 6]. Спутниковый снимок района месторождения был обработан в этом году с использованием разработанной методики с целью выделения и картирования золоторудных зон. По результатам обработки построена карта аномальных зон типа «золоторудное оруденение». Полученные результаты, в целом, продемонстрировали возможность применения технологии обработки спутниковых данных для обнаружения и картирования участков золоторудного оруденения [3].

Поскольку месторождение золота «Клинцы» до сих пор не разрабатывается, авторы приняли решение провести в районе его расположения дополнительные исследования с использованием частотно-резонансной технологии обработки данных ДЗЗ. Основные задачи проведенных в марте 2018 г. экспериментальных работ заключались в следующем.

1. В тектонической зоне расположения месторождения «Клинцы» попытаться обнаружить и закартировать аномальные зоны (перспективные на золото объекты), аналогичные или похожие на месторождение.

2. Отработка методических вопросов (приемов) проведения работ (исследований) рекогносцировочного характера с целью обнаружения и локализации перспективных участков для детального обследования и изучения.

Для рекогносцировочного обследования была принята полоса шириной 5000 м; ее протяженность от месторождения в северном направлении равна 55 км, в южном – 50 км.

Учитывая, что Клинцовское месторождение расположено в «залеченной» минеральными растворами разломной зоне была реализована следующая последовательность действий в процессе обработки данных ДЗЗ: а) обнаружение и картирование участков расположения кварцевых жил путем регистрации аномальных откликов на резонансных частотах кварца; б) детальное обследование обнаруженных аномальных зон типа «кварцевая жила» с целью фиксации аномальных эффектов (откликов) на резонансных частотах золота.

Обработка спутниковых снимков отдельных фрагментов принятой для обследования полосы территории проводилась в масштабе 1:20000, результаты представлены на рис. 4. Добавим также, что вертикальным сканированием спутниковых снимков в пределах закартированных аномалий оценены интервалы залегания аномально поляризованных пластов типа «золоторудная залежь» (рис. 4). В процессе обработки и построения аномальных зон были рассчитаны площади закартированных аномалий. С учетом прогнозных ресурсов месторождения «Клинцы» (52 т) были оценены (очень приблизительно) ресурсы золота в контурах закартированных аномалий. В результате, в центральном фрагменте обследованной полосы северо-западнее месторождения обнаружена аномальная зона «Клинцы-2» (0.19 км², 36 т) (рис. 4, а); в северном – аномальные зоны «Бережинская» (0.49 км², 94 т) и «Макаровская», (0.29 км², 56 т) (рис. 4, б); в южном – аномальная зона «Сосовка» (0.39 км², 75 т) (рис. 4, в).

Выводы. Проведенные экспериментальные исследования на известном месторождении золота «Клинцы» позволяют резюмировать следующее.

В тектонической зоне расположения месторождения «Клинцы» обнаружено четыре перспективные на золоторудное оруденение объекты, которые заслуживают детального изучения геолого-геофизическими методами.

Мобильная геоэлектрическая технологии СКИП-ВЭРЗ [1-2, 5] может найти применение при поисках и картировании рудных объектов различной минерализации.

Прямопоисковый метод частотно-резонансной обработки спутниковых снимков [3-6] позволяет оперативно получать новую (дополнительную и независимую) информацию о перспективах обнаружения объектов с рудной (золоторудной) минерализацией в пределах крупных поисковых площадей. Обнаруженные с использованием этого метода аномальные

зоны являются участками первоочередного детального обследования. Наземные детализационные работы могут быть проведены в пределах закартированных аномалий, как традиционными геофизическими методами, так и с применением мобильных геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ.

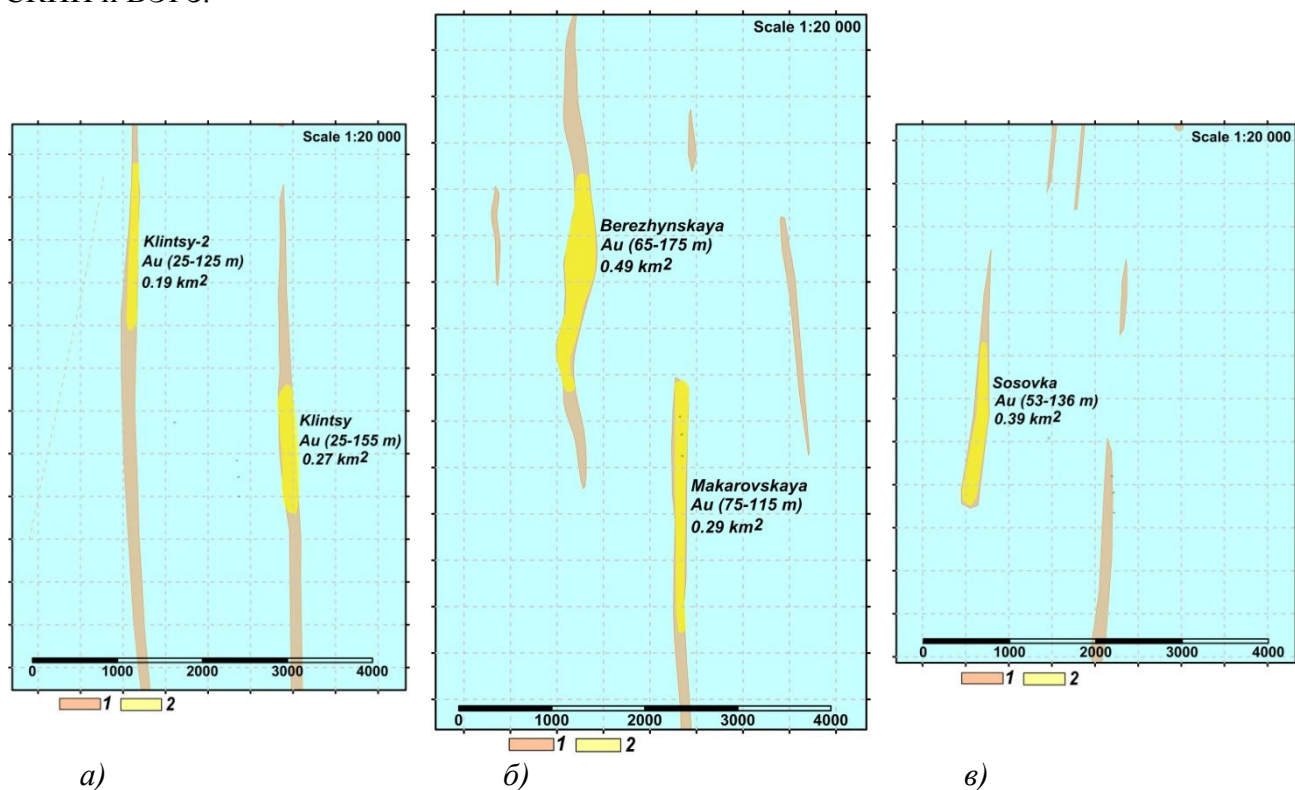


Рис. 4. Тектоническая зона окварцевания и золоторудного оруденения района месторождения золота "Клинцы". Аномальные золоторудные зоны: а) "Клинцы" и "Клинцы-2"; б) "Бережинская" и "Макаровская"; в) "Сосовка". 1 – линейные зоны окварцевания; 2 – участки золоторудного оруденения.

Применение мобильных прямопоисковых методов для решения широкого класса задач рудной геофизики будет способствовать ускорению поисково-разведочного процесса на рудные полезные ископаемые различного вида.

Список литературы

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии. *Геологический журнал*. 2003. № 4. С. 24-28.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М. Возможности геоэлектрических методов при поисках и разведке объектов с рудной минерализацией. *Науковий вісник НГУ*. 2005. № 9. С. 69-72.
3. 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.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Оперативное решение задач оценки перспектив рудоносности лицензионных участков и территорий в районах действующих промыслов и рудных месторождений. *Геоінформатика*. 2010. № 4. С. 23-30.
5. 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.

6. Levashov, S. P., Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N., Bozhezha, D. N., Prylukov V.V. and Hatala R. Ratification of the resonant frequency method of remote sensing data processing on a local area of the Klondike gold fields in the Yukon Territory of Canada. 14th EAGE International Conference on Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. 2015, Kyiv, 11-14 May 2015. 5 p.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МОБИЛЬНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ТУННЕЛЯХ МЕТРОПОЛИТЕНА ГЛУБОКОГО ЗАЛОЖЕНИЯ

Левашов С.П. (ИППЭГГ, г. Киев),

Якимчук Н.А. (ИППЭГГ, г. Киев),

Божжежа Д.Н. (ИППЭГГ, г. Киев),

Корчагин И.Н. (ИГФ НАНУ, г. Киев, korchagin.i.n@gmail.com)

Аннотация. В результате применения геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ в комплексе с георадарным зондированием в тоннеле метрополитена установлена причина разрушения бетонного основания тоннеля – поднятие уровня подземных вод на проблемном участке тоннеля. На участке обследования, под основанием тоннеля обнаружено 12 зон повышенной фильтрации воды. Для ликвидации процессов разрушения тоннеля рекомендовано провести закрепления грунтов под основанием тоннеля. Интервалы тоннеля, требующие первоочередного закрепления грунтов, определены по данным проведенных исследований. Установлены точки расположения скважин для закрепления грунтов.

Ключевые слова: геоэлектрические методы, зондирование, водный поток, тоннель

Введение. На протяжении многих лет мобильные геоэлектрические методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1, 3] в комплексе с методами георадарного и сейсмоакустического зондирования успешно применяются для решения разнообразных задач приповерхностной геофизики. Проведенные работы на различных строительных площадках показывают, что этот комплекс позволяет оперативно и эффективно а) выделять зоны повышенного увлажнения грунтов; б) определять направления и пути миграции фильтрационных водных потоков естественного и техногенного происхождения; в) устанавливать глубины залегания и мощности обводнённых горизонтов пород; г) определять по площади мощности рыхлых отложений, кровли дресвы и гранитного основания; д) выделять и трассировать в пределах участка работ тектонические нарушения, и т.д. Входящие в этот комплекс отдельные методы, а также весь комплекс в целом могут применяться для мониторинговых наблюдений на площадках строительства с целью определения влияния строящихся объектов на инженерно-геологические условия, как на участках застройки, так и на близлежащих территориях [1-6].

В докладе представлены и анализируются результаты геофизических исследований с использованием геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ, а также георадарного зондирования в тоннеле метрополитена глубокого заложения с целью установления причины разрушения бетонного основания тоннеля.

Объект и задачи исследований. Геофизические исследования главного пути перегонных тоннелей Сырецко-Печерской линии метрополитена проведены в январе 2015 г.

Исследовались участки тоннеля первой колеи в интервале пикетов ПК 109+50 - 113+12 и второй колеи в интервале пикетов ПК 111+96 - 112+30. Участки обследования расположены возле станции «Золотые Ворота».

В задачу исследований входило установление причин проседания тоннеля и разрушения туннельной оправы. Факты проседания тоннеля зафиксированы актом обследования технического состояния туннельной оправы по первой и второй колеи перегона между станциями «Золотые Ворота» - «Львовская Брама» от 08.08.2014.

Геофизические работы проводились с использованием геоэлектрических методов 1) становления короткоимпульсного поля (СКИП) и 2) вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ), а также 3) метода георадарного зондирования.

Работы проводились внутри туннеля в ночные часы.

С помощью метода СКИП определялись участки повышенной увлажненности почв, зоны повышенной фильтрации вод и направление фильтрационных потоков под бетонным основанием тоннеля. Методами георадарного зондирования и зондирования ВЭРЗ определялись интервалы глубины увлажнения почв.

Результаты геофизических работ. Исследования по колеи № 1 на участке пикетов ПК 109+50 - ПК 113+12. По результатам исследований вдоль тоннеля на интервале ПК 109+50 - ПК 113+12 определено двенадцать зон подземных водных потоков, которые проходят под основанием колеи № 1 в сторону колеи № 2. Обнаруженные потоки формируют зоны повышенной увлажненности почв, в пределах которых происходит миграция воды в сторону колеи № 2.

На рис. 1 и 2 приведены геолого-геофизические вертикальные разрезы зон увлажнения почв под основанием колеи № 1. В среднем глубина до уровня грунтовых вод под колеями за пределами миграционных потоков составляет 1.6 - 2.0 м. В пределах миграционных зон на участке от пикета ПК109+70 до пикета ПК110 + 70 глубины зоны увлажнения менее 1.0 м. На этом участке выделено шесть проблемных интервалов, зоны №№ 1-6. Наиболее опасны зоны № 3 и № 1. Внутри этих зон наличие воды определено на глубинах 0.6 и 0.5 м. На георадарных разрезах в пределах зон № 3 и № 4 в бетонном основании выделены неоднородности, которые могут быть связаны с трещинами в бетоне.

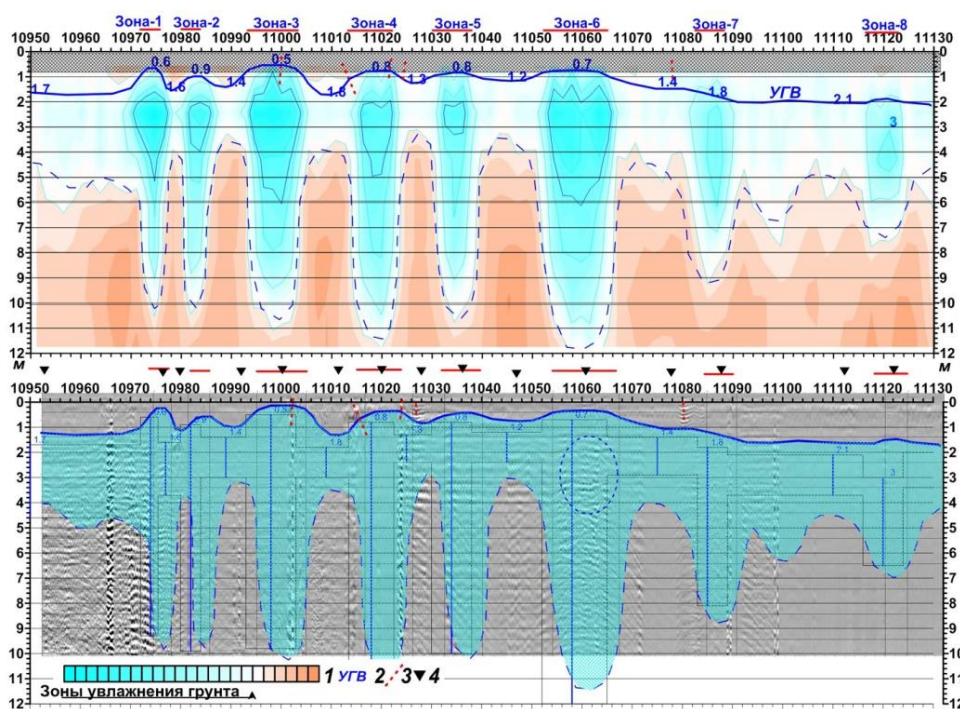


Рис. 1. Вертикальный разрез зоны повышенной увлажненности почв под первой колеей перегонных тоннелей Сырецко-Печерской линии метрополитена на участке пикетов ПК 109+50 - ПК 111+30. 1 – шкала интенсивности увлажнения пород; 2 – уровень грунтовых вод; 3 – зоны возможного разрыва бетона; 4 – пункты ВЭРЗ.

Через трещины в бетонном основании вода дренируется в лоток. В районе ПК110+00 в лотке расположена приемная «шахта», с которой проводится откачка воды. Процесс откачки воды отводит воду из тоннеля, но увеличивает скорость миграции почвенной воды в тоннель. За счет частичного выноса грунта в тоннель, уменьшается плотность пород. Под тоннелем формируются суффозионные полости. В результате этого начинаются процессы проседания и разрушения бетонного основания тоннеля.

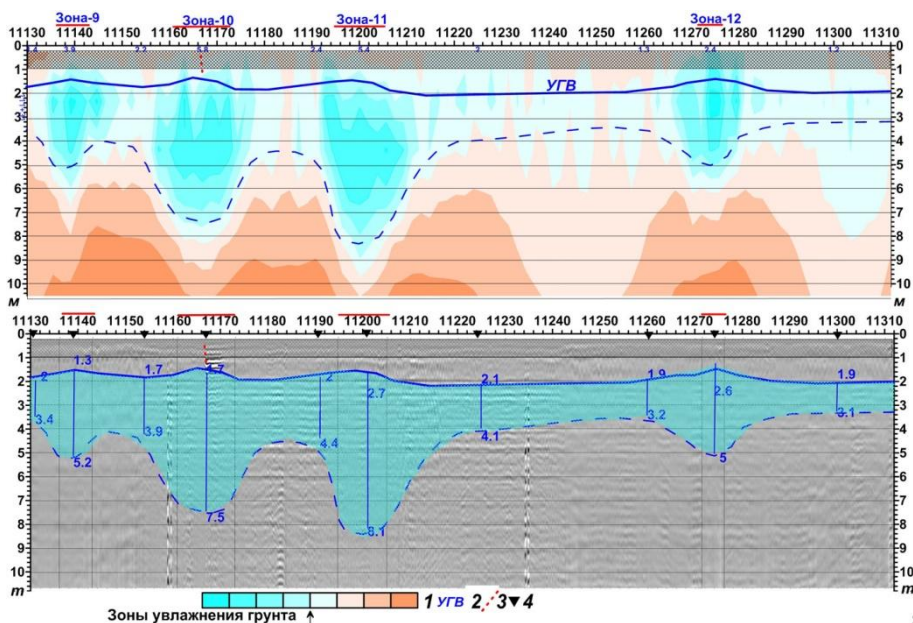


Рис. 2 Вертикальный разрез зоны повышенной увлажненности почв под первой колеей перегонных тоннелей Сырецко-Печерской линии метрополитена на участке пикетов ПК 111+30 – ПК 113+12. 1 – шкала интенсивности увлажнения пород; 2 – уровень грунтовых вод; 3 – зоны возможного разрыва бетона; 4 – пункты ВЭРЗ.

На рис. 3, а-3, б приведена схема расположения зон подземных водных потоков, проходящих под тоннелем первой колеи. Для каждого потока приведены пикеты начала и конца зоны, которые относятся к правой стороне тоннеля. По левой стороне начало и конец зоны смещены в сторону увеличения пикетов в среднем на 4.0 м. Это обусловлено тем, что потоки пересекают зону тоннеля под углом около 45 градусов.

Направление движения водного потока определено в сторону колеи № 2. За счет частичного дренажа грунтовых вод в первом тоннеле, уровень грунтовых вод под вторым тоннелем (колея 2) находится глубже. Зон (участков) проседания и разрушения бетонного основания здесь обнаружено в значительно меньше, чем по первой колеи.

В таблице 1 приведены данные (параметры) по всем зонам подземных водных потоков.

По геофизическим данным первоочередное закрепление грунтов под основанием тоннеля следует проводить на участке пикетов от ПК 109+70 до 110+70. На этом участке установлено шесть проблемных зон (зоны №№ 1- 6).

Скважины закрепления следует располагать ближе к правой стороне тоннеля в центральных точках зон увлажнения почв. Рекомендуемые места расположения скважин: 1) ПК 109+74; 2) ПК 109+82; 3) ПК 109+95, ПК 109+97, ПК 109+99, ПК 110+01; 4) ПК 110+16, ПК 110+19; 5) ПК 110+33, ПК 110+35; 6) ПК 110+55, ПК 110+57, ПК 110+59, ПК 110+62.

Расстояние между скважинами закрепления должно корректироваться после проведения испытаний на возможность проникновения закрепляющей жидкости в почву под тоннелем.

Исследования по колеи № 2 на участке пикетов ПК 111+96 - ПК 112+30. По колеи № 2 проведены работы на небольшом участке длиной 34 м. На этом участке установлены две фильтрационные зоны грунтовых вод – зоны 1а и 2а. Глубины грунтовых вод от поверхности тоннеля на этих участках определены как 1.2 м, 1.7 м. Таким образом, подземные водные потоки в этом месте не проникают в тоннель. (В данном месте, на период проведения работ, зона тоннеля была сухой). Потоки могут формировать суффозионные каналы под тоннелем, что может привести к разрушению бетонного основания. Рекомендуется на данном интервале колеи регулярно проводить топографическое обследование.

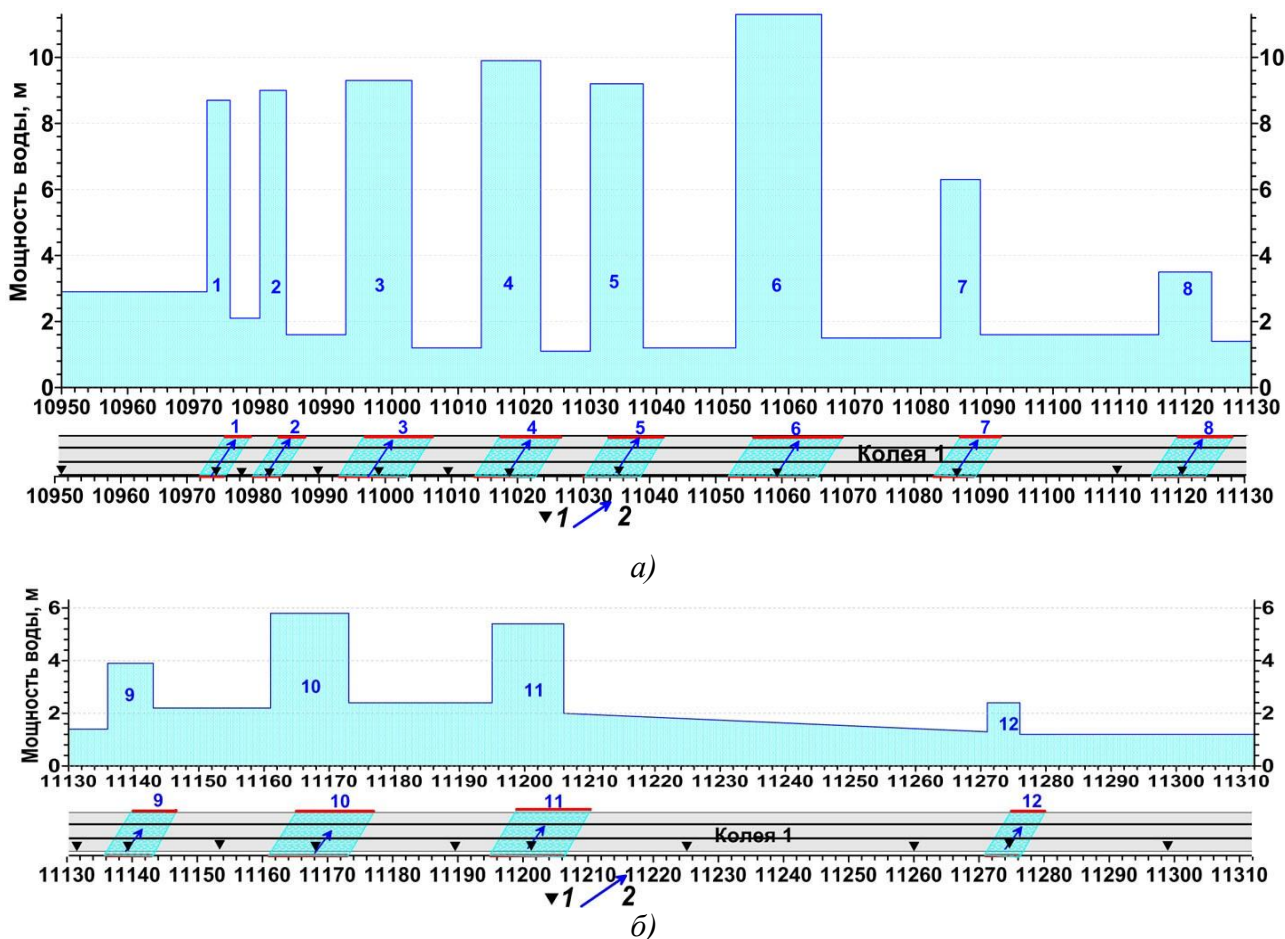


Рис. 3. Диаграммы вертикальной мощности зон повышенного увлажнения почв (верхняя часть) и схема расположения зон повышенной фильтрации подземных вод (нижняя часть) под первой колеёй перегонных тоннелей Сырецко-Печерской линии метрополитена на участке пикетов ПК 109+50 - ПК111+30 (а) и ПК 111+30 – ПК 113+12 (б). 1 – пункты ВЭРЗ; 2 – направление фильтрации воды.

Таблица 1

Положение и глубины расположения подземных потоков вдоль колеи № 1

№ аномалии	Начальный пикет	Конечный пикет	Пикет зондирования	Кровля воды, м	Подошва воды, м
1	109+72	109+75.5	109+74	0.6	9.3
2	109+80	109+84	109+82	0.9	9.9
3	109+93	110+03	109+98	0.5	9.8
4	110+13.5	110+22.5	110+18	0.8	10.7
5	110+30	110+38	110+34	0.8	10
6	110+52	110+65	110+58	0.7	12
7	110+83	110+89	110+85	1.5	7.1
8	111+16	111+24	111+20	1.5	6.5
9	111+36	111+43	111+39	1.3	5.2
10	111+61	111+73	111+67	1.3	7.5
11	111+95	112+06	112+01	1.5	8.1
12	112+71	112+76	112+74	1.6	5

Данные геофизических работ в виде вертикальных разрезов и схемы расположения зон фильтрационных водных каналов под основанием тоннеля приведены на рис. 4. Результаты работ по участку второго колеи представлены в таблице 2.

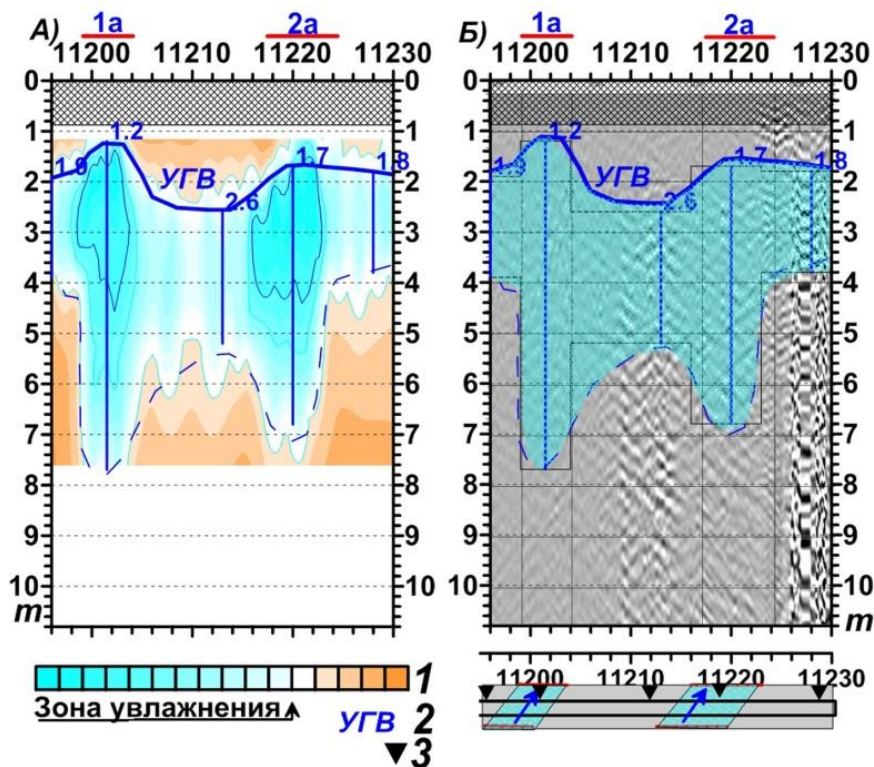


Рис. 4. Вертикальный разрез зоны повышенной увлажненности почв под второй колеей перегонных тоннелей Сырецко-Печерской линии метрополитена на участке ПК 111+96 - ПК 112+30. 1 – шкала интенсивности увлажнения пород; 2 – уровень грунтовых вод; 3 – пункты ВЭРЗ.

Таблица 2

Положение и глубины расположения подземных потоков вдоль колеи № 2

№ аномалии	Начальный пикет	Конечный пикет	Пикет зондирования	Кровля воды, м	Подошва воды, м	Толщина, м
1а	111+99	112+4	112+1.5	1.2	7.7	6.5
2а	112+16	112+23	112+20	1.7	6.8	5.1

Выводы. Основной причиной проблемного участка подземного тоннеля метро между станциями «Золотые Ворота» - «Львовская Брама» является поднятие уровня подземных вод. Движение подземной воды под тоннелем имеет разную скорость. В отдельных зонах, в так называемых «фильтрационных каналах» оно ускоряется. Уровень грунтовых вод в этих местах поднимается, возникают суффозионные процессы, что приводит к разрушению бетонного основания тоннеля.

По результатам обследования участка тоннеля первой колеи между пикетами ПК 109+50 - ПК 113+12 определено 12 зон повышенной фильтрации воды под основанием тоннеля. Фильтрационные потоки проходят под тоннелем колеи № 1 в сторону колеи № 2. Частично вода через небольшие трещины в бетоне попадает в тоннель, откачка которой осуществляется насосами. Процесс откачки воды убирает воду из тоннеля, но ускоряет фильтрационные и суффозионные процессы выноса почв в тоннель.

Для ликвидации процессов разрушения тоннеля рекомендуется проведение закрепления грунтов под основанием тоннеля. По геофизическим данным установлены интервалы тоннеля, требующих первоочередного закрепления грунтов. Рекомендованы конкретные точки расположения скважин закрепления почвы. В процессе закрепления рекомендуется проводить геофизический контроль за процессом проникновения закрепляющего раствора в грунт под туннельным пространством.

Список литературы

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии. Геологический журнал. 2003. 4, 24-28.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М. Эффективность оперативных геофизических технологий при изучении инженерно-геологических условий на участках метрополитена приповерхностного залегания. 2009. Геоинформатика, 2, 30-47.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований. 2012. Геофизический журнал, 34, 4, 167-176.
4. Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Инновационные геоэлектрические методы: многолетний опыт применения для оперативного решения практических задач приповерхностной геофизики. Геофизический журнал. 2018. Т. 40, № 3. С. 97-128.
5. Levashov S.P., Yakymchuk M.A. Korchagin I.N., Dravert N.G., Yakymchuk Ju.M. (2005a). Geophysical Investigations of Soil Stabilization Quality on the Metro Unit underground Construction in Kyiv. Near Surface 2005 - 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Palermo, Italy, 5 - 8 September 2005. Extended Abstracts Book & CD-ROM Abstracts volume. P016, 4 p. <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=790>
6. Levashov S.P., Yakymchuk M.A. Korchagin I.N., Pyschaniy Ju.M. (2005b). Express-technology of geoelectric and seismic-acoustic investigations in ecology, geophysics and civil engineering. Near Surface 2005 - 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Palermo, Italy, 2005. Extended Abstracts P046, 4 p. <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=750>

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА ПОИСКОВОГО УЧАСТКА В ТРАНЗИТНОЙ ЗОНЕ СУША-МОРЕ

*Левашов С.П. (ИППЭГГ, г. Киев),
Якимчук Н.А. (ИППЭГГ, г. Киев),
Божежа Д.Н. (ИППЭГГ, г. Киев),
Корчагин И.Н. (ИГФ НАНУ, г. Киев, korchagin.i.n@gmail.com)*

Аннотация. Анализируются результаты применения технологии частотно-резонансной обработки спутниковых снимков (первый и второй этапы) и геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ (третий этап) для оценки перспектив нефтегазоносности локального участка в переходной зоне суша-море. По результатам обработки снимков на участке выделены аномальные зоны типа «залежь УВ». Методами СКИП и ВЭРЗ (на шельфе – с судна, и на суше – с автомобиля) на участке обследования закартирована аномальная зона типа «залежь газа». Зондированием ВЭРЗ в 12 пунктах (6 на суше и 6 на шельфе) в разрезе выделены аномально поляризованные пласты (АПП) типа «газ», «газ+вода», «обводненный горизонт». Определены оптимальные места для заложения поисковой скважины.

Ключевые слова: шельф, геоэлектрические методы, газ, зондирование, детализация, прямые поиски

Введение. В настоящее время значительные трудности возникают при поисках и разведке нефти и газа с использованием сейсмических и классических электроразведочных методов на поисковых участках, расположенных в переходных зонах суша-море, на мелководных участках, а также в горных районах. При проведении исследований в пределах поисковых площадей, расположенных в отдаленных и труднодоступных регионах, могут найти применение мобильные прямопоисковые технологии. Ниже представлены результаты при-

менения дистанционного [2-4, 7] и геоэлектрических методов [1, 4, 6] «прямых» поисков скоплений углеводородов на локальном поисковом участке в транзитной зоне суша-море.

Объект и методы исследований. Поисковый участок с условным названием «Берег» (суша-море), перспективный на обнаружение нефтяных и газовых залежей, расположен на берегу моря. В процессе проведения поисковых работ в пределах участка использовались следующие мобильные методы:

1. Частотно-резонансный метод обработки и интерпретации (декодирования) спутниковых снимков с целью «прямых» поисков скоплений углеводородов, рудных полезных ископаемых и водоносных горизонтов [2-4, 7].

2. Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки нефтяных и газовых залежей, рудных полезных ископаемых и водоносных пластов геоэлектрическими методами становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1, 4, 6].

Эти мобильные методы прошли широкую апробацию на поисковых участках и известных месторождениях углеводородов в различных нефтегазоносных регионах. Для поисковых работ на шельфе и в глубоководных акваториях, геоэлектрические методы СКИП и ВЭРЗ впервые использовались в Антарктическом регионе, в сезонных работах украинских антарктических экспедиций [5].

Этапы работы. Поисковые работы с использованием мобильных геофизических методов в регионе расположения локального участка «Берег» проведены в три этапа.

На первом этапе исследований путем обработки спутникового снимка в масштабе 1:500000 выполнена оценка перспектив нефтегазоносности достаточно крупной площади с целью выбора перспективных участков для последующего лицензирования и проведения детальных поисковых работ. На этом этапе оценки перспектив нефтегазоносности площади применялся в режиме апробации частотно-резонансный метод обработки и интерпретации (дешифрирования) данных дистанционного зондирования Земли с целью «прямых» поисков скоплений нефти и газа. В результате, в пределах площади обследования выделено и закартировано четыре аномалии типа «залежь УВ» (рис. 1). Западная и восточная аномальные зоны оказались наиболее интенсивными.

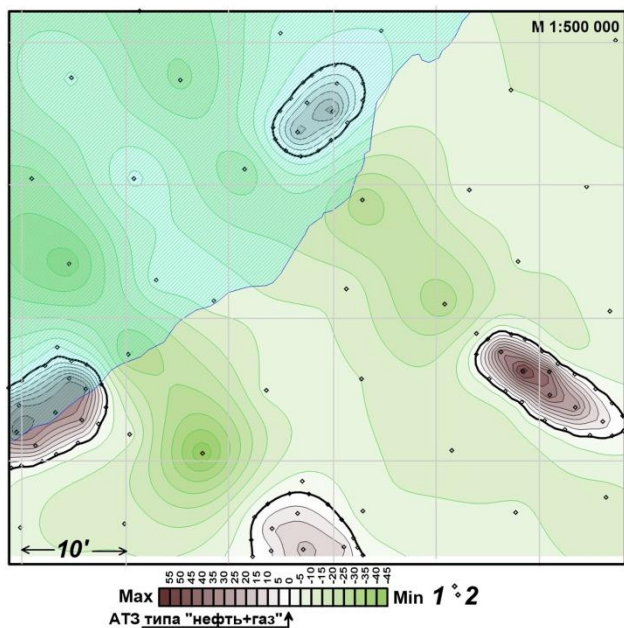


Рис. 1. Карта аномальных зон типа «залежь УВ» (по данным обработки спутникового снимка поисковой площади). 1 – шкала интенсивности аномального отклика; 2 – точки регистрации аномального отклика.

Результаты первого этапа позволили оперативно принять решение о проведении в пределах «западной» и «восточной» аномальных зон наземных геоэлектрических работ методами СКИП и ВЭРЗ для детального оконтуривания аномальных зон и определения глубин залегания аномально поляризованных пластов (АПП) типа «нефть» и «газ».

На втором этапе спутниковые снимки более крупного масштаба для «западной» и «восточной» аномальных зон были обработаны повторно по детальной методике. Полученные результаты позволили уточнить контуры западной аномалии, а также наметить маршруты проведения наземной геоэлектрической съемки методом СКИП (рис. 2).

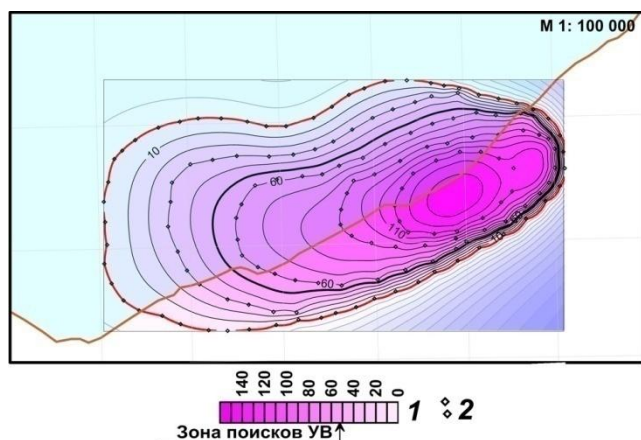


Рис. 2. Карта аномалий типа «газовая залежь» (по результатам детальной обработки спутникового снимка участка «Берег»). 1 – шкала интенсивности аномально-го отклика (в относительных значениях пластового давления); 2 – точки регистрации аномального отклика.

В процессе выполнения детальной обработки спутниковых снимков были также оценены относительные величины среднего пластового давления в пределах аномальных зон (рис. 2). Полученные оценки свидетельствуют о целесообразности проведения в пределах этого локального участка дальнейших нефтегазопроисловых работ.

На третьем этапе поисковых работ проведены полевые наземные (на суше) и морские (на шельфе) работы в пределах закартированной «спутниковой» аномальной зоны.

Результаты геоэлектрических исследований. Участок полевых работ «Берег» расположен на берегу моря. Большая часть обнаруженной и закартированной в этом районе «спутниковой» аномалии типа «залежь углеводородов» расположена в пределах шельфа (рис. 2). В связи с этим геоэлектрические измерения методами СКИП и ВЭРЗ в пределах шельфа проводилась с борта небольшого судна. Береговая часть аномальной зоны расположена в пределах местности с пересеченным рельефом. Это также не позволило равномерно покрыть этот фрагмент аномальной зоны, выделенной по результатам обработки и интерпретации спутникового снимка, измерениями методом СКИП с автомобиля.

Оперативное проведение поисковых работ традиционными геофизическими методами (сейсморазведкой и классической электроразведкой, в частности) в этом районе затруднено.

В пределах поискового участка выполнено свыше 100.0 погонных километров съемки методом СКИП, а также в 12 пунктах проведено зондирование ВЭРЗ. Пункты проведения геофизических измерений показаны на рис. 3.

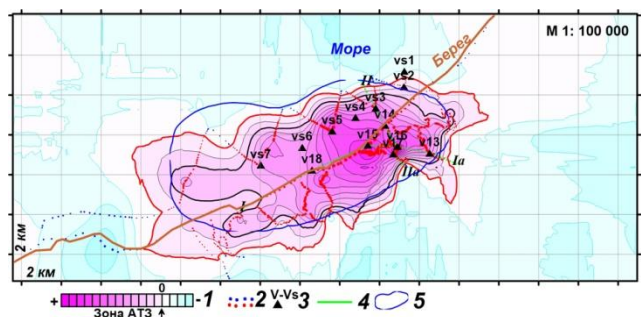


Рис. 3. Карта геоэлектрических аномалий типа «залежь» на участке «Берег» (по данным съемки СКИП). 1 – шкала интенсивности поля СКИП; 2 – точки съемки СКИП (синие – отрицательные значения, красные – положительные); 3 – пункты ВЭРЗ; 4 – положение профилей №№ 1-2 по данным ВЭРЗ; 5 – зона АТЗ по спутниковым данным.

Наземной съемкой СКИП по дорогам в пределах суши и измерениями с борта судна в шельфовой зоне выделена и закартирована геоэлектрическая аномальная зона типа «залежь УВ» (АТЗ) субширотного простирания общей площадью 94.3 кв. км (рис. 3). В целом, эта АТЗ расположена в пределах «спутниковой» аномалии и, практически, совпадает с ней.

Обнаруженная аномальная зона существенно дифференцирована по площади. Ширина аномалии незначительно увеличивается с востока на запад. Максимальные значения аномалии СКИП зафиксированы в восточной части аномальной зоны.

В пределах геоэлектрической аномальной зоны проведено зондирование ВЭРЗ в интервалах глубин 0-5000 м в шести пунктах на суше и в шести пунктах на шельфе с борта судна в интервале 1000-4000 м (рис. 3). Зондированием в разрезе выделены зоны аномально поляризованных пластов (АПП) типа «газ», «газ+вода», «обводненный горизонт».

Кроме того, по результатам зондирования в разрезе также выделены: а) терригенный комплекс пород, который может служить коллектором для углеводородов; б) эффузивно-осадочный комплекс плотных пород; в) комплекс трещиноватых и разуплотненных эффузивных пород, внутри которого могут быть обводненные горизонты со слабым газонасыщением; г) пласты массивных плотных эффузивных пород, которые могут служить экранами углеводородных залежей. Во всех точках зондирования, начиная с глубины примерно 3000-3500 м и до 5000 м выделяется комплекс нерасчлененных плотных эффузивно-осадочных пород.

По данным зондирования в каждой точке построены диаграммы и колонки зондирования. По данным СКИП и ВЭРЗ вдоль двух профилей измерений построены схематические вертикальные геоэлектрические разрезы АПП типа «газ», один из которых представлен на рис. 5

По результатам выделения в разрезе аномально поляризованных пластов типа «газ» построена карта суммарной мощности АППг типа «газ» (рис. 4).

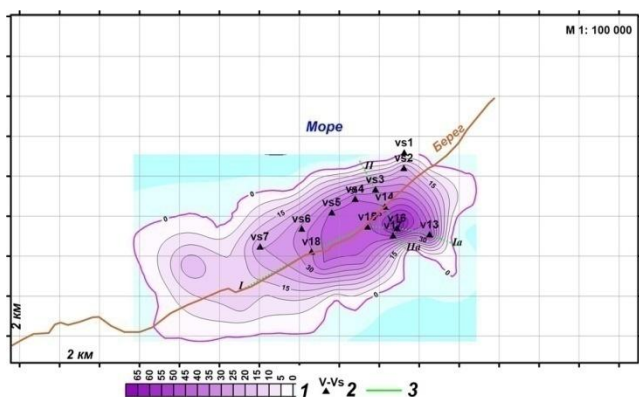


Рис. 4. Карта значений суммарной мощности аномально поляризованных пластов типа «газ» (АППг) на участке “Берег” (по данным зондирования ВЭРЗ). 1 – шкала суммарной мощности АПП типа «газ»; 2 – пункты ВЭРЗ; 3 – положение профилей №№ 1-2 по данным ВЭРЗ.

Максимальные суммарные мощности АПП типа «газ» зафиксированы в юго-восточной части аномальной зоны (рис. 4). Зоны максимальных мощностей АППг являются наиболее перспективными для бурения поисковых скважин на газ в пределах участка “Берег”. АПП типа «нефть» в пределах этого участка зондированием ВЭРЗ не выявлены.

По данным зондирования АТЗ на участке “Берег” может рассматриваться как зона, перспективная для поисков газовых залежей. Суммарная мощность пластов АППг в юго-восточной части аномалии колеблется от 44 до 72 м.

Результаты съемки методом СКИП и зондирования ВЭРЗ позволили выделить перспективные точки для заложения поисковых скважин и интервалы глубин для поисков залежей УВ в разрезе.

В целом для АТЗ на участке “Берег” наиболее оптимальными пунктами для заложения поисковой скважины на газ можно считать следующие станции зондирования ВЭРЗ: 1) v16 (суммарное значение АППг=68 м); 2) v17 (АППг=45 м); 3) v13 (АППг=45 м); 4) v15 (АППг=44 м). Первую поисковую скважину целесообразно закладывать по геоэлектрическим данным в юго-восточной части аномальной зоны в районе пунктов ВЭРЗ v16, v17.

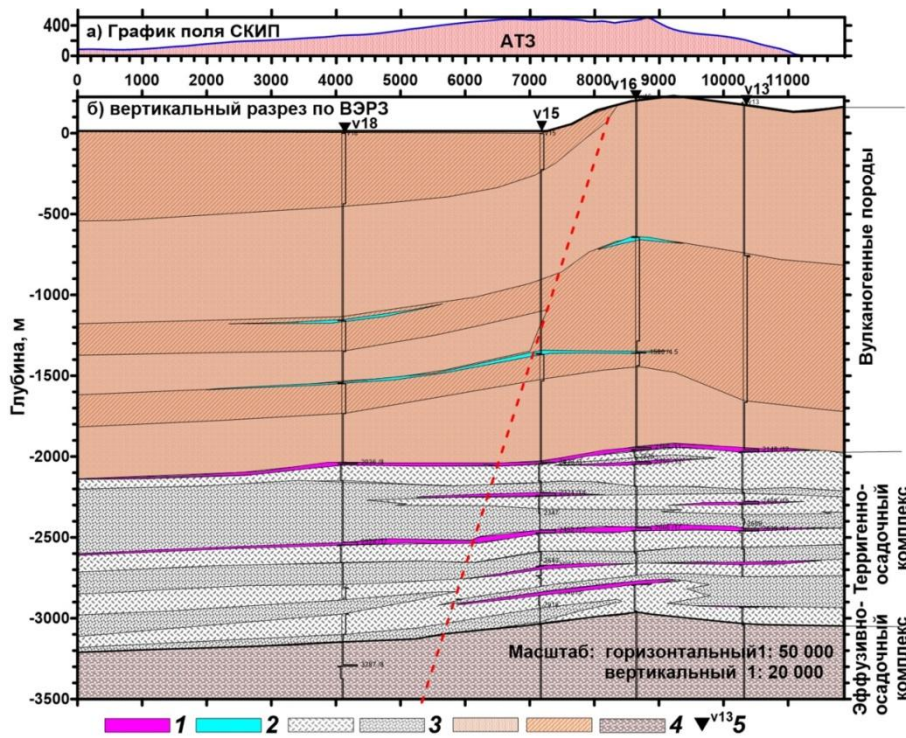


Рис. 5. Вертикальный разрез аномально поляризованных пластов (АПП) на участке «Берег». Профиль № I – I а. 1 – АПП типа «газ»; 2 – АПП типа «водоносный горизонт»; 3 – терригенные осадочные породы; 4 – эффузивные породы; 5 – пункты ВЭРЗ.

Выводы. Оценивая проведенные исследования на участке «Берег» в целом отметим, что результаты экспериментального применения экспресс-технологии геоэлектрических исследований СКИП-ВЭРЗ подтвердили работоспособность отдельных ее методов, а также целесообразность их применения для оперативных поисков и картирования скоплений углеводородов в регионах с различными геолого-тектоническими условиями.

Проведенные полевые (и морские) работы демонстрируют также работоспособность и эффективность геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ при поисках скоплений УВ в акваториях шельфа. К сказанному добавим также, что геоэлектрические методы СКИП и ВЭРЗ прошли дополнительную апробацию в районе Антарктического п-ова в сезонных работах Украинских антарктических экспедиций [5].

Результаты практической апробации частотно-резонансного метода обработки и декодирования спутниковых снимков на многочисленных перспективах на нефть и газ и рудные полезные ископаемые площадях и участках указывают на возможность оперативного обнаружения и картирования с их помощью аномалий типа «залежь» (АТЗ) – «залежь УВ», «водоносный горизонт (коллектор)», «золоторудная залежь», «меднорудная залежь», «залежь с урановой минерализацией», и т. д. Специальный метод сканирования спутниковых снимков позволяет также оценивать глубины и мощности отдельных АПП типа «водоносный пласт», «пласт с золоторудной минерализацией», «пласт с меднорудной минерализацией», «пласт с минерализацией урана», и т. д. В целом полученные результаты указывают на практическую целесообразность включения «спутникового метода» в экспресс-технологию «прямых» поисков и разведки рудных и горючих полезных ископаемых с помощью мобильных геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ. Совместное использование «спутниковой» компоненты технологии на этапах рекогносцировочных поисковых работ и наземных геоэлектрических методов - на детализационных - предоставляет широкие возможности для оптимизации процесса поисков в рамках самой мобильной технологии.

В целом результаты проведенных экспериментальных исследований позволяют авторам еще раз констатировать, что включение оперативных и мобильных технологий для «прямых» поисков и разведки скоплений углеводородов, водоносных горизонтов и рудных

минералов (включая экспресс-технологии СКИП-ВЭРЗ и частотно-резонансный метод обработки спутниковых снимков) в традиционный комплекс поисковых геолого-геофизических методов будет способствовать как минимизации финансовых затрат для решения конкретных задач разведки, так и существенному сокращению времени их практическую реализацию.

Результаты практического применения мобильных и прямопоисковых методов на суше и на шельфе в различных регионах мира (в том числе и приведенные в настоящей статье) позволяют авторам вполне обоснованно констатировать о целесообразности их целенаправленного использования для оперативной оценки перспектив нефтегазоносности крупных поисковых блоков, а также локальных участков на этапах их подготовки к аукционам (тендерам).

Список литературы

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений углеводородов геоэлектрическими методами: результаты практического применения в 2001-2005 гг. Геоинформатика. 2006. № 1. 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. Геоинформатика. 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. Геоинформатика. 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. 2012. Геофизический журнал, 34, 4, 167-176..
5. Соловьев В.Д., Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н., Божежа Д.Н. Опыт использования комплексных мобильных технологий при поисках и геофизическом картировании глубинных скоплений углеводородов в структурах Западной Антарктики. Геофизический журнал. 2017. Т. 39, № 1. С. 123-143.
6. Yakymchuk N.A., Levashov S.P., Korchagin I.N. (2008), Express-technology for direct searching and prospecting of hydrocarbon accumulation by geoelectric methods. International petroleum technology conference, 3-5 December 2008. Kuala Lumpur, Malaysia. Paper IPTC-12116-PP. Conference CD-ROM Proceedings. 11 pages. doi: <http://dx.doi.org/10.2523/12116-MS>.
7. Yakymchuk, N. A., Levashov, S. P., Korchagin, I. N., & Bozhezha, D. N. (2015, March 23). Mobile Technology of Frequency-Resonance Processing and Interpretation of Remote Sensing Data: The Results of Application in Different Region of Barents Sea. Offshore Technology Conference. doi:10.4043/25578-MS.

ВЫЯСНЕНИЕ ПРИРОДЫ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ НОРИЛЬСКО-ХАРАЕЛАХСКОГО ПРОГИБА

Леденгский Р.А. (НФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Норильск, ledengskiyra@yandex.ru)

Аннотация. Согласно аэромагнитным исследованиям в центральной части Норильско-Хараелахского прогиба выделяется слабоинтенсивная положительная аномалия, сопоставляемая, возможно, с глубинным источником рудоносных интрузий Норильского района. В работе проведено моделирование геолого-геофизического разреза для определения природы данной магнитной аномалии.

Ключевые слова: Норильско-Хараелахский прогиб, магнитная аномалия, геолого-геофизический разрез.

Норильско-Харалахский прогиб является крупной тектонической структурой, расположенной в северо-западной краевой части Сибирской платформы, в западной трети Норильско-Дельканского авлакогеноподобного прогиба, образованном в раннем триасе в результате вспышки траппового магматизма и осложненном многочисленными разрывными нарушениями и пликративными структурами более высоких порядков [3, 5].

В Норильско-Харалахском прогибе выделяются брахисинклинали: Норильская и Харалахская мульды. В центре Норильско-Харалахского прогиба располагается Пясинское куполовидное поднятие, разделяющее Норильскую и Харалахскую впадины, в которых преобладает ареальный тип базальтового магматизма нормального ряда [4].

Главнейшей дизъюнктивной структурой района является Норильско-Харалахский разлом, протягивающийся в направлении оси Норильско-Харалахского прогиба на расстояние более 200 км и сконцентрировавший крупнейшие медно-никелевые месторождения.

Норильско-Харалахский прогиб считается главной рудоконтролирующей структурой Норильского района, так как в его пределах расположены наиболее крупные рудные узлы: Норильский, Талнахский (Харалахский), включающие известные промышленные месторождения Талнахское, Октябрьское, Норильск-1, Масловское. Норильско-Харалахский прогиб имеет максимально благоприятные внутренние условия для становления дифференцированных интрузий, несущих сульфидное Cu-Ni оруденение [4].

Согласно исследованиям геологов источник металлов, сконцентрированных в рудах Норильского района, следует искать среди магматических образований большого объема, в первую очередь, – среди вулканических образований, мощность которых в Норильском районе составляет около 3500 м [2, 5].

Так в центре Норильско-Харалахского прогиба в Пясинском куполовидном поднятии уверенно выделяют крупную магмоактивную зону, известную ранее как Норильско-Талнахский вулкан [1]. Но вулкан не центрального или трещинного типа с вертикальной корневой системой непосредственно под субвулканической камерой, а со смещенной под мульды и рассеянной корневой системой, обусловленной спецификой ареального типа магматизма в Норильском районе [2]. Предполагаемые же реликты питающего аппарата рудоносных интрузий Норильского района могут находиться на глубине в центральной части Норильско-Харалахского прогиба [5].

По данным аэромагнитной съемки Норильского района в пределах развития позднепермско-нижнетриасовых вулканогенно-осадочных отложений наложенных мульд Норильско-Харалахского прогиба характерно резко выраженное знакопеременное высокоградиентное поле со значениями от минус 700 до плюс 869 нТл. Наиболее интенсивными магнитными аномалиями в 700 – 800 нТл отмечается опущенный блок в пределах юго-западной части Харалахской мульды, менее интенсивными аномалиями – 400 – 800 нТл – аналогичный блок в северо-западной части Норильской мульды, сложенные на поверхности более молодыми базальтовыми лавами и насыщенные интрузивными образованиями различных комплексов (рис. 1) [3].

На карте локальных магнитных аномалий контрастно выделяются аномалии, связанные с известными рудоносными интрузиями Норильского комплекса. Так, локальное поле над Октябрьским сульфидным медно-никелевым месторождением Талнахского рудного узла, в целом, отмечается значениями от 50-60 до 115-120 нТл, с отдельными аномалиями до 150-200 нТл; южное окончание Талнахской интрузии – до 200 нТл.

Пясинская антиклиналь характеризуется спокойным слабоинтенсивным отрицательным магнитным полем, определяемым осадочными, практически немагнитными отложениями. В центральной же ее части, в пределах ядра антиклинальной складки, отмечается слабоинтенсивная положительная аномалия до 80-100 нТл, обусловленная, возможно, наличием в разрезе глубинного источника рудоносных интрузивных образований Норильского района (рис. 1).

Общая структура гравитационного поля Норильского района определяется Норильским и Харалахским максимумами. В целом достаточно четко выражена северо – восточная ори-

ентировка изоаномал, соответствующая преобладающей ориентировке региональных дизъюнктивных и складчатых структур района. Зоне глубинного Норильско-Хараелахского разлома практически однозначно соответствуют области повышенных градиентов гравитационного поля [3].

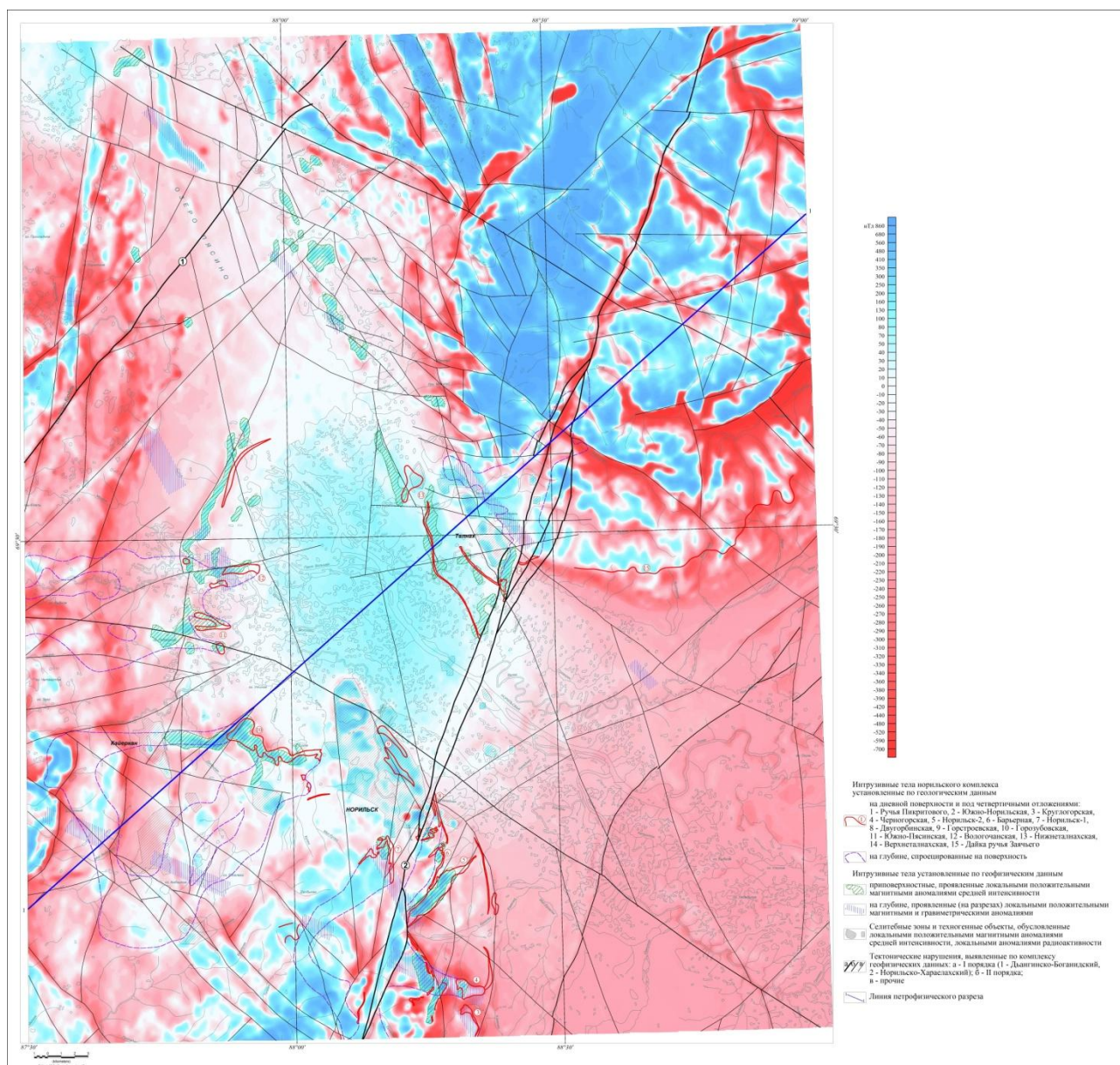


Рис. 1. Карта аномального магнитного поля Норильского района

Согласно представленным материалам в центре Норильско-Хараелахского прогиба в центральной части Пясинской антиклинали выделяется слабоинтенсивная положительная аномальная область до 80-100 нТл, сопоставляемая, либо с глубинным источником рудоносных интрузий Норильского района, либо с магнитными вулканогенно-осадочными отложениями наложенных Норильской и Хараелахской мульд.

Для характеристики глубинного строения и определения природы данной аномалии выполнено моделирование магнитного и гравитационного полей по разрезу в масштабе 1:100 000. Латеральные и вертикальные вариации магнитно-плотностных свойств среды с определенной долей уверенности можно отождествлять со структурными и вещественными изменениями глубинного геологического строения, а в комплексе с графиками наблюдаемых геофизических параметров также применить для прослеживания тектонических нарушений.

Рассматриваемый разрез пересекает представленную аномалию и заложен через известные рудоносные интрузивные массивы. Решением задачи по определению природы данной магнитной аномалии является экспериментальный подбор такой модели, которая дала бы теоретическое поле, совпадающее или близкое к наблюдаемому, и последующее сопоставление ее с априорными геологическими данными.

Моделирование геолого-геофизического разреза позволило выяснить природу магнитной аномалии Норильско-Хараелахского прогиба, которую, вероятно, можно отождествлять с собственно интрузивным телом - реликтами питающего аппарата рудоносных интрузий Норильского района.

Список литературы

1. Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В. Особенности петрологии, и оруденения дифференцированных интрузий норильского рудного узла // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971. С. 197–304.
2. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. – Изд-во СПбГУ, СПб., 2003. 487 с.
3. Падерин П.Г., Онищенко А.Н., Кирплюк П.В. Отчет о результатах работ по объекту Опережающие геофизические исследования в пределах Хантайско-Рыбинского поднятия с целью оценки перспектив медно-никелевого оруденения. ФГУП «ВСЕГЕИ». Санкт-Петербург, 2014 г.
4. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
5. Федоренко В.А. Магматизм и медно-никелевые месторождения Норильского района, 2010. 56 с.

ПЛОТНОСТНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ЧЕРНОМОРСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ПО ДАННЫМ ТРЕХМЕРНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Макаренко И.Б. (Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, irina.b.makarenko@gmail.com),

Куприенко П.Я. (Институт геофизики НАН Украины, г. Киев),

Савченко А.С. (Институт геофизики НАН Украины, г. Киев),

Старостенко В.И. (Институт геофизики НАН Украины, г. Киев),

Легостаева О.В. (Институт геофизики НАН Украины, г. Киев)

Аннотация. В отличие от существующих моделей Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий, в которых использовалось среднее значение плотности для слоев осадков, новая трехмерная плотностная модель построена на основе латерального распределения плотности отложений майкопской серии, эоцена-палеоцена и мела. Впервые построены схемы распределения плотности на кровле палеоцен-эоцена и мела.

Ключевые слова: Черноморская мегавпадина, плотность, осадочные отложения, трехмерное гравитационное моделирование.

Точность построения трехмерной плотностной модели Черноморской мегавпадины, в которой мощность осадочного чехла достигает 18 километров, существенно зависит от знания значений плотности осадочных слоев. Для построения трехмерной модели осадочной толщи были использованы данные о плотности: (1) по скважинам на северо-западном шельфе и в глубоководной части Черного моря, которые были пробурены с бурового судна "Гломар Челленджер [1-3]; (2) лабораторные измерения образцов пород из обнажений и скважин на прилегающей суше, а также результаты вертикального сейсмического профилирования

(ВСП) глубоких скважин [4; 5]; (3) обобщенные данные по литературным источникам [6, 7]; (4) расчетные значения по формулам перевода скорость-плотность [6; 8].

Модель состоит из трех слоев (рис. 1): *плиоцен-четвертичные отложения* (поверхность дна - кровля майкопской серии) мощностью 3-5 км; *отложения майкопской серии* (кровля майкопской серии - кровля палеоцен-эоцена), мощность колеблется от 1 до 7 километров в северо-восточной части Западно-Черноморской впадины, значение плотности изменяется как по площади, в зависимости от мощности, так и градиентно с глубиной; *палеоцен-эоценовые отложения* (кровля палеоцен-эоцена - поверхность верхне-меловых отложений), со значительной мощностью в Западно-Черноморской (до 7 км) и почти в два раза меньшей в Восточно-Черноморской впадине (2,5-3,0 км) с градиентным изменением плотности в отдельных телах в интервале от 2,43 до 2,65 г/см³.

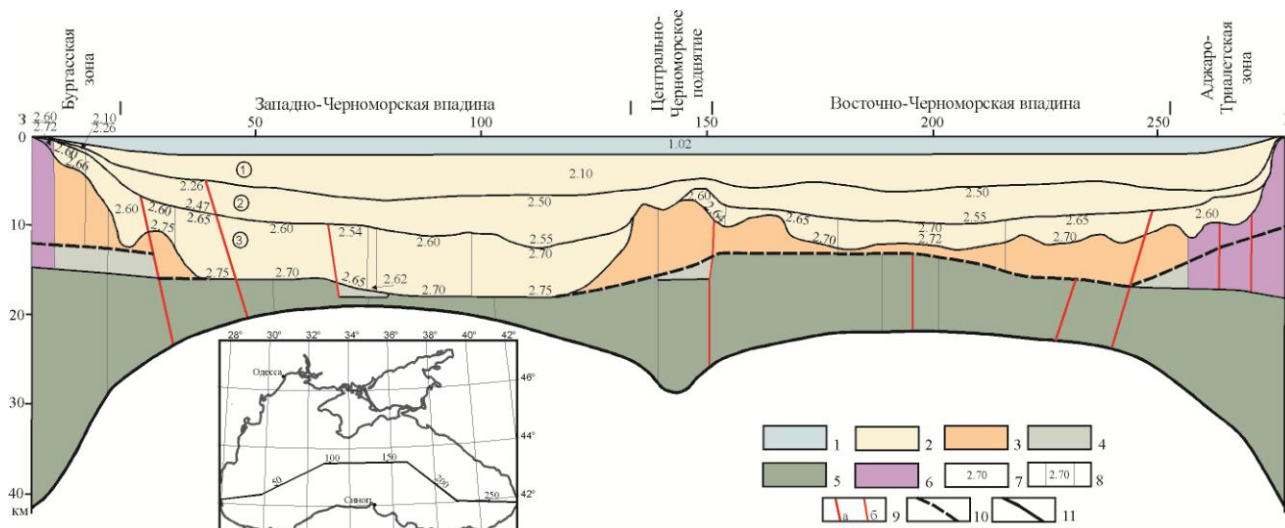


Рис. 1. Иллюстрационный плотностной разрез вдоль расчетного профиля, пересекающего основные тектонические структуры Черноморской мегавпадины. 1 – вода; 2 -слои модели осадочных отложений (цифры в кружках): плиоцен-четвертичные (1); майкопской серии (2); палеоцен-эоценовые (3); 3 - дислоцированный мезозой; кристаллическая кора: 4 - верхняя часть, 5 - нижняя часть; 6 - интрузии периферии Черного моря; 7 - значение плотности, г/см³; 8 - контуры расчетных плотностных тел; 9 - разломы, выделенные по гравитационным данным: а - ограничивающие Западно - и Восточно-Черноморскую впадины, б - прочие; 10 - глубина залегания консолидированной коры, которая одновременно является подошвой дислоцированного мезозоя и кровлей «гранитного» слоя, определенной по геолого-геофизическим данным; 11 - раздел Мохо.

В существующих трехмерных моделях Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий [например, 9-12] использовалось среднее значение плотности для слоев осадков. Благодаря программе *SpaceMap* [13], разработанной для ввода в компьютер изображений карт, основным содержанием которых является не изолинии, а тела (области), появилась возможность перейти к трехмерному распределению плотности в осадочном чехле.

Для *плиоцен-четвертичных отложений* принята плотность 2,10 г/см³ по всему разрезу.

Для *отложений майкопской серии* ранее построена зависимость $\sigma(H)$, с помощью которой составлена карта распределения плотности для этих пород в Черноморской мегавпадине [3]. Установлена плотность для трех интервалов глубин: до 1,5 км, 1,5-5,0 км и 5-7,5 км. В верхней части разреза на глубине 1,5 км значения плотности растут неравномерно, изменяясь в пределах от 1,2 до 2,44 г/см³. Поскольку для этой части разреза существует достаточно много экспериментального материала по скважинам, для этого интервала глубин приняты значения плотности 1,7-2,26 г/см³. В интервале глубин 1,5-5 км плотность увеличивается от

2,26 до 2,5 г/см³. Глубже 5 км значения плотности изменяются в интервале от 2,5 до 2,55 г/см³ на 7,5 км.

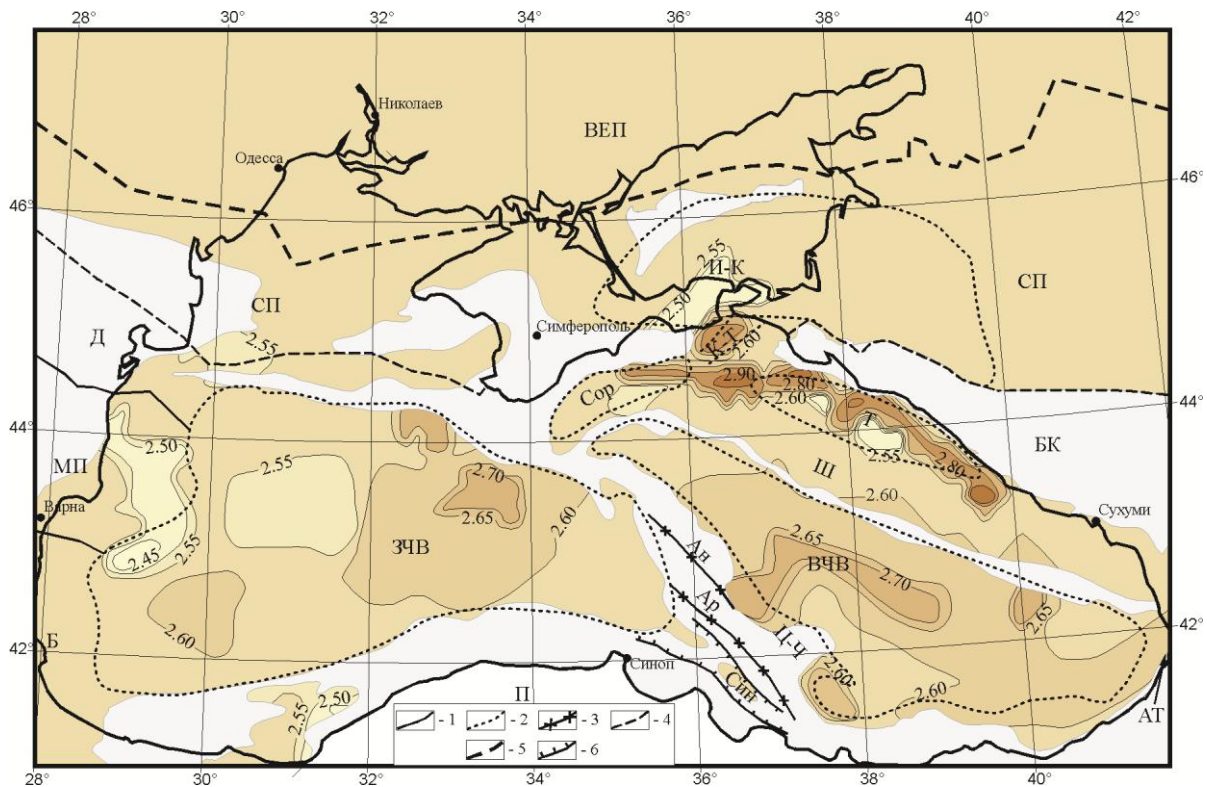


Рис. 2. Схема распределения плотности на кровле палеоцен-эоцена, г/см³. Белым цветом показаны области, в которых меловые и до меловые породы выходят на поверхность. 1 - границы смежных тектонических элементов; 2 – контуры основных структур Черноморской мегавпадины; 3 - оси поднятий Андрусова (Ан) и Архангельского (Ар); 4 - южная граница Скифской плиты (СП); 5 - граница Восточно-Европейской платформы (ВЕП), 6 - граница Синопской (Син) впадины; Сокращения: Д - Добруджа, Б - Бургаская зона, А-Т - Аджаро-Триалетская зона, ЗЧВ - Западно-Черноморская впадина, ВЧВ - Восточно-Черноморская впадина, Сор - впадина Сорокина, К-Т - Керченско-Таманский прогиб, Т - Туапсинская впадина, Ц-Ч - Центральное-Черноморское поднятие, Ш - поднятие Шатского, П - Понтиды, МП - Мизийская плита; БК – Большой Кавказ.

По данным трехмерного гравитационного моделирования получено распределение плотности на кровле палеоцен-эоцена (рис. 2). Восточно-Европейская платформа, северо-западный шельф Черного моря, восточная часть Скифской плиты, болгарский сектор Черного моря, поднятие Шатского характеризуются постоянством значений плотности палеоцен-эоцена (2,60 г/см³). В Восточно-Черноморской впадине ее значения возрастают к центру от 2,60 до 2,70 г/см³. В Западно-Черноморской впадине плотности более дифференцированы (от 2,55 до 2,70 г/см³), при этом западная часть впадины более разуплотнена. В районе Мизийской плиты в пределах акватории наблюдается аномалия пониженной плотности со значениями от 2,50 до 2,55 г/см³. Аномально низкая плотность (2,43 г/см³) приурочена к области расположения интенсивной отрицательной аномалии наблюдаемого поля. Раньше она была объяснена внедрением на уровень поверхности эоцена интрузий ультраосновных пород [7], которая по каким-то причинам подверглась сильной серпентинизации, что привело к резкому уменьшению плотности [14]. Аномалии пониженной плотности (2,50 - 2,55 г/см³) наблюдаются также на юго-востоке впадины Сорокина и в западной части Индоло-Кубанского прогиба. Керченско-Таманский прогиб характеризуется высокими значениями плотности (2,80 г/см³). Повышенные значения плотности палеоцен-эоцена (от 2,70 до 2,90 г/см³) следят-

ся вдоль северо-восточного шельфа Черного моря. Они охватывают северо-восточную часть впадины Сорокина, всю Туапсинскую впадину и область между ними. Такие высокие значения плотности связаны с внедрениями основных и ультраосновных пород по периферии Черного моря, которые поступали до глубин палеоцен-эоцена по разрывным нарушениям из нижних горизонтов коры, а возможно, и верхней мантии [7].

Плотность на *кровле мела* изменяется в широком диапазоне от 2,45 до 2,75 г/см³ (рис. 3). Также как и на кровле эоцена, к юго-востоку от Мизийской плиты наблюдается область аномально низкой плотности (2,43 г/см³), которая вызвана внедрением кислых магматических пород.

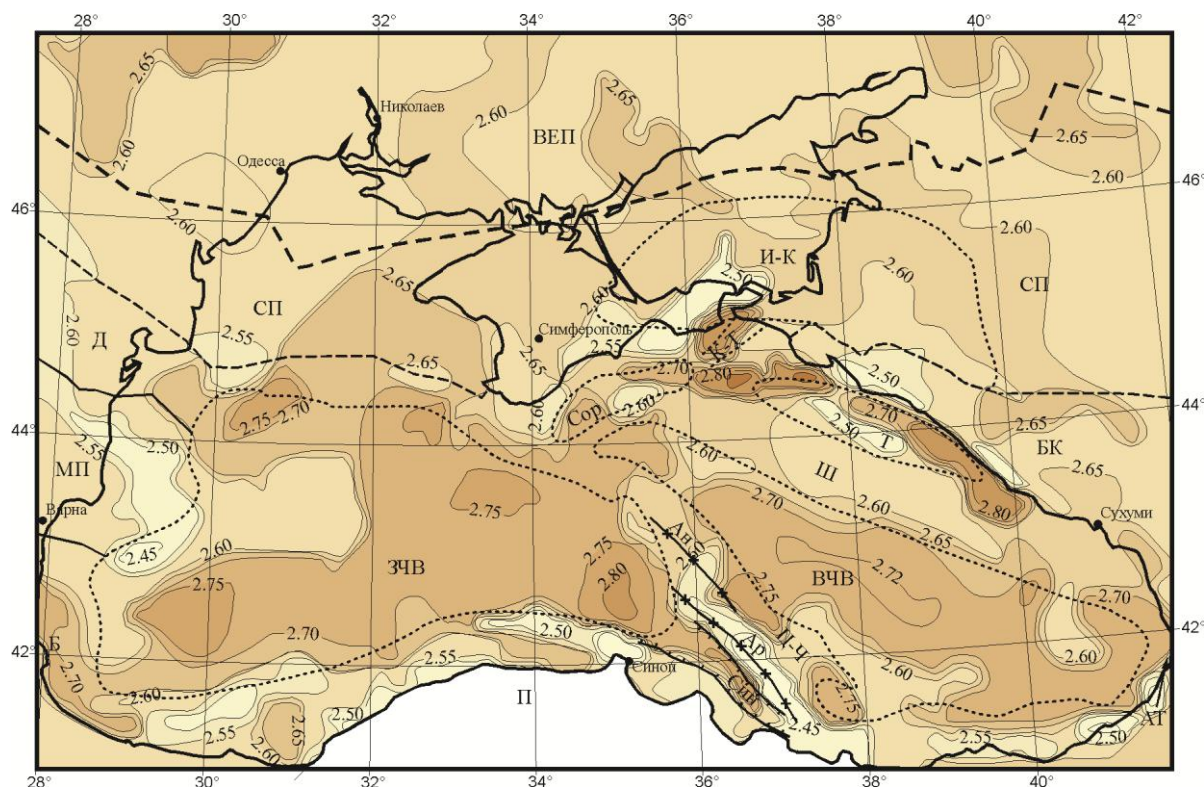


Рис. 3. Схема распределения плотности на кровле мела, г/см³. Другие условные обозначения см. на рис. 2.

Аномалии пониженной плотности со значениями от 2,45 до 2,55 г/см³ также присутствуют в юго-восточной части Крымского полуострова и в западной части Индоло-Кубанского прогиба. В восточной части прогиба плотность больше (2,60 г/см³). В пределах Восточно-Европейской платформы плотность меняется от 2,60 до 2,65 г/см³, а Скифская плита и Крым характеризуются постоянством значений плотности (2,60 г/см³). Центральная часть Западно-Черноморской впадины представлена в меловых отложениях плотностью 2,70 г/см³. На юго-западе и севере впадины присутствуют области с плотностью 2,75 г/см³.

Восточно-Черноморская впадина на большей части наполнена меловыми отложениями с плотностью 2,70 г/см³, наряду с незначительной узкой областью в центре впадины со значениями 2,72 г/см³. Во впадине Сорокина в центре присутствует область с плотностью 2,60 г/см³, на юго-запад и северо-восток значение плотности увеличиваются до значений 2,75 г/см³ и 2,80 г/см³, соответственно. Для центральной части Керченско-Таманского прогиба и Туапсинской впадины характерно повышение плотности в пределах 2,80-2,90 г/см³, а с северо-запада и юго-востока примыкают тела с плотностью 2,50-2,55 и 2,60 г/см³.

Поднятие Шатского на большей части характеризуется постоянной плотностью меловых отложений (2,60 г/см³) и лишь на юго-востоке значение плотности увеличивается до 2,64 г/см³. Также, как и на кровле палеоцен-эоцена, вдоль северо-восточного шельфа

Черного моря наблюдаются повышенные значения плотности мела (от 2,70 до 2,90 г/см³), связанные с внедрениями основных и ультраосновных пород по периферии Черного моря. С такими же внедрениями связаны аномальные области в районе болгарского шельфа (2,70 г/см³), к югу от западной части Скифской плиты (2,70-2,75 г/см³) и на продолжении Синопской впадины (2,70-2,80 г/см³). Сама Синопская впадина характеризуется высокой плотностью отложений мела до 2,90 г/см³, что также связано с внедрениями основных и ультраосновных пород.

Хребет Архангельского по всей площади характеризуется аномально низкими значениями плотности мела (в северо-западной части 2,50-2,55 г/см³, в юго-восточной - 2,45 г/см³). Хребет Андрусова по оси разделен на две части: менее уплотненную северо-западную (2,55-2,65 г/см³) и более уплотненную юго-восточную, в которой плотность возрастает до 2,70 г/см³. Вдоль южной периферии Черного моря наблюдается чередование неоднородностей с различной плотностью: от 2,45 до 2,65 г/см³. В Западных Понтидах значение плотности мела выше (2,50-2,65 г/см³). Согласно имеющейся геологической информации [15] здесь широко развиты палеозойские теригенно-карбонатные породы, перекрывающие докембрийские метаморфические серии. Все эти отложения прорваны палеозойскими и кайнозойскими гранитоидами. В Восточных Понтидах преобладают мезозойские и кайнозойские отложения и характерно широкое развитие эоцен-олигоценых гранитоидов. В этой части Понтид плотность мела ниже (2,45-2,50 г/см³).

Ранее была построена зависимость изменения плотности осадочных пород с глубиной для Черноморской мегавпадины [3]. Согласно этой зависимости, карбонатные и терригенные отложения палеоцен-эоцена имеют среднюю плотность 2,38-2,56 г/см³. Наиболее часто и относительно резкие изменения плотности происходят именно в этих отложениях как по глубине, так и по площади. Ее значение в верхней части разреза составляет 2,30-2,43 г/см³, в нижней - 2,48-2,66 г/см³. Плотность меловых отложений, представленных известняками и мергелями, достигает значений 2,44-2,68 г/см³. Распределение плотности по площади на кровле палеоцен-эоцена (рис. 2) и кровле мела (рис. 3) тесно коррелирует с соответствующим интервалом значений, полученным в работе [3], за исключением областей внедрения основных и ультраосновных пород по периферии Черного моря. Плотность в палеоцен-эоценовых отложениях претерпевает изменения как по площади, так и по глубине, что хорошо видно на иллюстрационном плотностном разрезе (рис. 1).

Список литературы

1. Tabulated physical property. Data-Leg 42B. The Shipboard Scientific Party // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – volume XLII, part 2, Istanbul, Turkey to Istanbul, Turkey, May-June, 1975. – P. 1131-1138.
2. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения // Ред. Ю.П.Непрочнов. —1980. М.: Наука, 201 с.
3. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Русаков О.М., Пивоваров В.Л., Мельничук П.Н. Плотность осадочных комплексов Черного моря. // Геофиз. журн. – 2003. – 25, № 2. – С. 54 – 69.
4. Безверхов Б. Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопроисхождения. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Одесса, 1988.
5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. //Справочник геофизика / Ред. Н.Д. Дортман. — М.:Недра, 1984.—527 с.
6. Земная кора и история развития Черноморской впадины. — М. : Наука, 1975. — 358 с.
7. Макаренко И. Б. Структура земной коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Киев: Институт геофизики НАН Украины, 1997. — 24 с.

8. Пивоваров В.Л., Логвин В.Н. Об интерактивном подборе сейсмогравитационной модели и зависимостей «скорость—плотность» по профилям КМПВ—ГСЗ Азово-Черноморского региона // Тезисы III Международной конференции «Крым—2001». Крым, Гурзуф, 17—21 сентября, 2001, С.122—124.
9. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Мощность и структура коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования. Геофиз. журн., 1996. Т. 18. № 5. - С. 17—31.
10. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., Stephenson R. // Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin, Tectonophysics, 2004. 381. - P. 211-233.
11. Егорова Т.П., Гобаренко В.С., Яновская Т.Б., Баранова К.П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии // Геофиз. журн., 2012. Т. 34. №5. – С. 38 – 59.
12. Starostenko V.I., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Makarenko I.B., Legostaeva O.V., Lebed T.V., Savchenko A.S. Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. // Геофиз.журн., 2015. Т. 37. № 2. - С. 3–28.
13. Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Савченко А.С., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. Об автоматизированной интерактивной обработке графических изображений геологических и геофизических объектов // Геофиз. журн., 2011. Т. 33. № 1. - С. 54–62.
14. Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С. Явление скрытого маагматического разрастания мощности континентальной земной коры // Геофиз.журн.,1989. Т. 11. № 5. — С. 18—29.
15. Горная энциклопедия. Т.5. СССР-Яшма / Гл. ред. Е.А. Козловский. – М: Советская энциклопедия, 1991. – 541 с.

О ЧИСЛЕННОМ АЛГОРИТМЕ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ ЭЛЛИПСОИДАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ

*Мартышко П.С. (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, pmart3@mail.ru),
Бызов Д.Д. (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург),
Черноскутов А.И. (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург)*

Аннотация. В работе предлагается метод решения прямой задачи гравиметрии для сферических и эллипсоидальных плотностных моделей. Основная цель – сократить время вычислений по сравнению с методами, основанными на кубатурных формулах. Представлены численные эксперименты с использованием предложенного метода для синтетических и реальных моделей Земной коры, которые показывают качество сходимости, зависимость погрешности от разбиения и скорость проведения расчётов. Полученные результаты показывают, что метод позволяет значительно (в десятки-тысячи раз, в зависимости от размеров сетки) сократить время вычислений без увеличения погрешности. Метод может быть использован для тел произвольной геометрии, которые в достаточной степени точности могут быть аппроксимированы многогранниками.

Ключевые слова: Прямая задачи гравиметрии, сферическая плотностная модель, гравитационное поле.

Постановка задачи

Определим «эллипсоидальную» трехмерную плотностную модель до глубины H . Пусть ее «верхняя» граница S (со стороны раздела земля-воздух) – часть поверхности эллипсоида вращения (например, референц-эллипсоида Красовского), все точки, расположенные на рас-

стоянии не более H вдоль внутренней нормали к S , включены в модель. В указанной области $D \subset R^3$ задано распределение плотности $\rho(p)$, $p \in D$.

«Вертикальная» составляющая Δg напряженности гравитационного поля, создаваемого областью DD , во внешней точке $q \notin D \setminus \partial D$ определяется интегралом:

$$\Delta g(q) = -\gamma \frac{\partial}{\partial \vec{n}_q} \int_D \frac{\rho(p) dV_p}{|\vec{r} - \vec{r}_0|}, \quad (1)$$

где γ – гравитационная постоянная, dV_p – элемент объема интегрирования, \vec{n}_q – внешняя нормаль к S в ортогональной проекции точки q на S (т. е. в случае «сферической» модели \vec{n}_q совпадает с нормалью к поверхности эллипсоида), \vec{r} и \vec{r}_0 – радиус-векторы точек p и q , соответственно. Стоит отметить, что данная формула описывает проекцию полного вектора напряженности гравитационного поля на единичный вектор \vec{n}_q , тем самым Δg – часть полного поля в направлении \vec{n}_q .

Пусть «базовый» эллипсоид вращения имеет экваториальный и полярный радиусы равные a и b . Положение точки на поверхности эллипсоида вращения однозначно определяют геодезические широта $B \in \left[-\frac{\pi}{2}; \frac{\pi}{2}\right]$ и долгота $L \in (-\pi; \pi]$ (за исключением «полюсов», где долгота не определена). В качестве третьей координаты примем расстояние от точки до поверхности эллипсоида взятое со знаком «+», если точка лежит вне эллипсоида, со знаком «-», если точка лежит внутри него.

Построим разбиение области DD на элементы $D_{i,j,k}$ таким образом, что $D = \bigcup_{i,j,k} D_{i,j,k}$; $i = 1, 2, \dots, N_i$; $j = 1, 2, \dots, N_j$; $k = 1, 2, \dots, N_k$. Поле Δg в точке q от всей модели D можно записать через сумму, как и для случая «плоской» модели [2], но от «сфероидальных» элементов разбиения:

$$\Delta g(q) = \gamma \sum_{i=1}^{N_i} \sum_{j=1}^{N_j} \sum_{k=1}^{N_k} \rho_{i,j,k} G_{i,j,k}(q), \quad (2)$$

где $G_{i,j,k}(q)$ – поле в точке q с точностью до коэффициента γ области $D_{i,j,k}$ с единичной плотностью. Для вычисления $G_{i,j,k}(q)$ введем в пространстве эллипсоидальной модели прямоугольную геоцентрическую систему координат $Oxyz$: центр O поместим в центр «базового» эллипсоида, ось Oz совместим с его осью вращения и направим от «южного полюса» к «северному» (т.е. точки с $B = \frac{\pi}{2}$ имеют $z > 0$), ось Ox направим в точку $(0, 0, 0)$ пересечения «экватора» и нулевого меридиана, ось $O'y'$ дополняет систему до правой [4].

Интеграл (1) для поля $G_{i,j,k}(q)$, очевидно, аналитически не выражается. Численно по кубатурным формулам его посчитать также проблематично (как будет показано в дальнейшем), поскольку на границы $D_{i,j,k}$ мы не накладываем никаких дополнительных ограничений с целью сохранить возможность выбора произвольного разбиения, а с формулами численного интегрирования первого – второго порядка для достижения приемлемой точности потребуются большое число узловых точек. Поэтому мы предлагаем, следуя [4], вычислять интеграл (1) не от самих элементов $D_{i,j,k}$, а от близких им по форме аппроксимирующих многогранников $\hat{D}_{i,j,k}$. Построить такой многогранник можно проведя триангуляцию $D_{i,j,k}$ в

пространстве $O'x'y'z'$. Множество всех треугольников образует множество граней $\widehat{D}_{i,j,k}$, обозначим его $S(\widehat{D}_{i,j,k})$. Таким образом,

$$G_{i,j,k}(q) \approx \hat{G}_{i,j,k}(q) = -\frac{\partial}{\partial \vec{n}_q} \int_{\widehat{D}_{i,j,k}} \frac{dV_p}{|\vec{r} - \vec{r}_0|}, \quad (3)$$

где \vec{r}_0 – радиус-вектор точки вычисления поля q в геоцентрической системе прямоугольных координат; \vec{n}_q – внешняя нормаль к поверхности «базового» эллипсоида в ортогональной проекции точки q на нее; \vec{r} – радиус-вектор точки p , по координатам которой ведется интегрирование, в том же преобразованном пространстве координат $O'x'y'z'$.

Переходя в (3) к интегрированию по поверхности и разбивая поверхностный интеграл на части по граням $\widehat{D}_{i,j,k}$, принимая во внимание, что внешняя нормаль \vec{n}_p в точке интегрирования постоянна для каждой грани, получаем:

$$\hat{G}_{i,j,k}(q) = \sum_{S_{i1} \in S(\widehat{D}_{i,j,k})} (\vec{n}_q, \vec{n}_{i1}) \int_{S_{i1}} \frac{dS}{|\vec{r} - \vec{r}_0|}, \quad (4)$$

где \vec{n}_{i1} – внешняя нормаль к грани S_{i1} .

Обозначим: \vec{r}_i ($i = 1, 2, 3$) – радиус-вектора вершин треугольника $\langle p_1, p_2, p_3 \rangle$, $\langle p_1, p_2, p_3 \rangle$ $\vec{a}_i = \vec{r}_i - \vec{r}_i'$, $\vec{a}_i = \vec{r}_i - \vec{r}_0'$ – расстояние от точки q до этих вершин. Каждый из треугольников можно задать через направляющие вектора $\vec{a}_{j,i} = \vec{a}_i - \vec{a}_j = \vec{r}_i - \vec{r}_j$ и определить нормаль через векторное произведение $\vec{N} = [\vec{a}_{i-1,i}; \vec{a}_{i,i+1}]$, при этом $|\vec{N}|$ равен удвоенной площади треугольника. Расстояние (со знаком) от точки наблюдения q до плоскости треугольника вычисляется через скалярное произведение $(\vec{a}_i; \vec{n})$ $(\vec{a}_i; \vec{n})$, где $\vec{n} = \frac{\vec{N}}{|\vec{N}|}$ $\vec{n} = \frac{\vec{N}}{|\vec{N}|}$ – единичная нормаль.

Интеграл по треугольной грани S_{i1} вычисляется в явном (аналитическом) виде:

$$\int_{\langle p_1, p_2, p_3 \rangle} \frac{dS}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} = -\frac{\pi}{2} |(\vec{a}_1; \vec{n})| + \sum_{i=1}^3 (\vec{a}_i; [\vec{A}_{i-1,i}; \vec{n}]) \ln \frac{(\vec{A}_{i-1,i}; \vec{a}_i) + |\vec{a}_i|}{(\vec{A}_{i-1,i}; \vec{a}_{i-1}) + |\vec{a}_{i-1}|} - (\vec{a}_i; \vec{n}) \arctg \frac{([\vec{a}_{i-1,i}; \vec{a}_i] [\vec{a}_{i,i+1}; \vec{a}_i])}{(\vec{a}_i; \vec{N}) |\vec{a}_i|}, \quad (5)$$

где $\vec{A}_{j,i} = \frac{\vec{a}_{j,i}}{|\vec{a}_{j,i}|}$ $\vec{A}_{j,i} = \frac{\vec{a}_{j,i}}{|\vec{a}_{j,i}|}$.

Погрешность и сходимость предложенного метода

Перед переходом к практической задаче был проведен ряд численных экспериментов с тестовой моделью постоянной плотности и с геометрическими характеристиками одной из далее описанных реальных моделей. Проведенные тесты [4] показали, что для предлагаемого метода многогранников латеральное равномерное разбиение 1335x968 в проекции Гаусса-Крюгера позволяет достигнуть относительной погрешности равной 0.01%. Считая такое значение приемлемым, будем использовать полученный шаг разбиения для дальнейших расчетов. Сравнение предложенного метода и метода Гаусса-Лежандра позволяет подтвердить, что с уменьшением диаметра разбиения, оба метода сходятся к одному и тому же значению. Заметим, однако, что доступные авторам вычислительные ресурсы позволили уменьшать

диаметр разбиения для метода Гаусса-Лежандра лишь до достижения относительной погрешности равной 0.05%. Для достижения 0.01% потребовалось бы примерно 120 ч работы программы. Предложенный же метод показал временные затраты в 143 сек. (на том же самом оборудовании), что можно расценивать как ускорение работы на 3 десятичных порядка.

Вычисление полей для реальных моделей

Для двух региональных плотностных моделей, построенных в Институте геофизики ИГФ УрО РАН в результате решения линейной обратной задачи гравиметрии по наблюдаемому полю с невязкой менее 1% [1,3,5]: Тимано-Печорской плиты (793 км × 1057 км × 80 км с элементом разбиения 3,1 км × 4,13 км × 1 км) и плотностной модели Уральского региона (1336 км × 969 км × 80 км с элементом разбиения 1 км × 1 км × 1 км), получены соответствующие им сфероидальные модели. В качестве «базового» взят эллипсоид Красовского с параметрами $a = 6378.245$ км, $b = 6356.863$ км, центральные меридианы для проекции Гаусса-Крюгера проходят примерно через географические центры территорий. На верхних границах плоских моделей на равномерной сетке (256 × 256 точек поля для первой модели и 1336 × 969 точек для второй) посчитана вертикальная составляющая гравитационного поля. Визуальное представление посчитанного поля для второй модели приведено на рис. 1.

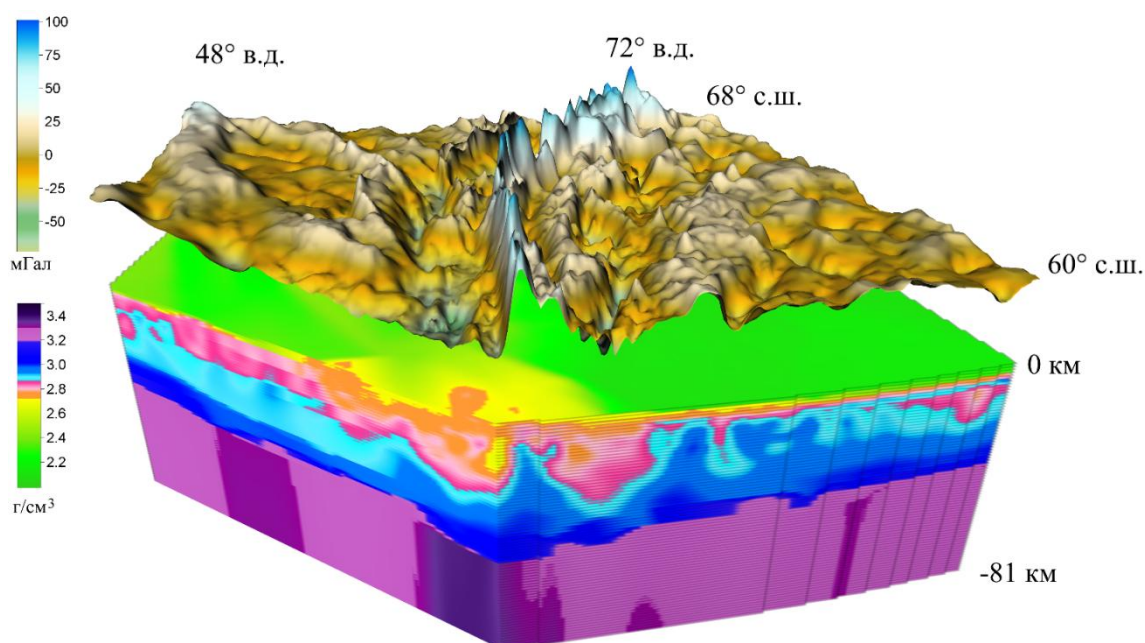


Рис. 1. Плотностная модель Уральского региона (вторая модель) и посчитанное гравитационное поле.

Описанный метод был реализован с использованием технологии CUDA. Расчёты проводились на 8-ми NVIDIA GPU: 3x GeForce GTX TITAN Black, 3x GeForce GTX TITAN X, 2x Quadro M6000. Время счета поля для первой модели составило ~80 мин (разбиение «по полю» 256x256, разбиение модели 256x256x81), для второй - ~270 ч (разбиение «по полю» 1335x968, разбиение модели 1335x968x81).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00916 А).

Список литературы

1. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Монография. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 С. [http://igeoph.net/Documents/Druzh_Mart_Nach_Osip_2014.pdf]

2. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 450. № 6. С. 702-707. [<http://link.springer.com/article/10.1134%2FS1028334X13060172>].

3. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. 94 С. ISBN 978-5-7691-2463-1. [<http://igeoph.net/book.pdf>]

4. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И. О решении прямой задачи гравиметрии в криволинейных и декартовых координатах: эллипсоид Красовского и “плоская” модель. // Физика Земли. 2018. №4. С. 31-39. DOI: 10.1134/S0002333718040075 [<https://elibrary.ru/item.asp?doi=10.1134/S0002333718040075>]

5. Martyshko P.S., Byzov D.D., Ladovskii I.V., Tsidaev A.G. 3D density models construction method for layered media // 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015, www.sgem.org, ISBN 978-619-7105-33-9 / ISSN 1314-2704, 2015, Albena, Bulgaria. Book 2 Vol. 1, 425-432 pp. DOI: 10.5593/SGEM2015/B21/S8.053 [<https://www.scopus.com/record/display.uri?eid=2-s2.0-84946544653&origin=resultslist>]

ПОСТРОЕНИЕ ТРЕХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Мартышко П.С. (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург, pmart3@mail.ru),

Ладовский И.В. (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург),

Бызов Д.Д. (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург),

Цидаев А.Г. (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург)

Аннотация. Разработан алгоритм решения структурной обратной задачи гравиметрии: трехмерные поверхности раздела слоев с переменной плотностью восстанавливаются по трехмерной сеточной плотностной модели, посредством бланкирования плотностных параметров вне заданных значений. Контуры сечений граничной поверхности по сейсмическим профилям используются в качестве начальных данных. Рельеф граничной поверхности переменной плотности восстанавливается по разделенным аномалиям повысотных трансформант наблюдаемого гравитационного поля.

Ключевые слова: трехмерные геолого-геофизические модели, земная кора и мантия, обратные задачи гравиметрии.

Геолого-геофизические модели глубинного строения земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы) являются итоговым результатом комплексной интерпретации всех имеющихся данных. При этом одним из основных индикаторов корректной реализации методики комплексирования геофизических полей служит плотность. Именно в ней наиболее полно отражаются петрофизические особенности неоднородного строения и литологического состава горных пород.

Известно, что в гравитационном поле наиболее четко проявляются аномалии от неоднородностей верхней части геологического разреза до глубины 10–15 км. Однако данные сейсмических зондирований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. Плотностным аналогом скоростной модели глубинных структур является компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от неоднородных слоёв на разных глубинах частично (или полностью) скомпенсированы. Методы сейсмического и гравитационного моделирования позволяют на разных базах построить модель глубинного строения литосферы до некоторого заданного уровня и увязать модельную плотность с аномалиями наблюдаемого гравитационного поля. Совместная интерпретация полей ведется в рамках эмпирических ограничений. Корреляционная зависимость между скоростью распространения продольных волн в неод-

народной среде и плотностью пород различного вещественного состава предполагает ожидаемый результат решения задачи сейсмоплотностного моделирования: в аномальных полях различной природы и информативности выявить морфоподобные структуры и обеспечить соответствие расчетных скоростных и плотностных параметров на разноглубинных срезах.

Информационную базу 3D-плотностной модели исследуемой территории составляют карты площадных аномалий гравитационного поля и данные глубинных сейсмических исследований по опорным профилям ГСЗ и МОВЗ, глубинного МОВ–ОГТ и фрагментам протяженных геотраверсов. Территория исследования находится в пределах географических координат 60°–68° с.ш., 48°–72° в.д. и охватывает приарктическую часть сочленения важнейших геологических провинций России: северо-восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорскую плиту, северную часть Уральской складчатой системы и северо-западный сектор Западной Сибири. Современные представления о развитии Урала и его платформенного обрамления учитывались в рамках существующих структурных схем тектонического районирования отдельных геологических провинций [1-4]. Двумерные скоростные и, соответствующие им, плотностные разрезы по десяти сейсмическим профилям [5] являлись исходной базой данных трехмерной плотностной модели начального приближения. Недостающие данные по плотностям заполнялись интерполированными значениями между пространственно увязанными разрезами.



Рис. 1. Сводная схема тектонического районирования (составлена по фрагментам соответствующих карт Тиманского, Уральского и Сибирского регионов [1-4]).

Аномальные гравитационные эффекты вычислялись на уровне фонового поля «нормальной» модели. В качестве фоновой плотности «нормальной» модели плоского слоя принималась плотность, зависящая только от глубины. Такую плотность условно можно назвать «гидростатической», относительно нее вычисляется избыточная плотность аномальных масс на любой глубине.

Процесс построения плотностных моделей сводится к решению обратной задачи гравиметрии. Ее решение следует искать на практически содержательных множествах корректности, выбирая разумные модели начального приближения. Послойное распределение скорости в формате сеточных функций (с учетом зависимости «плотность-скорость») идеально подходит для плотностной модели начального приближения, обеспечивая устойчивость обратной задачи гравиметрии в классе слабееединственных решений для моделей слоисто-неоднородных сред [6]. Устойчивый алгоритм послойной линейной инверсии реализован в классе двумерных корректирующих добавок с нулевым средним значением. Итеративная по-

следовательная схема вычислений корректирующих добавок по горизонтальным слоям не только обеспечивает единственность решения обратной задачи гравиметрии, но и сохраняет геологическую содержательность исходной скоростной модели, построенной по сейсмогеологическим данным [7-8].

Объемные модели верхней части литосферы (ВЧЛ), построенные по результатам интерпретации комплекса геофизических полей, позволили обеспечить математическое сопровождение глубинных геокартировочных работ сложно построенной геологической среды на разных иерархических уровнях ее организации. Представление выходного формата трехмерной плотностной модели в виде послойных сеточных функций дает возможность переходить к сканированию структурного рельефа вещественных комплексов земной коры по значениям параметра плотности в некотором диапазоне значений. Исоповерхности постоянной плотности формируют рельеф структурных поверхностей на различных глубинных срезах. На рис. 2 представлены схематические структурные карты изогипс рельефа кровли консолидированного фундамента и кровли верхней мантии, построенные по интервальным плотностям ($\sigma_{\min} \div \sigma_{\max}$) = (2.72 ÷ 2.88) г/см³ и кровле верхней мантии ($\sigma_{\min} \div \sigma_{\max}$) = (3.24 ÷ 3.42) г/см³.

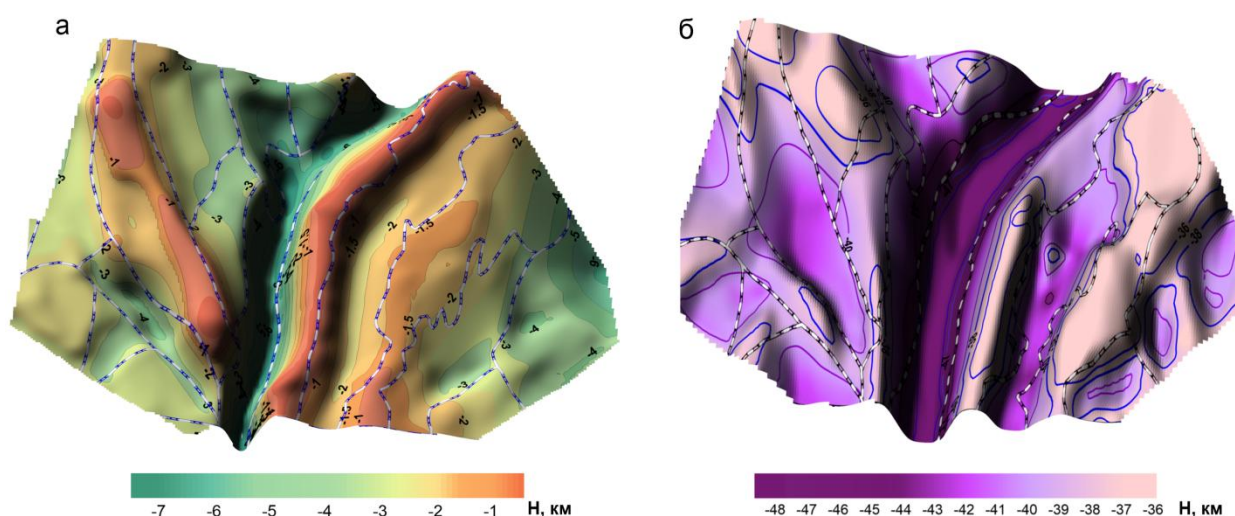


Рис. 2. Схемы рельефа основных поверхностей раздела литосферы, построенные по скоростным данным и уточненные по результатам гравитационного моделирования: изогипсы поверхности консолидированного фундамента (а); изогипсы кровли верхней мантии (б).

Аномалии гравитационного поля, заданные на дневной поверхности, отражают информацию о плотностных неоднородностях по всей толще нижележащих слоев. Тектонические схемы не просматриваются в послойной модели распределения плотности. Интегральные плотностные параметры – массы столбцов единичной площади, вычисленные до некоторой глубины по послойным сеточным файлам трехмерного распределения плотности, отчетливо конфигурируют блочную модель кристаллической земной коры на разных глубинных срезах. Та же картина проявляется в аномальных полях литостатических нагрузок. Литостатические аномалии пропорциональны избыточной плотности, так что 3D-плотностная модель легко перестраивается в 3D-модель аномалий литостатического давления, путем последовательного суммирования послойных сеточных плотностных файлов до заданной глубины и перенормировкой интегральных масс в литостатическое давление вышележащих слоев. Распределение литостатических нагрузок на горизонтальных срезах неплохо соответствует схематической карте тектонического районирования, построенной по потенциальным полям на рис. 1. Предлагаемая методика и полученные нами «блочные схемы» распределения литостатических нагрузок по глубине использованы для разделения сеточной плотностной модели на разнопорядковые структурные элементы глубинного тектонического районирования.

Список литературы

1. Соболев И.Д. Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. М 1:2500 000 // Геология СССР. Т. XII. Приложение. М., 1968.
2. Соболев И.Д., Автонеен С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000 000, объяснительная записка. Свердловск, 1983. 168 с.
3. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 239 с.
4. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра. 1993. С. 85–90.
5. Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В. Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2 (28). С. 108–120.
6. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // Доклады Академии Наук. 2013. Том 450. № 6. С. 702–707.
7. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Об устойчивых методах интерпретации данных гравиметрии. // Доклады Академии Наук. 2016. Том 471. № 6. С. 725–728
8. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Фёдорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. 94 с

О МЕТОДЕ РЕГУЛЯРИЗАЦИИ ДЛЯ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ СГЛАЖИВАЮЩЕГО ФИЛЬТРА ПРИ АНАЛИТИЧЕСКОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

*Мартышко П.С. (ФГБУН Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург),
Ладовский И.В. (ФГБУН Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург),
Гемайдинов Д.В. (ФГБУН Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург)*

Аннотация. Разработан алгоритм пересчета потенциальных полей «вверх–вниз» для выделения разноглубинных составляющих гравитационных аномалий. Алгоритм численно реализован на суперкомпьютере «Уран». При численном решении обратной задачи аналитического продолжения наблюдаемого гравитационного поля на глубину использована схема регуляризации по Лаврентьеву. Получены значения параметра регуляризации сглаживающего функционала, при которых возможно разделение наблюдаемого поля по плотностным слоям между двумя глубинами.

Ключевые слова: потенциальные поля, регуляризация, метод простой итерации, параллельные вычисления.

Локальная составляющая аномалий гравитационного поля обрисовывает плановое расположение источников (в проекции на дневную поверхность) в пределах выбранного участка исследований. Некоторое представление о пространственном положении аномалиеобразующих объектов можно получить по аномалиям наблюдаемого поля, отфильтрованным по параметру полуширины. Инструментом фильтрации является метод сглаживания полей при их пересчете на различные высоты и последующего продолжения на глубину в направлении источников. Пересчет поля на несколько высот и аналитическим продолжением на соответствующие глубины, позволяет выделить из суммарного поля составляющие различных «длин волн» и соотнести их с аномалиями от неоднородностей на глубинных горизонтах.

Пересчет поля в верхнее полупространство выполняется по интегральной формуле Пуассона. Пересчет вниз через массы неоднородного слоя реализуется решением обратной за-

дачи аналитического продолжения потенциальных полей. Фильтр повысотных трансформант – это разность последовательно пересчитанных полей между двумя указанными глубинами.

Задача Дирихле аналитического продолжения полей

Введём декартову прямоугольную систему координат, плоскость Oxy которой совпадает с земной поверхностью, а ось z направлена вниз по оси глубин. Предположим, что гравитирующие массы расположены в слое ниже горизонтальной плоскости $z = H > 0$. На этой глубине гравитационное поле обозначим через $u(x', y', H)$ и примем его в качестве граничной функции задачи Дирихле для полубесконечной (выше лежащей) области. По заданным граничным значениям поля интеграл Пуассона прямой задачи восстанавливает гармоническую функцию $\bar{U}(x', y', \zeta)$ всюду выше плоскости $z = H$:

$$\bar{U}(x', y', \zeta) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{H - \zeta}{\left[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (H - \zeta)^2 \right]^{3/2}} u(x, y, H) dx dy. \quad (1)$$

Для точек верхнего полупространства $z = \zeta < 0$, $-\zeta = |\zeta|$. В частности, если плоскость $z = H = 0$ находится на уровне земной поверхности, из (1) получаем стандартную формулу решения задачи Дирихле для верхнего полупространства [1].

$$\bar{U}(x', y', \zeta) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\zeta|}{\left[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (\zeta)^2 \right]^{3/2}} u(x, y, 0) dx dy, \quad (2)$$

Формулы (1) и (2), в совокупности, задают постановку прямой и обратной задач для выделения составляющих поля выше и ниже глубины H . Пересчет поля на высоту $\zeta < 0$ рассчитывается по интегральной формуле прямой задачи (2). Аналитическое продолжение пересчитанного поля вниз на глубину $H > 0$ находится из решения интегрального уравнения Фредгольма (1) относительно неизвестной функции $u(x', y', H)$. Обратная задача аналитического продолжения относится к классу некорректно поставленных задач и для её решения требуется обязательная регуляризация. Аналитическая часть продолженного поля вновь пересчитывается на уровень земной поверхности $\zeta = 0$ по интегральной формуле (1).

Интегральное уравнение аналитического продолжения полей на глубину

Для пересчета поля «вниз» из формулы Пуассона (1) получаем интегральное уравнения Фредгольма первого рода, восстанавливающее аналитическую часть поля на глубине $z + H$ по его значению на высоте $\zeta = -H$:

$$\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{2H}{\left[(x - x')^2 + (y - y')^2 + 4H^2 \right]^{3/2}} u(x, y, H) dx dy = \bar{U}(x', y', -H). \quad (3)$$

Обозначим через K интегральный оператор этого уравнения: $Ku = \bar{U}$.

После дискретизации на сетке уравнения (3) и аппроксимации интегрального оператора по квадратурным формулам, задача сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с симметричной матрицей. Задача (3) относится к классу некорректно поставленных, поэтому при ее решении используется регуляризация сдвигом (схема Лаврентьева) [2].

$$(K + \alpha I)u = \bar{U}, \quad (4)$$

где I – единичный оператор, α – параметр регуляризации.

Авторами составлены и численно реализованы программы, реализующие параллельные алгоритмы для различных итерационных методов [3]. Показано, что метод простой итерации требует намного меньше вычислительных процедур и объёма памяти из всех выше перечисленных методов. Поэтому целесообразно использовать МПИ для решения СЛАУ (4):

$$u^{k+1} = u^k - \frac{1}{\lambda_{\max}} [(K + \alpha I)u^k - \bar{U}], \quad (5)$$

где λ_{\max} – максимальное собственное значение матрицы $K + \alpha I$, k – номер итерации, u^k – решение k -ой итерации.

Выбор параметра регуляризации для сглаживающего фильтра

Устойчивость итеративного решения (5) обратной задачи аналитического продолжения (4) зависит от выбора параметра регуляризации α :

$$u = u_{\alpha}(x', y', +H) = [K + \alpha I]^{-1} \bar{U}(x', y', -H)$$

Для выбора оптимального регуляризатора использовался метод L -кривой [4, 5]. Под L -кривой понимается параметрическая зависимость логарифма нормы регуляризованного решения $\log \|u_{\alpha}\|$ на глубине $z = H$ от логарифма нормы невязки полей $\log \|Ku_{\alpha} - \bar{U}\|$ на высоте $\zeta = -H$. И чтобы воспользоваться методом L -кривой, необходимо для каждой высоты H рассчитать множество решений u_{α} обратной задачи при различных значениях параметра регуляризации α .

Важным свойством L -кривой является тот факт, что искомая величина параметра регуляризации α_L соответствует вершине сглаженного угла, образованного L -кривой в логарифмических координатах $(\log \|Ku_{\alpha} - \bar{U}\|, \log \|u_{\alpha}\|)$. Отсюда и сама идея локализации местоположения искомой точки. Рассматривая L -кривую, как график неявно заданной функции переменной α , находим значение ее максимальной кривизны и точку экстремума $\alpha = \alpha_L$.

Пример практического применения метода

Исходной информацией для задачи аналитического продолжения полей $u(x, y, 0)$ на высоту (формула (2)) являются данные о гравитационных аномалиях в редукции Буге для фрагмента Уральского региона, расположенного в пределах градусной картографической трапеции в координатах $60-68^{\circ}$ с.ш., $48-72^{\circ}$ в.д. Цифровые данные аномального гравитационного поля заданы с шагом 1 км. Цифровой массив размером (969×1302) сеточных элементов, оформленный в виде карты гравитационного поля миллионного масштаба, представлен в монографии [6].

Регуляризованное решение обратной задачи зависит от параметра регуляризации α и порождает дополнительное множество эквивалентных решений [7]. В соответствии формулой (4), при большой величине параметра регуляризации решение задачи аналитического продолжения становится сильно сглаженным и в пределе при $\alpha \rightarrow \infty$ стремится к асимптотическим (нулевым) значениям согласно формуле $\alpha I u_{\alpha} = \bar{U}$. В противном случае, при малой величине параметра регуляризации решение задачи становится неустойчивым, а амплитуда пересчитанных полей на уровень земной поверхности $z = 0$ может даже превысить исходные значения наблюдаемого поля $u(x, y, 0)$:

$$\text{amp} |u_{\alpha}| = \text{amp} |[K + \alpha I]^{-1} \bar{U}| > \text{amp} |u(x, y, 0)|.$$

Заметим, что неустойчивые решения характеризуются высокоамплитудными пилообразными колебаниями пересчитанных полей с чередованием максимумов и минимумов на резко градиентном фоне и становятся расходящимися при $\alpha \rightarrow 0$.

Для ряда значений параметра регуляризации α из диапазона $[10^{-1}, 10^1]$ были выполнены пересчеты полей для системы высот H_i по формулам (2)-(3) по следующей схеме:

$$(0 \rightarrow -H_i \rightarrow +H_i \rightarrow 0). \quad (6)$$

Подобное преобразование функции $u = u_{\alpha}(x, y, z)$ внутри области ее гармоничности (верхней полуполосе $z < H_i$) предполагает возможность выделения составляющей поля от внешних источников в сопредельной области – нижней полуполосе $z \geq H_i$ [8]. Таким образом,

трансформанта функции $u_{\alpha}(x, y, 0)$ пересчетов на базе $2H_i$ ассоциируется с полями источников ниже глубины H_i .

На рис. 1 показаны примеры разделения полей при крайних значениях α из выбранного диапазона исследований. В левой части рисунков «а» и «б» показаны трехмерные диаграммы пересчитанных полей («куб» пересчетов), отнесенных к уровню земной поверхности $z = 0$. Параметром диаграммы (высота «куба») является высота пересчетов H_i : каждый горизонтальный срез соответствует преобразованному полю по схеме (6) с базой трансформации $2H_i$. Правая часть рисунков иллюстрирует часть из всей совокупности возможных решений для высот 10, 30 и 80 км.

При большом значении параметра регуляризации α аналитическое продолжение поля на глубину будет сильно заглажено (рис.1, а). Соответственно, поле, пересчитанное с данной глубины на земную поверхность, будет еще более гладким с амплитудными значениями близкими к нулю. Напротив, малые значения параметра регуляризации приводят к сильной пилообразной «раскачке» решения на глубине. А на уровне земной поверхности поле из эквивалентного класса неустойчивых решений даже превышает исходные значения наблюдаемого поля, хотя и обладает более гладкой структурой (рис.1, б).

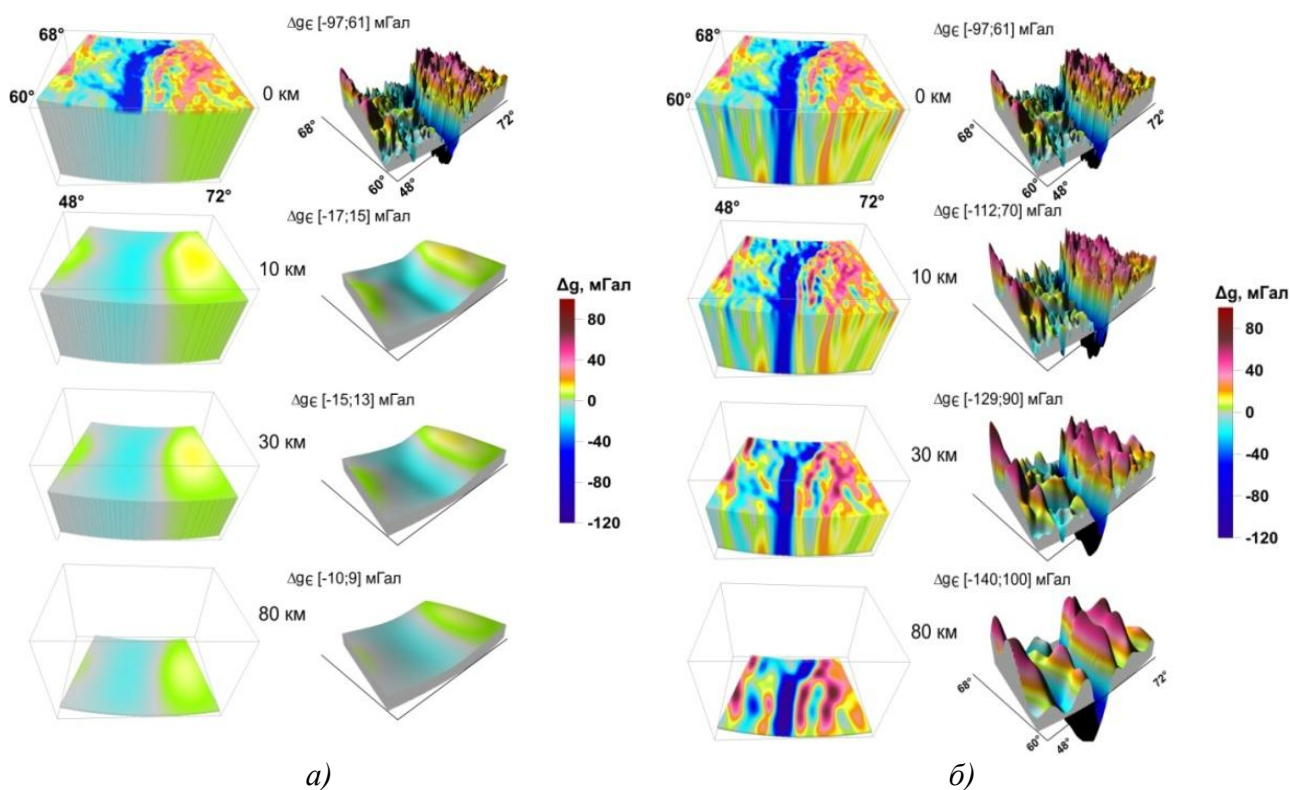


Рис. 1. Трансформанты разделённых полей соответствующих высотам $H = 10, 30$ и 80 км гравитационного поля при параметре регуляризации α значительно больше (а) и значительно меньше (б) α_L . «Нулевая» высота пересчета (верхний ряд рисунка) соответствует исходным значениям наблюдаемого гравитационного поля

На рис. 2 показаны значения пересчитанных полей для системы нескольких высот при экстремальных значениях параметра регуляризации α_L , определенных по L -кривой. Мнемоника обозначений та же, что и на рис. 2. Слева решения представлены в виде куба пересчитанных полей ниже указанной глубины; справа – трехмерные поверхности значений соответствующих амплитуд на уровне земной поверхности и вычисленные значения параметра регуляризации $\alpha = \alpha_L(H)$ для каждой высоты H_i . Нулевая высота пересчета (верхний ряд рисунка) соответствует исходным значениям наблюдаемого гравитационного поля.

Следует подчеркнуть, что количественные оценки параметров в задаче аналитического продолжения и морфологические характеристики разделенных полей при их последовательных пересчетах «вверх-вниз» не являются универсальными, а носят чисто иллюстративный характер. Возможность разделения поля по глубине опирается только на выбор экстремальных (по кривизне L -кривой) значений параметра регуляризации α_L , как параметра полосового фильтра высоких частот. Тем самым мы заведомо добиваемся устойчивости решения обратной задачи аналитического продолжения полей в направлении источников. И, как показывают расчеты, главным фактором, влияющим на величину α_L являются морфология исходного наблюдаемого поля (частота максимумов и минимумов) и шаг сеточного разбиения (дискретизации) при формировании цифрового массива входных данных.

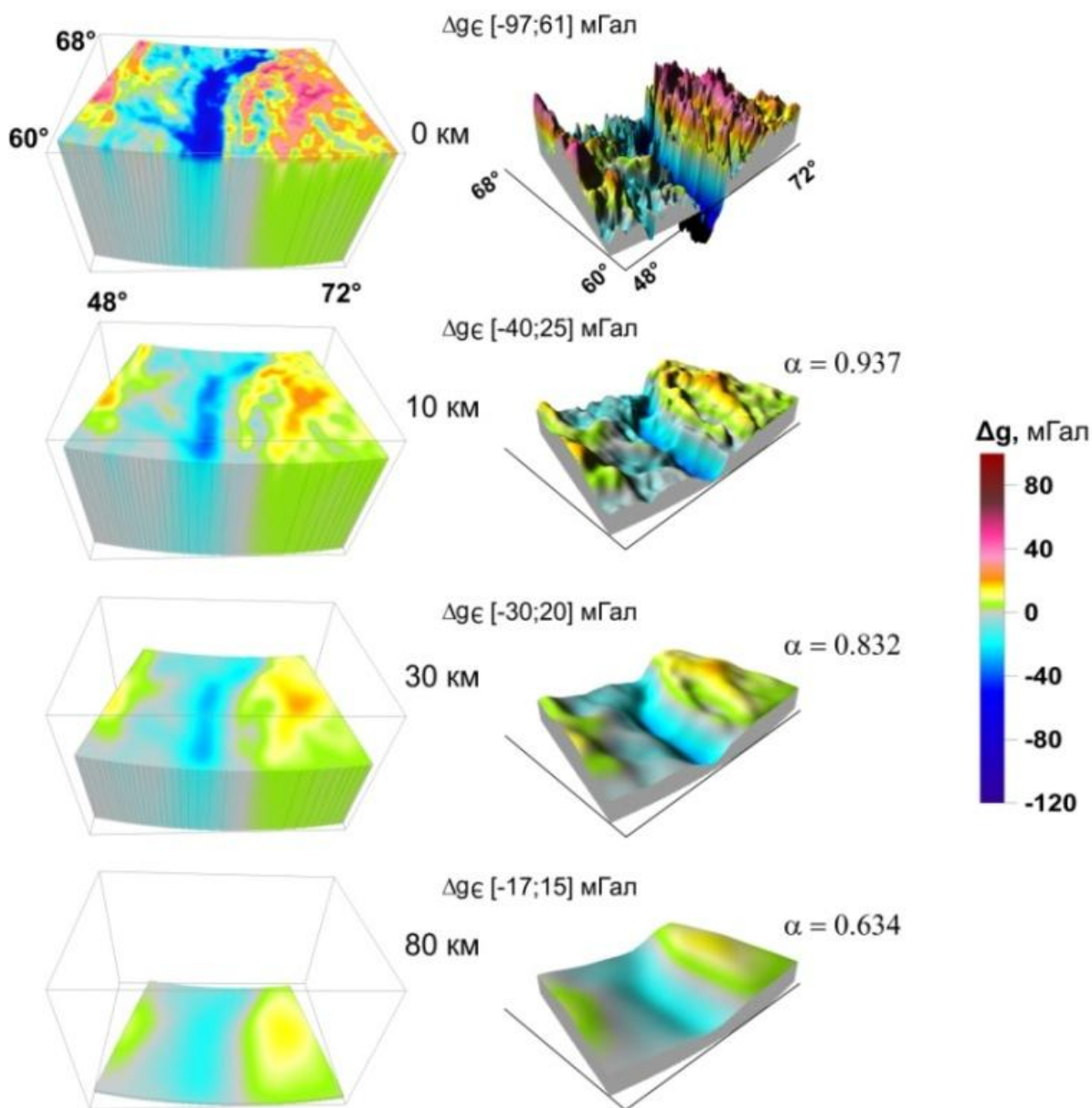


Рис. 2. Пересчёты на высоты $H_i = 10, 30$ и 80 км гравитационного поля и разделенные поля ниже соответствующих глубин при параметре регуляризации $\alpha = \alpha_L$

Список литературы

1. Мудрецова Е.А., Веселов К.Е. Гравиразведка. Справочник геофизика. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.

2. Лаврентьев М.М. О некоторых некорректных задачах математической геофизики. Новосибирск: СО РАН СССР. 1962. 92 с.
3. Акимова Е.Н., Васин В.В., Пересторонина Г.Я., Тимерханова Л.Ю., Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. О регулярных методах решения обратных задач гравиметрии на многопроцессорном вычислительном комплексе // Вычислительные методы и программирование. 2007. Т. 8. № 1. С. 107–116.
4. Hansen P.C. Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve // SIAM Review. 1992. V. 34. P. 561–580.
5. Hansen P.C., O’Leary D. P. The use of the L-curve in the regularization of discrete ill-posed problems // SIAM J. Sci. Comput. 1993. V. 14. P. 1487–1503.
- Lawson C. L., Hanson R. J. Solving least squares problems. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1974. 340 p.
6. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 с.
7. Fernández-Martínez J.L., Pallero J.L.G., Fernández-Muñiz Z., Pedruelo-González L.M. The effect of noise and Tikhonov's regularization in inverse problems. Part I: The linear case // Journal of Applied Geophysics. 2014. V. 108. P. 176–185.
8. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т. 25. № 3. С. 159–168.

О ПЕРСПЕКТИВАХ АННОВСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Миненко П.А. (КГПУ, г. Кривой Рог, presto2presto@gmail.com),

Миненко Р.В. (Авиаколледж, г. Кривой Рог),

Мечников Ю.П. (Геофизпартия, Кривой Рог)

Аннотация. Приведены результаты интерпретации гравитационного поля Восточной Анновской полосы Северного Кривбасса.

Ключевые слова: гравитационное поле, итерационный метод, нелинейная задача

В данной статье приведены результаты интерпретации гравитационного и магнитного поля разрабатываемого открытым способом Анновского железорудного месторождения на севере Криворожского бассейна. Добыча магнетитовых кварцитов ведется в пределах Восточной Анновской полосы, имеющей крутое падение: западное в северной части, восточное в южной и почти вертикальное в центральной части. Поэтому для интерпретации гравитационного и магнитного поля была выбрана центральная часть Восточной Анновской полосы (рис. 1,а и 1, б).

Восточная Анновская полоса сложена богатыми по содержанию железа магнетитовыми кварцитами (восточная пачка с Fe магн. 20-45% мощностью 100-200 м) и прилегающей к ней западной пачкой более бедных кварцитов с Fe магн. 10-20% мощностью 50-100 м. На обогатительную фабрику отправляют горные породы с бортовым содержанием магнитного железа 16% и выше. Мощность осадочного чехла равна 20-35 м. Граница зоны окисления находится на глубинах 50-70 м. Поэтому карта первого полуокисленного субгоризонтального слоя имеет мозаичную структуру как по глубинам (рис.2, а), так и распределению невысоких значений интенсивности намагничивания 20x20 блоков модели массива горных пород (рис.2, б). Поскольку решалась нелинейная обратная задача, то кровля первого слоя была взята горизонтальной на глубине 20 м, а глубины до подошвы первого слоя и интенсивности намагниченности блоков определялись решением обратной задачи. Глубины до кровли второго слоя совпадают с глубинами до подошвы первого слоя, а глубины до подошвы второго маг-

нитного слоя и интенсивности намагниченности 20x20 блоков модели второго слоя определяются решением обратной задачи. Карты измеренных полей (рис.1) содержат по 47x47 точек, снятых с карт изоаномал и изодинам по сети 150x150 м. Горизонтальные размеры блоков моделей (вертикальных призм) – 345x345 м. Начальные вертикальные размеры призм определены решением линейной обратной задачи магнитометрии и равны 35 и 810 м. Затем они уточнялись решением обратной нелинейной задачи (рис.2, а и 3, а).

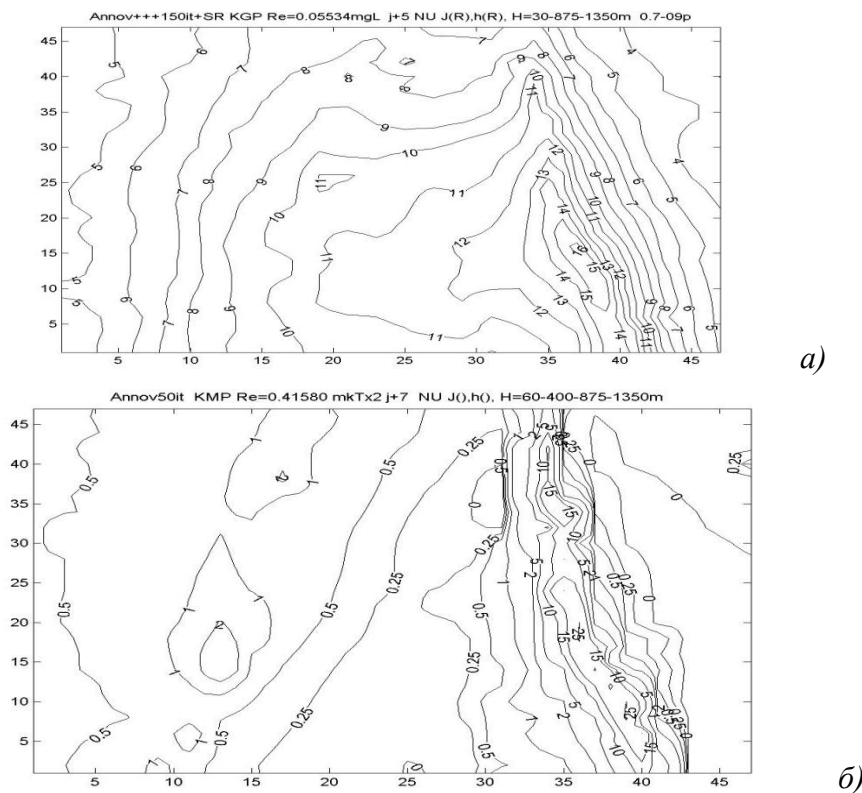


Рис.1. Карты гравитационного (а) и магнитного (б) поля Восточной (справа) и Западной (слева) Анновских полос (север – сверху, масштаб: в 1 ед. – 150 м; изолинии – в миллигаллах и в 1 ед. – 2 микротесла)

Интенсивности намагничивания блоков модели горных пород J_{1i} и J_{2i} определялись совместно с глубинами до подошвы первого H_{1i} и второго H_{2i} слоев при известной средней глубине до кровли первого слоя. Более глубокие магнитные слои в данной статье не приведены. Учитывая высокую среднюю намагниченность восточной рудной пачки Восточной Анновской полосы и проектную глубину Анновского карьера 500 метров, есть перспектива добычи магнетитовых кварцитов подземным способом. Горные породы Западной Анновской полосы имеют очень низкую намагниченность и низкое содержание магнитного железа, по крайней мере до глубин 900 м.

Более подробную информацию удалось получить решением нелинейной обратной задачи гравиметрии. Здесь не было необходимости выделять первый полуокисленный слой. Поэтому начальное значение глубины до кровли первого слоя H_1 взято равным 30 м, до подошвы первого слоя $H_2=875$ м и до подошвы второго слоя $H_3=1350$ м, которые определены решением линейной обратной задачи гравиметрии. Решением нелинейной обратной задачи глубины до подошвы первого слоя восточной и западной Анновских полос определены на глубинах 900-1050 м. Между Анновскими полосами выделяются границы между пластами или блоками сланцевых и карбонатных горных пород. Причем, довольно четко прослеживаются три антиклинали с вершинами на глубинах 200 м и две синклинали с шарнирами на глубинах 500-1000 м (рис.4, а) субмеридионального простирания. Высокую плотность имеют горные породы только в пределах Восточной Анновской полосы (рис.4, б). В пределах Западной Анновской полосы аномальная плотность железистых кварцитов в 3-4 раза ниже

рудных кварцитов Восточной Анновской полосы и даже ниже аномальной плотности некоторых горных пород верхней карбонато-сланцевой Криворожской серии К₃. Это свидетельствует о малом содержании железа общего в кварцитах Западной Анновской полосы, а низкое содержание железа магнетитового в ней установлено решением обратной задачи магнитоматрии (рис.3, б).

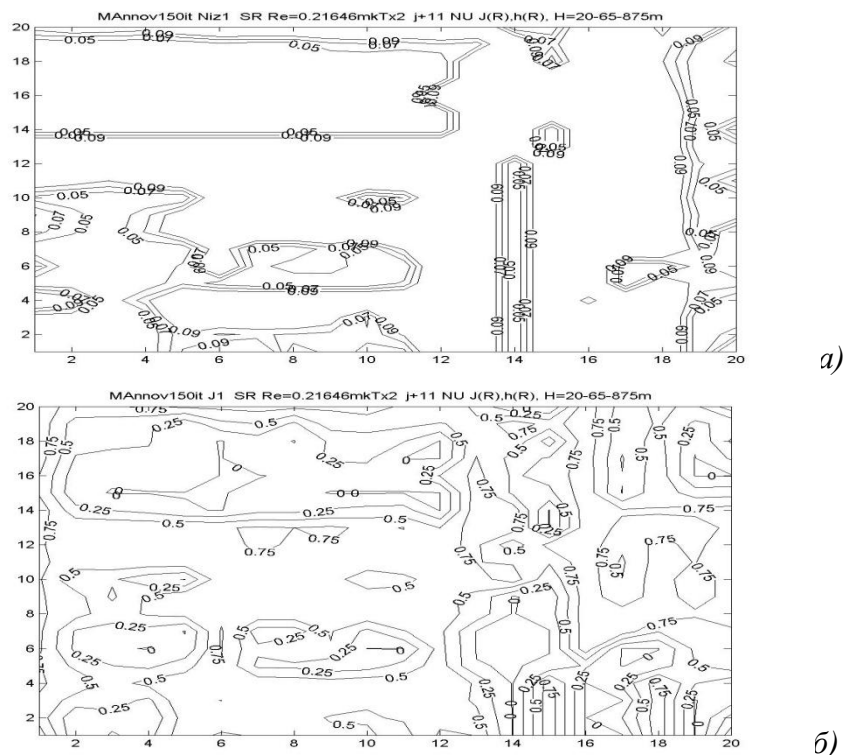


Рис.2. Карты глубин (H_1) до подошвы первого полукисленного магнитного слоя (а) и интенсивности намагничивания (J_1) его пород (б) (изолинии обозначены: а) в м и б) в мА/м; масштаб по горизонтали: в 1 ед. – 345 м)

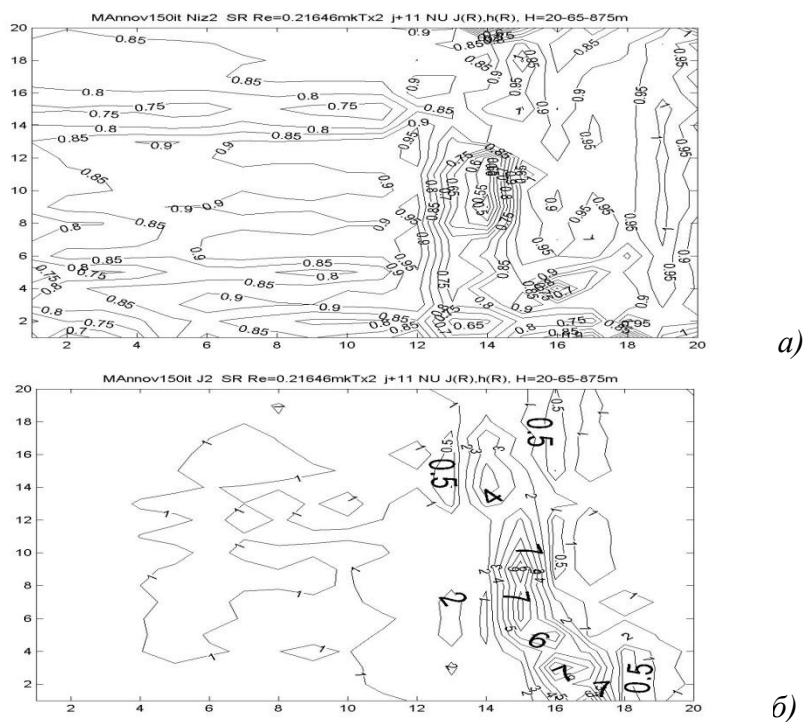
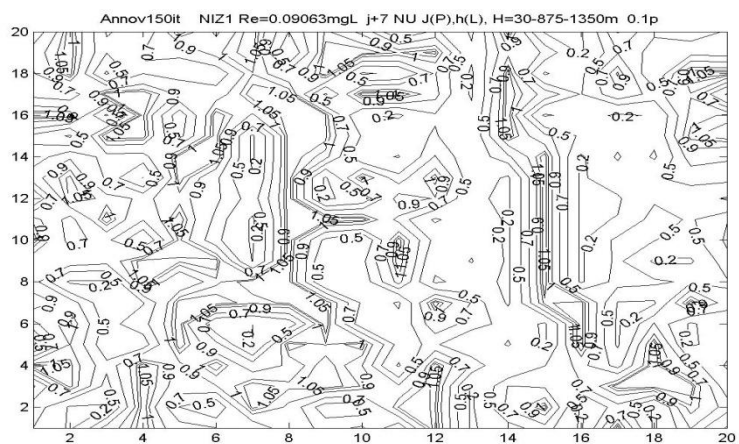
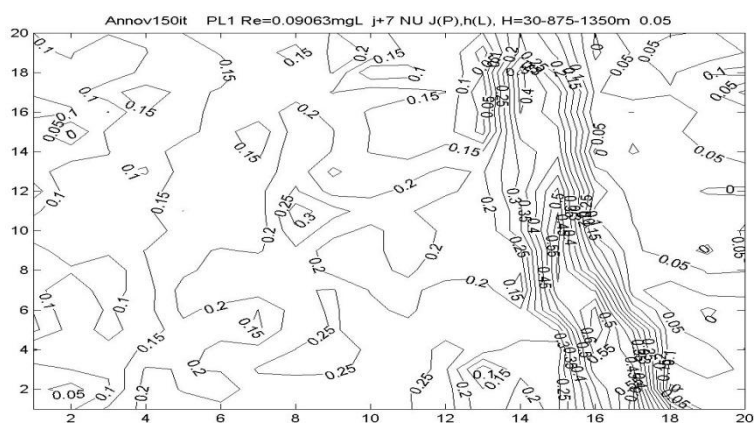


Рис.3. Карты глубин (H_2) до подошвы второго неокисленного магнитного слоя (а) и интенсивности намагничивания (J_2) его пород (б) (изолинии обозначены: а) в м и б) в мА/м; масштаб по горизонтали: в 1 ед. – 345 м)

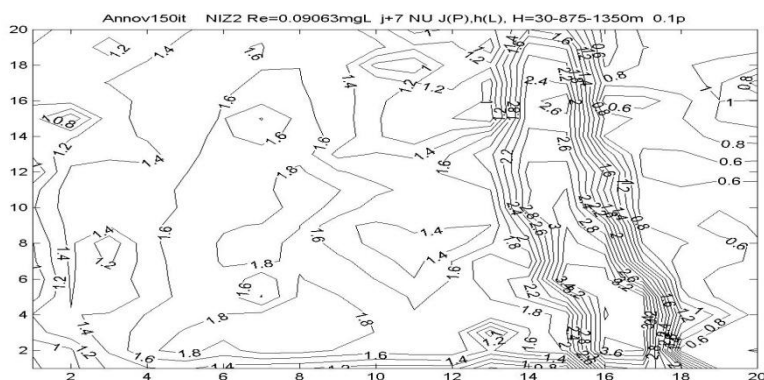


a)

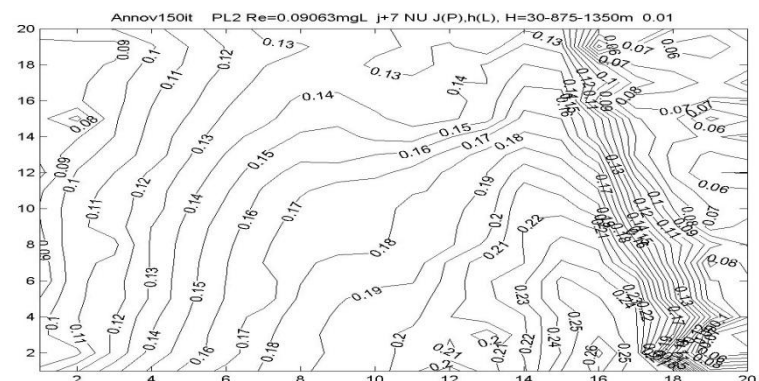


б)

Рис.4. Карты глубин (H1) до подошвы первого плотностного слоя (а) и аномальной плотности его пород (б) (изолинии обозначены: а) в м и б) в $г/м^3$; масштаб по горизонтали: в 1 ед. – 345 м)



a)



б)

Рис.5. Карты глубин (H2) до подошвы второго плотностного слоя (а) и аномальной плотности его пород (б) (изолинии обозначены: а) в м и б) в $г/м^3$; масштаб по горизонтали: в 1 ед. – 345 м)

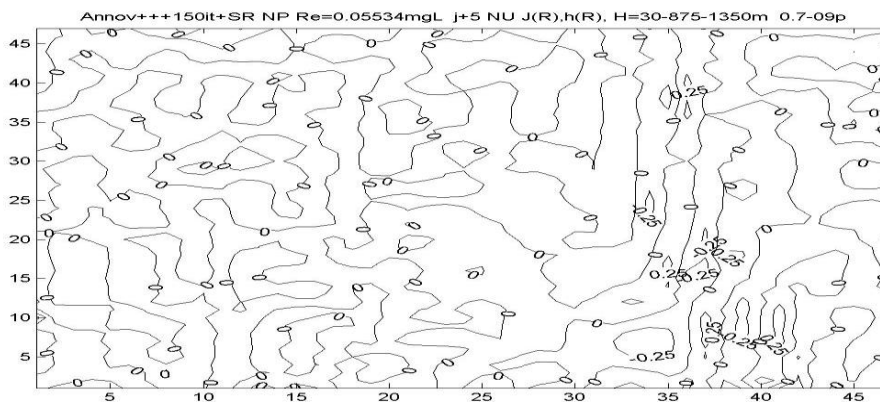


Рис.6. Карта невязок поля силы тяжести (изолинии – в миллигаллах; масштаб: в 1 ед.–150 м)

На больших глубинах (2.4-3.6 км) Восточная Анновская полоса магнетитовых кварцитов имеет крутое восточное падение (рис.5, а). Средняя аномальная плотность ее железистых кварцитов во втором слое в два раза меньше (рис.5, б), хотя при других моделях определялись и более высокие значения, поскольку решением линейной обратной задачи выделено несколько плотностных границ во втором слое (рисунки не приведены). Богатых железных руд в пределах Западной Анновской полосы во втором слое также не выявлено.

Решение нелинейной обратной задачи выполнено с высокой точностью (0.05-0.09 миллигалл) почти на всей площади карты гравитационного поля (рис.6), за исключением высокоаномальных зон, где невязки поля достигают 0.25 миллигалл.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ О ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЯХ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ (ГРЕЙС) С ДАННЫМИ О СМЕЩЕНИЯХ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ (СПУТНИКОВАЯ ГЕОДЕЗИЯ, РАДАРНАЯ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЯ) И ДНА ОКЕАНА ДЛЯ РАЙОНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ-ОКИ (11 МАРТА 2011 г.)

Михайлов В.О. (ИФЗ РАН, МГУ, г. Москва, mikh@ifz.ru),

Тимошкина Е.П. (ИФЗ РАН, г. Москва),

Киселева Е.А. (ИФЗ РАН, г. Москва),

Хайретдинов С.А. (ИФЗ РАН, г. Москва),

Дмитриев П.Н. (ИФЗ РАН, г. Москва),

Карташев И.М. (ИФЗ РАН, МГУ, г. Москва)

Аннотация. В работе рассмотрены вопросы совместного анализа данных о временных вариациях гравитационного поля по моделям спутников Грейс в районе землетрясения Тохоку, с данными спутниковой геодезии о смещениях на пунктах японской системы GEONET, данными спутниковой радарной интерферометрии о смещениях земной поверхности и данными подводных геодезических реперов. Выполнено построение моделей поверхности косейсмического разрыва по различным наборам данных. Показано, что данные спутниковой геодезии, гравиметрии и интерферометрии хорошо согласуются между собой, в то время как данные о смещениях на дне океана вблизи зоны субдукции, т.е. непосредственно над очаговой зоной, существенно отличаются от теоретических смещений, рассчитанных по другим данным. Обсуждаются причины возможных расхождений.

Ключевые слова: Спутниковая геодезия, гравиметрия, радарная интерферометрия, землетрясение Тохоку-Оки, Япония

Катастрофическое землетрясение Тохоку-Оки ($M_w=9.0$) произошло в Японии 11 марта 2011 г. Смещения земной поверхности во время и после землетрясения были зафиксированы на многочисленных стационарных пунктах GPS, входящих в японскую систему GEONET. Эти данные включают три компоненты вектора смещений: на север, восток и по вертикали. Также смещения земной поверхности оценивались по снимкам, выполненным спутниковыми радарными с синтезированной апертурой (РСА интерферометрия). Кроме того на дне океана близко к океаническому желобу установлены транспондеры, смещения которых во время землетрясения были зафиксированы путем определения их положения с надводных кораблей (Sato et al., 2014). Ежемесячные гравитационные модели спутников ГРЕЙС также позволяют исследовать косейсмические и постсейсмические процессы в районах крупных землетрясений (например, Михайлов и др., 2014). К настоящему времени построен ряд моделей поверхности сейсмического разрыва для землетрясения Тохоку, определяющих ее геометрию и поле смещений (см. Watanabe et al., 2014). Эти модели обычно базируются на одной, максимум двух группах из перечисленных выше данных, поэтому полученные результаты различаются по положению области максимального смещения на поверхности разрыва и по амплитуде смещений. Нами была поставлена задача исследовать, насколько согласуются данные различных методов.

При построении модели поверхности разрыва, основанной на всех имеющихся данных, возникает ряд проблем. Например, данные системы GEONET весьма точны, среднеквадратическая погрешность горизонтальной компоненты смещений оценивается в 3 мм, вертикальной компоненты в 15 мм, но станции расположены на островах, относительно далеко от очаговой зоны землетрясения. Обратная задача по определению поля смещений на поверхности разрыва оказывается неустойчивой и требует применения регуляризованных алгоритмов. Пункты определения смещений на дне океана расположены непосредственно над очаговой зоной, горизонтальные смещения во время землетрясения здесь достигли 24 м (Sato et al., 2014). Однако точность определения смещений оценивается в 0.5 м и, кроме того, повторные измерения проводились с интервалом в несколько месяцев, поэтому трудно разделить косейсмические и постсейсмические смещения (Perfettini, Avouac, 2014). Кроме того, при большой глубине океана трудно контролировать условия установки транспондеров и их положение после столь больших перемещений.

Данные спутниковой радарной интерферометрии позволили оценить смещения, вызванные землетрясением, для значительной части территории Японии. Однако, также как и данные сети GEONET, эти измерения характеризуют области удаленные от очаговой зоны. Интервал спутниковой съемки составляет около одного месяца, поэтому фиксируются и косейсмические и постсейсмические смещения.

Гравитационные модели спутников Грейс равномерно покрывают и океанические и континентальные области вокруг очаговой зоны. Изменения гравитационного поля в основном связаны с изменением плотности пород литосферы и мантии в результате изменения их напряженного состояния во время и после землетрясения. Разрешение этих моделей относительно невелико (максимум 96 сферических гармоник, что соответствует аномалии размером около 200 км), но эти данные важны потому, что они характеризуют не смещения земной поверхности, а глубинные процессы. Смещения земной поверхности при землетрясениях создают гравитационную аномалию, но ее длина волны существенно меньше разрешения моделей Грейс.

Обратная задача по интерпретации разнородных данных решалась в рамках модели сейсмического разрыва. Поверхность сейсмического разрыва располагалась на контакте литосферных плит, заданном по данным сейсмологии. Эта поверхность была аппроксимирована двумя плоскостями, каждая из которых разделена на 9 равных элементов. Для каждого элемента разбиения для единичного смещения по падению и по простиранию рассчитаны:

- смещения в пунктах GPS на восток и север (52 пункта) на которых смещения пре-взошли 50 см;

- смещения в направлении на спутник в тех точках земной поверхности, где они определены по данным радарной интерферометрии (996 значений);
- скачок гравитационного поля по сетке 1x1 градус области 130.5-149.5 градусов восточной долготы и 31.5-50.5 градусов северной широты (400 точек);
- смещения на восток и север в точках расположения донных акустических транспондеров (5 пунктов).

В результате получено 1510 уравнений с 36 неизвестными смещениями по падению и по простираанию на каждом элементе разбиения поверхности сейсмического разрыва. Расчеты проводились для модели смещений по прямоугольному разрезу в сферической радиально расслоенной модели Земли. Параметры сферических слоев заданы по модели PREM. Расчеты выполнены по программному коду Static1D, любезно предоставленному Ф. Поллитцем (Геологическая служба США). Условия минимума невязок, взвешенных на среднеквадратические точности каждого метода, были дополнены условием близости направления смещений на каждом элементе к чистому надвигу.

В процессе численного исследования задачи были построены модели поверхности разрыва по различным парам данных. Выполненные численные эксперименты показали, что данные спутниковой геодезии, РСА интерферометрии и гравиметрии хорошо согласуются между собой. В частности, модель, построенная только по данным РСА интерферометрии и GPS, дает гравитационную аномалию, близкую к измеренной. В то же время, смещения транспондеров оказываются существенно больше тех, что предсказывают модели, основанные на других данных.

Выполненное исследование позволяет заключить, что:

1. Интерпретация данных геофизики и геодезии в рамках геодинамической модели изучаемого процесса позволяет преодолеть проблемы, связанные с тем, что данные различных методов характеризуют различные стороны процесса (например, гравиметрия и геодезия), имеют различное покрытие, детальность и точность.

2. В геодинамическом подходе, кроме точности экспериментальных данных необходимо учитывать насколько точно сама геодинамическая модель описывает исследуемый процесс, насколько выполняются сделанные при ее построении предположения, какое влияние могут оказывать неучтенные в модели процессы. (В нашем случае, неоднородности литосферы и мантии, наличие легко деформируемых осадков и т.д.)

3. Решение обратной задачи проводилось в рамках модели смещений по разрыву, помещенному в сферически однородную (параметры среды зависят только от радиуса) упругую модель Земли. Эта модель не описывает сложный характер деформирования осадочной призмы, нарушенной многочисленными разломами, на которой были установлены транспондеры. Этим можно объяснить, почему данные подводных акустических транспондеров существенно отличаются от рассчитанных по геодинамической модели, основанной на других группах данных.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект No 18-05-00159). Временные ряды смещений на пунктах GPS получены нами от группы ARIA, работающей в JPL и Caltech (США). Эти смещения были рассчитаны на основании первичных данных сети GEONET RINEX, принадлежащей Geospatial Information Authority (GSI) Японии. Смещения земной поверхности по данным РСА интерферометрии были рассчитаны по снимкам спутника ENVISAT от 19.02.2011 и 21.03.2011 гг, любезно предоставленным Европейским космическим агентством. Мы благодарим Центр космических исследований Университета Остин, Техас (Center for Space Research, The University of Texas at Austin) за предоставленные модели гравитационного поля.

Список литературы

Михайлов В.О., Panet I., Haun M., Тимошкина Е.П., Bonvalot S., Ляховский В., Diamant M., deViron O., 2014. Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних гигантских землетрясений.

Физика Земли, № 2, с. 29-40. (Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Hayn M., Diament M., De Viron O., Panet I., Bonvalot S., Lyakhovsky V., Diament M., deViron O., 2014. Comparative study of temporal variations in the earths gravity field using grace gravity models in the regions of three recent giant earthquakes Izvestiya. Physics of the Solid Earth. v. 50. № 2. с. 177-191).

Perfettini, H., and J. P. Avouac, 2014. The seismic cycle in the area of the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, doi:10.1002/2013JB010697.

Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., & Asada, A. 2011. Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Science, 332(6036), 1395-1395.

Watanabe S., M. Sato, M. Fujita, T. Ishikawa, Y. Yokota, N. Ujihara, A. Asada, 2014. Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation, Geophys. Res. Lett., 41, 5789–5796, doi:10.1002/2014GL061134.

ПОСТРОЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Михеева Т.Л. (Институт геофизики НАН Украины, Киев, *mtat@ukr.net*)

Лапина Е.П. (Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев)

Панченко Н.В. (Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев)

Аннотация. Проведена интерпретация исходных гравиметрических данных на основе использования автоматизированной системы интерпретации потенциальных полей. Выполнено моделирование локальных аномалиеобразующих источников, построены карты изогипс глубины залегания центров тяжести, верхней и нижней кромок подобранных источников. Разработанное программно-алгоритмическое обеспечение опробовано на модельных примерах и реальных площадных гравиметрических данных.

Ключевые слова: аналитическая аппроксимация, гравитационное поле, карты изогипс

Геологическая интерпретация гравиметрических данных занимает важный этап в комплексе работ по обработке наблюдаемых геопотенциальных полей. На первом этапе обработки и интерпретации гравиметрических данных возникает целая серия вычислительных работ, которая должна решить задачи качественного анализа. Для облегчения решений большого комплекса задач можно использовать алгоритм построения аналитической модели аномального поля. Он состоит в том, что по заданным значениям аномального поля строится аналитическая функция, которая с фиксированной точностью аппроксимирует это поле. В обобщенном виде это можно изложить так. Исходное поле аппроксимируется полем некоторой модели. Эта модель должна описываться небольшим числом параметров, которые определяют местоположение и размеры возмущающих тел. Аномальное поле обусловлено определенным количеством объектов, аппроксимация должна дать возможность определить характеристики каждого объекта. Функция должна отвечать принципам аппроксимационного подхода, предложенного В. Н. Страховым [15]. Аппроксимационная конструкция должна обеспечить эффективное решение прямой задачи и обладать способностью хорошо описать исходное аномальное поле. Задача об аппроксимации исходного поля полем некоторой модели впервые была приведена М. С. Молоденским для задач геодезической гравиметрии [13] и А. К. Маловичко [10, 11] для задач гравиразведки. Этот метод развивался В. И. Ароновым, В. М. Гординым [2, 3], В. И. Старостенко [1, 14], А. С. Долгалем [9], Е.Г. Булахом [8] и др.

В данной работе представлены результаты исследования созданного в отделе математической геофизики алгоритмического и программного обеспечения построения аналитической модели исходного гравитационного поля в выбранном модельном классе. Предложенный алгоритм позволяет существенно уменьшить количество искомых параметров и максимально приблизить решение к реальной геологической среде.

Теоретические основы использованных алгоритмов интерпретации. При геологической интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных наиболее часто используют метод подбора. Здесь наиболее полно можно учесть все априорные сведения о геологическом строении изучаемого района.

1. Задано поле $U_{исх}(x, y, z)$ или $U_{исх}(x, y)$. Под функцией $U_{исх}(x, y, z)$ будем понимать поле силы тяжести, его производные или специально построенные трансформанты. В заданном поле выбрано n наиболее характерных точек

$$U_{исх}(x_i, y_i, z_i) = U_{исх}(i), \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (1)$$

2. Анализируя наблюдаемое поле и все априорные сведения о строении района выбирается начальная геологическая модель. Каждый класс описывается только ему соответствующей совокупностью параметров:

$$P = \{p_1, p_2, \dots, p_m\} \text{ или } P = \{p_j\}, \quad j = 1, 2, \dots, m. \quad (2)$$

Во внешних относительно аномалиеобразующих масс точках вычисляется теоретическое поле. Оно может быть получено и в тех точках, которые были ранее выбраны в массиве (1). В этом случае получим:

$$U_t(x_i, y_i, z_i, P) = U_t(i, P), \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (3)$$

Выражения (1) и (3) сопоставляются между собой. В процессе решения модель постоянно изменяется, варьируя численными значениями ее параметров (2). Необходимо подобрать такие значения $\{p_j\}$, которые минимизируют невязки между функциями (1) и (3). В качестве решения интерпретационной задачи будет принята последовательность $P = \{p_j\}$ выражения (2), для которой невязка между исходным и теоретическим полями достигает минимума. С одной стороны, известно только приближенное значение $U_{исх}$. С другой — геологическая модель почти никогда не отражает всей сложности строения геологических неоднородностей. Таким образом, невязка не может принять нулевого значения. Элемент P является квазирешением поставленной задачи.

3. Представленная аппроксимационная конструкция определяется набором трехмерных стержневых тел. Ориентация стержней согласована с координатными осями. Центр симметрии каждого тела может перемещаться. При решении задачи центры симметрии тел могут определять положения геометрических центров достаточно сложных фигур.

Трехстержневая аппроксимация дает возможность лучше описать интегральные характеристики геологической модели, об этом свидетельствуют многочисленные модельные расчеты, проведенные сотрудниками отдела математической геофизики.

В этом модельном классе решены прямая и обратная задачи гравиметрии и магнитометрии для двухмерного и трехмерного вариантов исследований [4-7].

Трехмерная модель. Задано гравитационное поле

$$\Delta g_n(x_i, y_i, z_i) = \Delta g_n(i), \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (4)$$

Выбрана прямоугольная система координат, ее начало расположено на дневной поверхности, ось Oz направлена вертикально вниз, плоскость xOy совпадает с дневной поверхностью, если она горизонтальная. Исходное поле (4) представлено полем некоторой совокупности элементарных тел. Каждое тело состоит из трех пересекающихся взаимно перпендикулярных материальных стержней. Точка пересечения — центр симметрии тела. Каждый стержень вытянут по направлению координатной оси. Общая геологическая модель определена последовательностью параметров:

$$P = \{m, (c_x, c_y, h)_j; (2t_x, 2t_y, 2t_z)_j; (\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z)_j\}, \quad j = 1, 2, \dots, m, \quad (5)$$

где m — количество элементарных тел, (c_x, c_y, h) — центры тяжести тел, $(2t_x, 2t_y, 2t_z)$ — длины стержней, $(\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z)$ — избыточные плотности тел.

Выбранная аппроксимационная конструкция была использована при интерпретации данных площадной гравиметрической съемки Тургайской нефтегазоносной области Республики Казахстан.

Практический пример. Вычисление поля, обусловленного аппроксимационной моделью – совокупностью стержней.

Район исследований расположен на территории Тургайской нефтегазоносной области, где открыты месторождения нефти, а также отмечены многочисленные нефте- и газопроявления в скважинах от коры выветривания, от фундамента до неокома включительно [12].

При решении геологических задач основной интерес представляют локальные гравитационные аномалии, полученные в результате проведения высокоточной гравиметрической съемки и введении необходимых поправок (поправка Фая и поправка Буге). Все дальнейшие интерпретационные построения проводились с использованием аномалии силы тяжести в редукции Буге.

На рис. 1, а представлена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге на участке исследований размерностью 40×45 км.

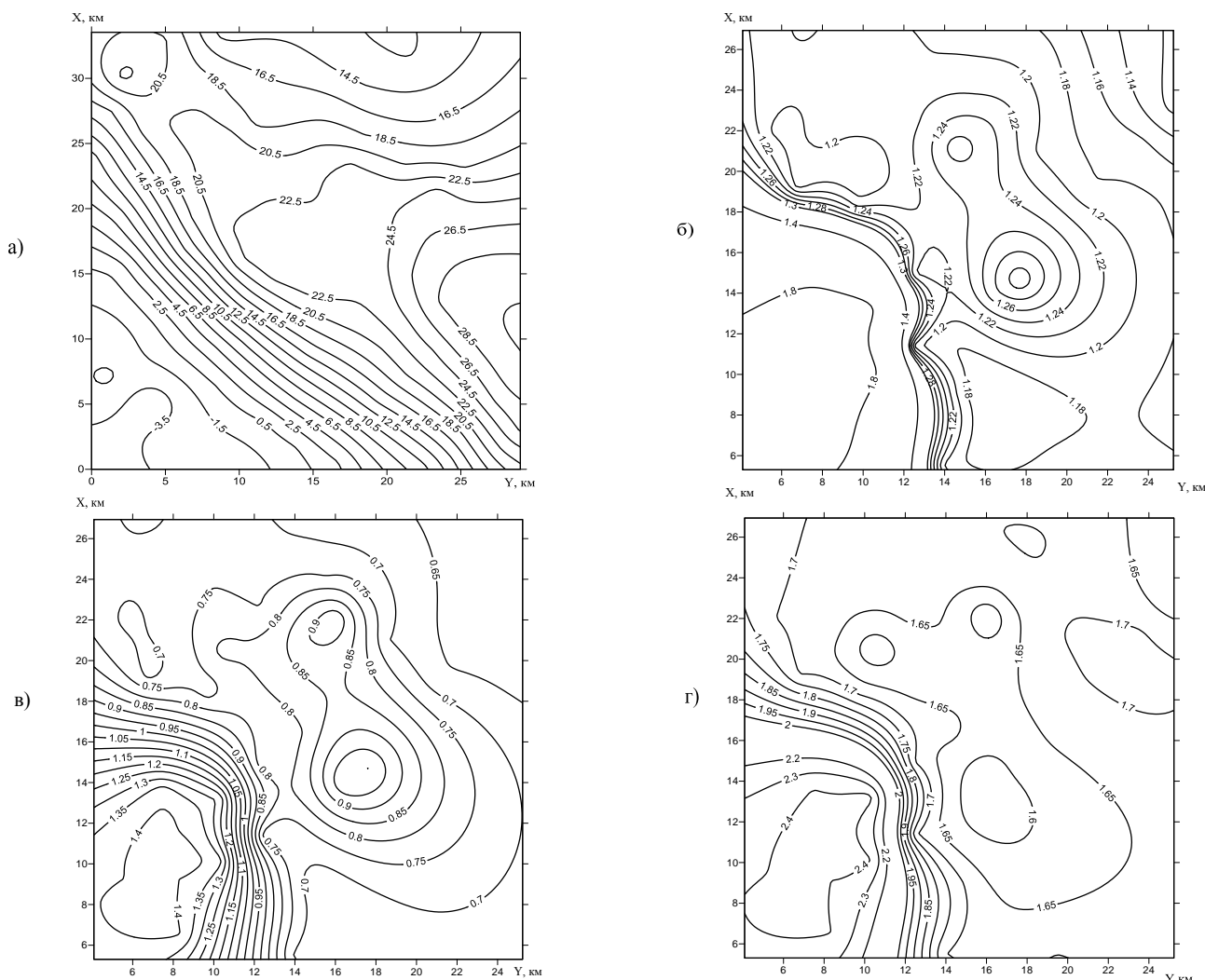


Рис. 1. Аномальное гравитационное поле и карты изогипс глубин расположения источников: а) карта изодинам поля силы тяжести в редукции Буге Δg , мГал; б) карта изогипс глубин расположения центров тяжести элементов аппроксимационной модели, км; в) карта изогипс глубин расположения верхней кромки элементов аппроксимационной модели, км; г) карта изогипс глубин расположения нижней кромки элементов аппроксимационной модели, км

В аномальном поле зафиксировано 120 точек. Анализируя имеющуюся априорную информацию, построена модель начального приближения, состоящая из 120 элементарных объектов. В качестве аппроксимирующих ячеек выбраны трехмерные стержневые тела. Первоначально источники расположены на глубине 1.2 км. Ввиду недостаточности априорной

информации по всему участку исследований при выборе начальной модели задавалась избыточная плотность равная $-0,1 \text{ г/см}^3$. В начале итерационного цикла получено значение функционала $F_0 = 47704,961 \text{ мГал}^2$. При решении задачи применялись различные методические приемы: моделирование объектов при различных вариантах закрепления параметров модели, подбирались как физические так и геометрические параметры; при различных режимах работы программы; решение одной и той же задачи с различными начальными приближениями, элементарные тела располагались более глубоко и ближе к поверхности. Для выбора оптимального решения задачи служат значения среднего отклонения $\Delta_{ср.}$ между исходным и теоретическим полем. В результате решения выполнено 10 итераций, значение функционала составляет $F = 1,1454 \text{ мГал}^2$, значение среднего отклонения равно $\Delta_{ср.} = 0,039$. Получена модель, которая наиболее точно позволяет описать исходное аномальное поле аналитическим выражением. Глубины центров тяжести возмущающих источников варьируют от 1,1 км до 1,94 км, значения избыточной плотности распределяются в интервале от $-0,2 \text{ г/см}^3$ до $3,69 \text{ г/см}^3$. Полученные результаты использованы для построения карты изодинам теоретического поля. На рис. 1 (б, в, г) приведены схемы изогипс глубины залегания центров тяжести, верхней и нижней кромки подобранных источников, соответственно. Глубина расположения возмущающих объектов достигает 2,5 км.

В результате получена апостериорная интерпретационная модель распределения плотностных неоднородностей, удовлетворяющая как наблюдаемому полю, так и априорной геологической информации. По аномалиям силы тяжести изучать область разреза в которой находится залежь нельзя, опуская изучение неоднородностей, находящихся на меньших глубинах. Поэтому детальность и точность решения задач находятся в прямой зависимости от сложности геологического разреза. Так, по наблюдениям высокой точности можно вычислить производные высших порядков и исключить влияние ближних к земной поверхности плотностных неоднородностей. Последовательное исключение плотностных неоднородностей позволит получить аномальный эффект от области, включающей нефтяную залежь более точно. Если в аномальном поле этот эффект составляет небольшую часть, то в остаточном может иметь преобладающее значение. Дальнейшие исследования этого участка будут направлены на определение локальных эффектов и выделение границ области для проведения прямых поисков и постановки исследований другими геофизическими методами.

Список литературы

1. Автоматизированная система оперативной обработки данных гравиметрии и магнитометрии / [Старостенко В.И., Бас Р.Г., Бутаков Г.С., Дядюра В.А.]. – Киев: Наук. думка, 1972. – 164с.
2. Аронов В.И. Редуцирование аномалий силы тяжести в горной области на плоскость с помощью ЭВМ / Аронов В.И. – М.: ОНТИ ВИЭМС, 1965. — 87 с.
3. Аронов В.И., Гордин В.М. Методы интерполяции геолого-геофизических характеристик на регулярную сеть // Экспресс информация. Сер. Математ. методы исследования в геологии / В.И. Аронов, В.М. Гордин. - М.: ВИЭМС, 1973. — Вып. 11/12.— С. 20 - 32.
4. Булах Е.Г. Алгоритмическое и программное решение задачи построения аналитической модели гравитационного поля / Е.Г. Булах, И.В. Шиншин // Геофизический журнал. – 2000. – Т. 22, № 2. – С. 107 – 114.
5. Булах Е.Г. Об аналитической аппроксимации исходного поля аномалии силы тяжести и его качественной интерпретации / Е.Г. Булах, И.В. Шиншин // Физика Земли. – 2002. – № 4. – С. 67 – 74.
6. Булах Е.Г. К вопросу о построении аналитической модели внешнего магнитного поля / Е.Г. Булах, Е.П. Лапина // Геофизический журнал. – 2008. – Т. 30, № 2. – С. 42 – 50.

7. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи магнитометрии в классе сложно построенных горизонтальных цилиндрических тел / Булах Е.Г, Михеева Т.Л. // Геофизика — 2009, № 5. — С. 26 – 32.
8. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии / Е.Г. Булах - К.: Наукова думка, 2010. — 462с.
9. Долгаль А.С. Аппроксимации геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач / А.С. Долгаль // Геофиз. журн. — 1999.— Т. 21, № 4.— С. 71 - 80.
10. Маловичко А.К. Методы аналитического продолжения аномалий силы тяжести и их приложения к задачам гравиразведки / А.К. Маловичко. — М.: Гостоптехиздат, 1956. — 160 с.
11. Маловичко А. К. Проблемы и задачи геодезической гравиметрии / А.К. Маловичко. — Пермь.: Изд - во Пермс. ун-та, 1958. — 80 с.
12. Месторождения нефти и газа Казахстана: Справочник / Э.С. Воцалевский, Б.М. Куадыков, З.Е. Булекбаев и др. - М: Недра, 1993.
13. Молоденский М.С. Основные вопросы геодезической гравиметрии // Тр. ЦНИИГА и К. / М.С. Молоденский. — 1945. — Вып. 42. — С. 3-107.
14. Старостенко В. И., Овруцкий И. Г. Регуляризирующий алгоритм построения числовой модели гравитационных полей / В.И. Старостенко, И.Г. Овруцкий. - Геофиз. сб. АН УССР, 1976. — Вып. 74. — С. 20–30.
15. Страхов В.Н. К проблеме параметризации в обратных задачах гравиметрии / В.Н. Страхов // Изв. АН СССР. Физика земли. — 1978. — № 6. — С. 39 - 49.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К УРАЛУ ЧАСТИ АРКТИКИ

Муравьев Л.А. (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, *mlev@mail.ru*),
Бызов Д. Д. (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург),
Федорова Н.В. (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург)

Аннотация. Исследованы структурные особенности магнитного поля земной коры Северного Ледовитого океана в пределах геоструктур Уральского региона. Аппроксимация аномалий модуля магнитного поля сингулярными источниками позволила вычислить вертикальную составляющую магнитного поля. На основе методики повысотных пересчетов вычислены аномалии от различных слоев земной коры. Построена карта регионального магнитного поля. Вычисления выполнены на высокопроизводительном вычислительном кластере на базе графических ускорителей NVidia.

Ключевые слова: Региональное магнитное поле, магнитная аномалия, сингулярные источники, аппроксимация, Арктика, Урал.

Изучение глубинного строения земной коры арктического региона является одной из приоритетных задач современной науки. Данный регион обладает значительным углеводородным потенциалом и содержит промышленные запасы россыпных полезных ископаемых. В данной работе мы исследовали структурные особенности магнитного поля земной коры в границах 66-72° с.ш. и 48-74° в.д. Территория включает северо-восточную часть Европы, северо-западную часть Азии (Полярный Урал и полуостров Ямал) и акваторию Северного Ледовитого океана: восточную часть Баренцева моря и юго-западную часть Карского моря. Так же в исследуемую область попадает остров Колгуев и южная часть островов архипелага Новая Земля. С тектонических позиций этот регион является зоной сочленения Западно-Арктической метаплатформы и Урало-Монгольского складчатого пояса.

В настоящее время наиболее полным источником данных о распределении аномалий магнитного поля Земли является модель World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM), составленная на основе спутниковых, морских, аэромагнитных и наземных магнитных съемок. Сейчас наиболее актуальна база EMAG2 версии 3, имеющая пространственное разрешение 2 угловые минуты [1] и соответствующая высоте 4 км над геоидом. Карта аномального модуля магнитного поля на исследуемый участок приведена на рис. 1.

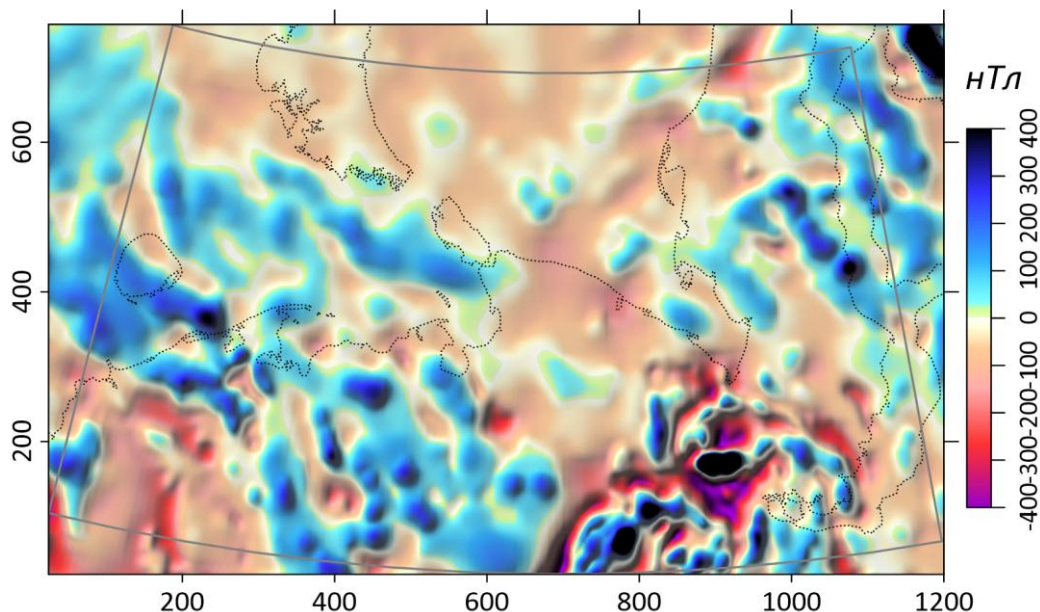


Рис.1. Карта аномального магнитного поля исследуемого участка ΔT_a . Контурами показаны границы исследуемого участка береговой линии. Цветовая раскраска одинакова для всех карт в данной статье. Все карты построены в единой условной системе координат.

Как известно, поле ΔT_a не является гармоническим, поскольку не удовлетворяет уравнению Лапласа. Для корректного применения методов количественной интерпретации для изучения структуры аномального поля, выделения аномалий от различных слоев земной коры и решения обратных задач магнитометрии требуется провести преобразование и определить Z –вертикальную составляющую магнитного поля.

Для этого был применен метод аппроксимации аномалий модуля магнитной индукции полями сингулярных источников [2, 3]. С помощью программного обеспечения PodborSterj2015 [4] аномалии модуля магнитного поля были аппроксимированы полем набора стержней, однородно намагниченных вдоль своей оси. В вычислениях были использованы компоненты нормального геомагнитного поля, вычисленные по модели IGRF в проекции Гаусса-Крюгера [5].

На рисунке 2 приведено сопоставление изолиний аномалий модуля магнитного поля и вычисленной вертикальной компоненты для фрагмента исследуемого участка. Заметны значительные расхождения между аномалиями ΔT_a и Z , несмотря на то, что исследования проводятся для полярного региона, где направление геомагнитного поля близко к вертикальному (наклонение $77-84^\circ$), Эпицентры аномалий Z смещены к северо-северо-востоку относительно аномалий ΔT_a , причем величина смещения достигает 10-15 км.

Для выделения аномалии от источников в различных слоях земной коры была использована методика, основанная на повысотных пересчетах [6]. Задача решалась в несколько этапов. На первом этапе данные Z_a с помощью численного метода пересчитывались вверх на высоту H . Для того чтобы окончательно избавиться от влияния источников в верхнем слое, пересчитанное вверх поле аналитически продолжалось вниз на глубину H . Поскольку задача пересчета поля вниз относится к классу некорректно

поставленных задач, то при вычислениях использовалась регуляризация. Выбор параметра регуляризации описан в работе [7].

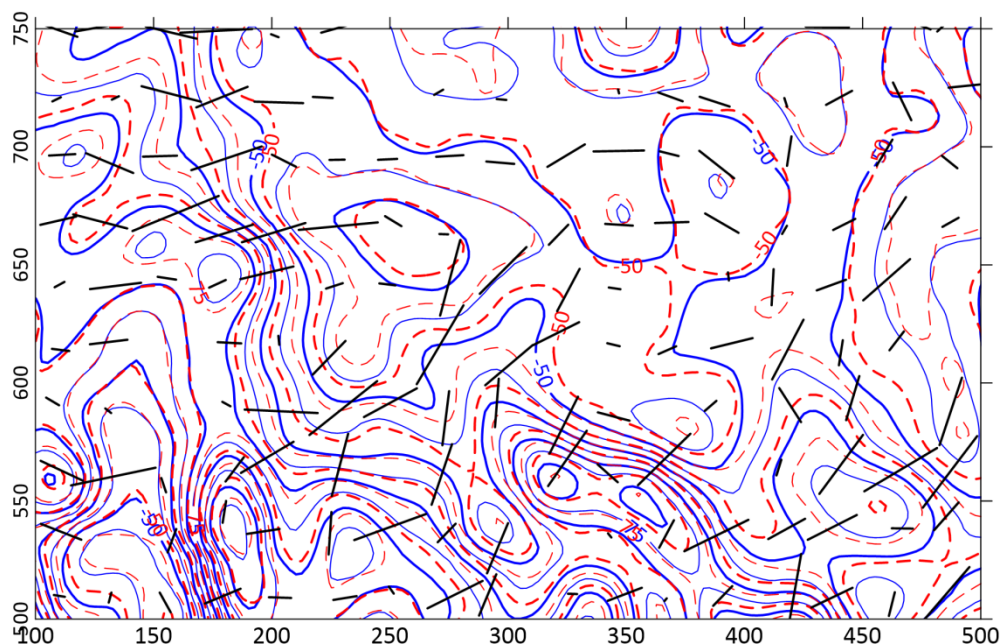


Рис.2. Результат вычисления аномалий Z для части исследуемого участка и положение аппроксимирующих намагниченных стержней. Изолинии ΔT_a – сплошные синие линии, Z – пунктирные красные.

На следующем этапе поле пересчитывалось вновь вверх на уровень дневной поверхности $h = 0$. Полученное трансформированное поле можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы H . После вычисления разности наблюдаемого и трансформированного полей получаем аномалии от локальных источников, расположенных в верхнем слое. С помощью вычислений для разных значений высоты H можно получить аномалии от источников, расположенных в различных горизонтальных слоях. Методика успешно применена для изучения структурных особенностей магнитного поля Среднего, Приполярного и Полярного Урала[8, 9].

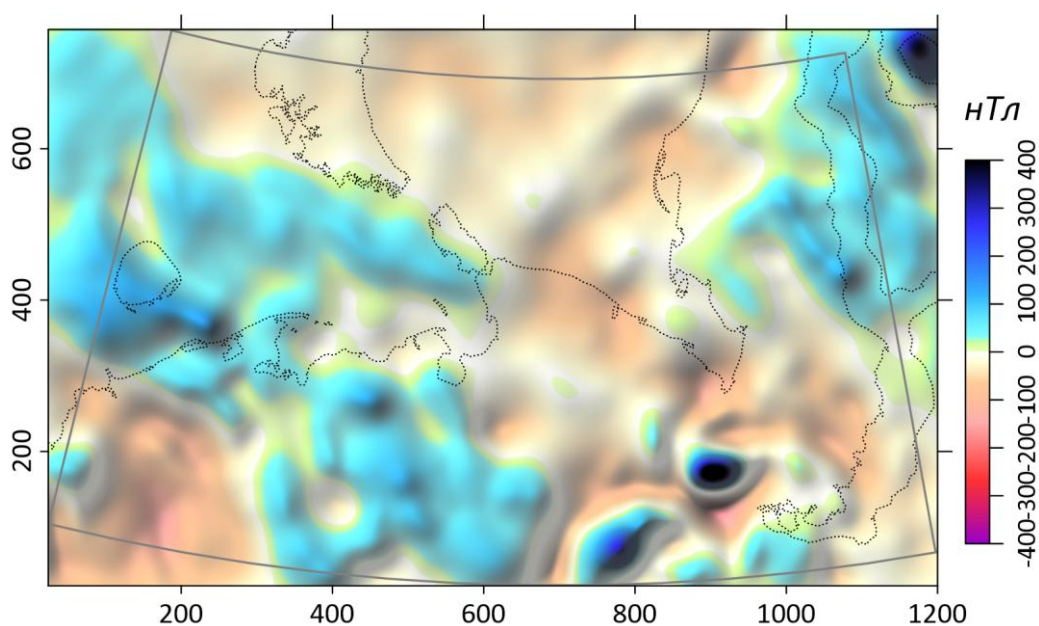


Рис.3. Карта региональной составляющей вертикальной компоненты магнитного поля ΔZ .

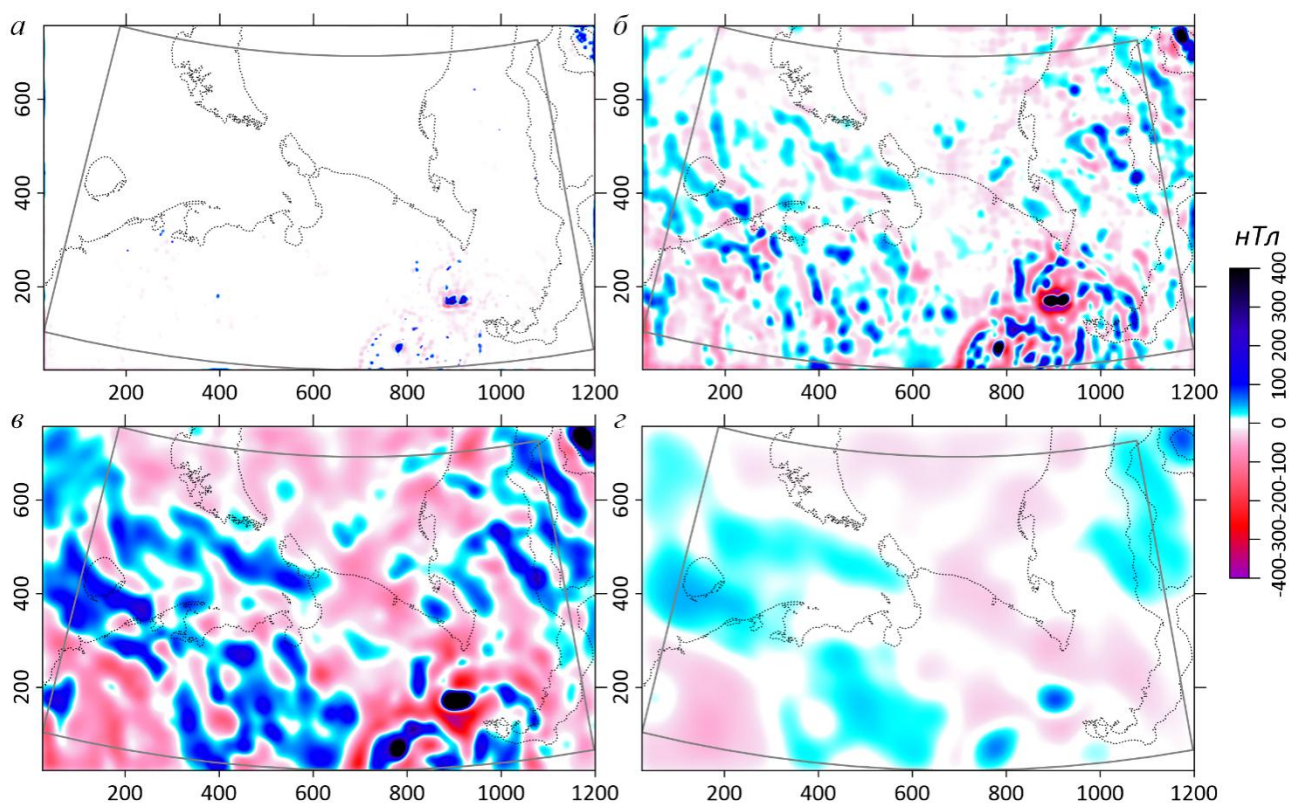


Рис.4. Результат разделения магнитного поля на составляющие от отдельных слоев земной коры: а – слой 0-1 км; б – слой 1-6 км; в – слой 6-15 км; з – слой 15-40 км.

Для исследуемой территории с помощью программного комплекса GridCalc [10] вычислены аномалии от источников в различных слоях земной коры, которые позволяют проследить связь приповерхностных массивов с глубинными структурами. Карта регионального магнитного поля приведена на рис. 3. Результат разделения магнитного поля на составляющие от отдельных слоев земной коры приведен на рис. 4. Для приповерхностного слоя локальные магнитные аномалии наблюдаются только на Полярном Урале и соответствуют выходам на поверхность ультрабазитовых массивов (рис. 4, а). Аномалии от корневых блоков этих массивов отчетливо проявляются на картах (рис. 4, б и 4, в). В Пайхойско-Новоземельской зоне отсутствуют локальные аномалии характерные для Уральской складчатой системы.

Полученные данные позволят в дальнейшем применять вычислительные методы для гармонических функций и определять границы источников аномалий.

Исследования проведены в рамках проекта УрО РАН 18-5-5-23 «Изучение глубинного строения литосферы зоны сочленения Евразийского континента с Северным Ледовитым океаном в пределах геоструктур Уральского региона на основе трехмерных геофизических моделей»

Список литературы

1. Meyer B., Saltus R., Chulliat A. (2017): EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. Model.DOI:10.7289/V5H70CVX
2. 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.
3. Бызов Д.Д., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Аппроксимационный метод приведения магнитных данных к полюсу // Вопросы теории и практики геологической интерпретации

геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского. М. 2017. С. 363-367.

4. Подбор магнитного поля набором стержней PodborSterj2015. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619506 от 22.08.2016 (Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В.)

5. Муравьев Л.А., Бызов Д.Д. Вычисление нормального магнитного поля в системе координат, связанной с проекцией Гаусса-Крюгера // 14th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects. Kyev 2015. DOI: 10.3997/2214-4609.201412396

6. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2016. 94с.

7. 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 // 14th EAGE International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, Geoinformatics, 2015. DOI: 10.3997/2214-4609.201412426

8. Мартышко П.С., Федорова Н.В., Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Изучение структурных особенностей гравитационного и магнитного полей литосферы с использованием параллельных алгоритмов // Физика Земли. 2014. №4. С.50-55.

9. Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А., Колмогорова В.В. Магнитные аномалии и модель распределения намагниченности в земной коре приполярного и полярного секторов Уральского региона // Геофизический журнал, 2017. Т. 29. № 1. С. 111-122.

10. Расчеты аналитического продолжения потенциальных полей GRIDCALC. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619520 от 22.08. 2016 (Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В.)

ТРИГГЕРНОЕ ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ, ЦИКЛОНОВ ИЛИ ТАЙФУНОВ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ

Натяганов В.Л. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, tenzor-home@yandex.ru),

Шамина А.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

Аннотация. В докладе конспективно изложены эмпирические факты о триггерном характере резких вариаций солнечной активности типа вспышек на локализованную сейсмичность в узких полосах действия сейсмомагнитных меридианов. Обсуждаются причины статистически противоречивых выводов о влиянии геомагнитных бурь на глобальную сейсмичность.

На основе решения обобщенной задачи Буссинеска о действии нормальной силы на упругое полупространство сделан вывод о возможном триггерном влиянии циклонов или тайфунов на региональную сейсмичность.

Ключевые слова: геомагнитные бури, геоэффективные явления на Солнце, задача Буссинеска, землетрясения, перепад давления, сейсмичность, сейсмомагнитный меридиан, тайфуны, триггерные факторы, циклоны, эмпирическая схема краткосрочного прогноза.

Введение в проблему. О триггерном влиянии достаточно удаленных, но мощных землетрясений (ЗТ) на вулканизм и геотермальные источники известно давно. В частности, широко известное Лиссабонское ЗТ (1755 г.) с образованием мощного цунами изменило режим грунтовых вод практически по всей западной Европе: во Франции, Германии, Австрии и Чехии многие минеральные источники исчезли, но появились новые в других местах; а Чилийское ЗТ (1835 г.) спровоцировало практически одновременное извержение многих вулканов вдоль всего тихоокеанского побережья Южной Америки.

О триггерном влиянии резких вариаций солнечной активности и градиентов атмосферного давления на сейсмичность убедительно писал еще А.Д. Сытинский в серии статей и монографии [9]. Однако неожиданные причинно-следственные связи геоэффективных явлений на Солнце типа вспышек и корональных выбросов массы с четко локализованной активизацией сейсмичности были обнаружены лишь недавно, что позволило разработать эффективную эмпирическую схему краткосрочного прогноза (ЭСКП) сильных ЗТ с магнитудой $M > 6$ [3].

Проверенные в целом ряде мониторинговых и сейсмопрогнозных экспериментов [3,4,17,18] основные геофизические закономерности ЭСКП, позволяющие получить ответ на главную триаду вопросов прогноза ЗТ (Где? Когда? Какой силы?), помогли понять и причины противоречивых выводов других геофизиков [9-13] о влиянии геомагнитных бурь (ГМБ) на глобальную и региональную сейсмичность.

По ЭСКП резкие геомагнитные возмущения от геоэффективных явлений на Солнце могут являться триггером ЗТ лишь в узкой полосе действия сейсмомагнитных меридианов (СММ) шириной около 7° , тогда как при мощных ГМБ возмущения геомагнитного поля становятся глобальными. Поэтому резкие геомагнитные возмущения от ГМБ с внезапным началом тоже могут являться электромагнитным триггером ЗТ в узкой зоне действия СММ, тогда как длительная главная фаза ГМБ таким триггерным свойством не обладает, что не противоречит статистическим выводам о спаде сейсмической активности в глобальном масштабе после мощных ГМБ (см. в сборнике [13] работу Н.Т. Тарасова).

В ряде монографий и обзорных работ приводятся убедительные статистические данные о триггерном влиянии на сейсмичность особых астрономических конфигураций [14,15] в результате вариаций приливно-гравитационных взаимодействий и резких изменений угловой скорости вращения и обращения Земли, резких перепадов атмосферного давления за счет прохождения мощных циклонов или антициклонов даже в асейсмичных регионах [6] и близких тайфунов в прибрежных районах. В сборниках [10-13] рассматривается целый ряд и других триггерных факторов различной природы. Стоит подчеркнуть, что вопросы о причинах и физических механизмах различных триггерных факторов являются остро дискуссионными и обычно такие гипотезы опираются на эмпирические или статистические данные, что камуфлирует сложные и часто неоднозначные причинно-следственные связи между активизацией сейсмичности в уже подготовленных земных недрах и другими явлениями природы.

Одним из немногих исключений, когда подобные гипотезы можно на количественном уровне проверить на известных физико-математических моделях, является анализ случаев триггерного инициирования сейсмичности резкими перепадами давления, обусловленными прохождением мощных циклонов или тайфунов при их выходе на сушу.

Далее будем говорить о тайфунах, которые обычно имеют более симметричную (близкую к окружности) форму, чем циклоны, и для которых есть натурные данные [1,5] по более существенному изменению давления.

Деформация земной поверхности под тайфунами. Считая в осесимметричной модели тайфуна известными перепад давления $p(r)$ и его радиус R , можно оценить вертикальные перемещения u и горизонтальные смещения v на основе решения обобщенной задачи Буссинеска (1885 г.) о действии поверхностной сосредоточенной силы типа δ -функции Дирака на упругое полупространство с коэффициентами Ламе λ и μ . В цилиндрических координатах $r, \varphi, z > 0$ в области упругого полупространства решение такой задачи выписывается через функцию $\Phi(r, z)$ перемещений Лява, которая удовлетворяет бигармоническому уравнению с граничными условиями [16]

$$\Delta \Delta \Phi(r, z) = 0, \quad z = 0: \quad \sigma_{zz} = -p(r), \quad \sigma_{rz} = 0 \quad (1)$$

и убыванием до нуля всех напряжений и перемещений при $r \rightarrow \infty$ и $z \rightarrow \infty$.

Для сосредоточенной силы из решения классической задачи Буссинеска на земной поверхности при $z = 0$ можно получить выражения для напряжений и перемещений, которые

имеют степенную особенность при $r \rightarrow 0$, что математически понятно, но физически невозможно.

Для перепада давления $p_0 = const$ внутри круга радиуса R формулы перемещений при $z = 0$ выражаются через полные эллиптические интегралы K и E соответственно 1-го и 2-го рода:

$$r \leq R: u = \frac{p_0 R (\lambda + 2\mu)}{\pi \mu (\lambda + \mu)} E\left(\frac{r}{R}\right), \quad v = \frac{p_0 r}{4(\lambda + \mu)},$$

$$r \geq R: u = \frac{p_0 r (\lambda + 2\mu)}{\pi \mu (\lambda + \mu)} \left[E\left(\frac{R}{r}\right) - \left[1 - \left(\frac{R}{r}\right)^2 \right] K\left(\frac{R}{r}\right) \right], \quad v = \frac{p_0 R^2}{4(\lambda + \mu)r},$$

что уже дает физически разумные результаты даже с учетом малой сжимаемости при наличии на земной поверхности тонкого осадочного слоя.

Для решения задачи (1) в общем осесимметричном случае целесообразно применить интегральное преобразование Ханкеля [7,16] и получить вместо бигармонического обычное уравнение 4-го порядка

$$\left(\frac{d^2}{dz^2} - \eta^2 \right)^2 \int_0^\infty r \Phi(r, z) J_0(\eta, r) dr = \left(\frac{d^2}{dz^2} - \eta^2 \right)^2 G(z, \eta) = 0, \quad (2)$$

где через $G(z, \eta)$ обозначена трансформанта Ханкеля нулевого порядка функции Лява. Уравнение (2) с учетом поведения при $z \rightarrow \infty$ имеет решение вида $G(z, \eta) = (A + Bz) \exp(-\eta z)$, где η – играет роль параметра, а постоянные A и B определяются из граничных условий, записанных через трансформанты Ханкеля.

Перепад давления $p_*(r)$ внутри тайфуна при $z = 0$ порождает трансформанту вида

$$p_*(r) = \frac{F}{2\pi} \frac{a}{(a^2 + r^2)^{3/2}} \Rightarrow G_*(\eta) = -\frac{F}{2\pi} \eta \exp(-a\eta),$$

где F означает интегральную силу, нормально действующую на подстилающую земную поверхность. Заметим, что при определенном выборе характерного линейного размера или параметра a в формуле для $p_*(r)$ это распределение с точностью до знака хорошо аппроксимирует плавное падение давления (без учета высокочастотных пульсаций) в реальных тайфунах [1,5], а в пределе при $a \rightarrow 0$ дает поверхностную дельта-функцию Дирака $F\delta(r)$.

Решение уравнения (2) с соответствующими граничными условиями в итоге дает следующий достаточно простой ответ для вертикального перемещения земных недр под проходящим тайфуном

$$u_z = \frac{F}{4\pi\mu} \left[\frac{z(z+a)}{[r^2 + (z+a)^2]^{3/2}} + \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \cdot \frac{1}{[r^2 + (z+a)^2]^{3/2}} \right], \quad (3)$$

из которого при $z = 0$ легко получить смещение земной поверхности в вертикальном направлении.

Количественные оценки на основе (3) и аналогичной формулы для v показывают: при $p_*(r) \geq 30$ мм рт.стобца, что возможно в мощных тайфунах с радиусом в сотни км, и реальных значений λ и μ для горных пород, в центре тайфуна u может достигать 4-5 см и на глубине в 10 км спадать в 1.5-2 раза, а горизонтальные перемещения v на земной поверхности в 2-3 раза меньше вертикальных. Поэтому подобные деформации могут служить триггером для ЗТ в подготовленных земных недрах, находящихся в предсбросовом состоянии.

Эти выводы подтверждают результаты работы [2], в которой также утверждается, что приморская полоса суши приводит к резкому градиенту атмосферного давления при циклонах/антициклонах или приближении тайфунов, т.к. через толщу воды давление на подводную часть земной коры не передается. В этом случае атмосферный перепад давления ком-

пенсруется впадиной при антициклонах и соответствующим возвышением уровня морской поверхности при циклонах.

Однако в случаях приближения тайфунов с последующим их выходом с морской акватории на сушу этот вывод (по аналогии с циклонами) тоже справедлив, но по другим причинам. Приведем лишь две основные. Во-первых, тайфун при своем движении не только формирует горб на поверхности (который практически не заметен из-за толчеи волн), но и генерирует в воде так называемый термический след тайфуна [1] с движущейся ячейкой циркуляции Федорова. Нижняя граница этого тороидального вихря может достигать глубин до 1 км. При подходе этого вихря к пологому берегу или мелководью он деформируется, волны на поверхности становятся выше и круче, а взаимодействие его нижней части с неровностями дна вызывает вибрационные колебания (микросейсмы), которые и могут служить триггером ЗТ еще до выхода тайфуна на сушу.

Вторая причина заключается в том, что сильные волны в глазе мощного тайфуна (когда в атмосфере может и не быть сильных ветров) могут генерировать [5] микросейсмы и на глубинах более 5 км, что может служить триггером и подводных ЗТ, если тайфун проходит над подводными границами литосферных плит.

Хотя общепринятого теоретического обоснования возможных механизмов передачи возмущений с океанической поверхности на такие глубины пока нет, однако такие случаи триггерного влияния были зафиксированы в ходе сейсмопрогнозных экспериментов по ЭСКП сначала в ходе Тайваньского эксперимента [17], потом у берегов Калифорнии в Мексике [3, 13], затем в Охотском море [4, 18] и Тихом океане восточнее Японии. Поэтому поиск и обоснование таких механизмов является важной, но сложной теоретической задачей с совместным анализом уравнений гидродинамики и теории упругости.

Список литературы

1. Алексеев В.В., Киселева С.В., Лаппо С.С. Лабораторные модели физических процессов в атмосфере и океане. М.: Наука, 2005. 312с.
2. Гарагаш И.А., Ингель Л.Х., Ярошевич М.И. Об одном возможном механизме влияния атмосферных процессов на сейсмическую активность вблизи берегов океанов//Физика Земли, 2004. № 8. С. 91-96.
3. Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Степанов И.В.Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений//ДАН, 2013. Т. 453. № 5. С. 551-557.
4. Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Шопин С.А. Результаты сейсмопрогнозного эксперимента по Камчатке//ДАН. 2016.Т. 469. № 6. С. 729-733.
5. Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов и возможных предвестников сильных землетрясений на морском дне. М.: Научный мир, 2015. 240с.
6. Кусонский О.А. Геофизические обсерваторские исследования на Урале. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 280с.
7. Снеддон И. Преобразования Фурье. М.: Изд-во Иностранной литературы, 1955. 667с.
8. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270с.
9. Сытинский А.Д. Связь сейсмической активности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. Л.: Наука, 1985. 206с.
10. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинар-совещания /Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. 348с.
11. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы второго Всероссийского семинар-совещания /Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2013. 342с.
12. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы третьего Всероссийского семинар-совещания /Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2015. 368с.
13. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы IVВсероссийской конференции с международным участием/Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2017. 496с.

14. Федоров В.М. Гравитационные факторы и астрономическая хронология геосферных процессов. М.: Изд-во МГУ, 2000. 368с.
15. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Burgas: SWB, 2008. 303с.
16. Хан Х. Теория упругости: основы линейной теории и ее применения. М.: Мир, 1988. 344с.
17. Doda L.N., Dushin V.R., Natyaganov V.L., Smirnov N.N., Stepanov I.V. Earthquakes forecasts following space- and ground-based monitoring // Acta Astronautica. V. 69. Issues 1–2. July–August 2011. P. 18–23.
18. Doda L.N., Malashin A.A., Natyaganov V.L., Stepanov I.V. Seismotectonics and ground-space monitoring of natural disasters precursors in the Earth // Acta Astronautica. V. 109. April–May 2015. P. 254–263.

ВЕЙВЛЕТ АНАЛИЗ КАК СРЕДСТВО МАКСИМАЛЬНОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ ПОЛЕЗНОЙ ИНФОРМАЦИИ

*Никитин А.А. (МГРИ – РГГРУ, г. Москва, petrovstud@mail.ru),
Черемисина Е.Н. (МГРИ – РГГРУ, г. Москва)*

Аннотация. В данной статье рассматривается возможность максимального извлечения полезной информации, при обработке геофизических полей включая и комплексную интерпретацию. С этой целью используется аппарат вейвлет преобразования с одной стороны, и расчёты прямых задач с другой, что обеспечивает возможность максимального извлечения полезной информации. Результаты вейвлет-анализа тоже образуют нейронные сети. Использование совокупности вейвлетов приводит к реализации вероятностной нейронной сети для которой представляется возможность вычисления апостериорных вероятностей наличия сигнала. Это обеспечивает возможность максимального извлечения полезной информации (по максимальной величине апостериорной вероятности).

Ключевые слова: вейвлет-анализ, апостериорные вероятности, комплексная интерпретация, сумма сверток.

Вейвлет-анализ является достаточно эффективным средством обработки нестационарных полей, в виду возможной временной локализации сигналов.

Вейвлет - анализ представляет совокупность таких функций (сигналов), каждая из которых является сдвинутой по времени) и масштабируемой, т.е. сжатой или растянутой копией одной и той же функции, так называемого порождающего вейвлета.

В практике обработки геофизических данных получил применение непрерывный вейвлет-анализ. По сути вейвлет-анализ реализует оптимальный согласованный фильтр максимизирующий пиковое отношение сигнал/помеха на выходе фильтра. В тоже время не существует теоремы, утверждающей, что максимизация отношения сигнал/помеха приводит к максимальному извлечению полезной информации.

В современной математике и физике под максимальным извлечением полезной информации понимается вычисление апостериорных вероятностей наличия или отсутствия сигнала по формуле Байеса. Таким образом, совокупность получаемых в результате вейвлет-анализа сигналов позволяет оценить их вероятность и подойти к возможности максимального извлечения полезной информации.

Заметим, что для непрерывного вейвлет-анализа вводится базис (порождающий вейвлет), отвечающий условиям равенства его среднего значения нулю и быстрого затухания по времени в виде:

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right),$$

где множитель $\frac{1}{\sqrt{|a|}}$ требуется для сохранения масштабов.

Если a и b – произвольные вещественные значения, тогда пара преобразований непрерывного вейвлет-анализа принимает вид:

$$w_f(a,b) = \langle f(t), \psi_{a,b}(t) \rangle = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt$$

$$f(t) = C_{\psi}^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{da}{a^2} \int_{-\infty}^{\infty} w_f(a,b) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) db$$

где $C_{\psi} = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\psi(\omega)|^2}{|\omega|} d\omega$ – нормализующий множитель, $\langle f(t), \psi_{a,b}(t) \rangle$ – скалярное произведение исходного сигнала $f(t)$ с материнским вейвлетом $\psi(t)$, представленное их линейной сверткой.

Требование выполнения условия равенства среднего значения нулю приводит к необходимости для гравитационных полей использовать производные исходных полей.

На рис. 1 приведены WAVE-вейвлет при $m = 1$ (а), МНАТ-вейвлет при $m = 2$ (б), Morlet-вейвлет: $\psi(t) = \exp(j\omega_0 t) e^{-t^2/2}$ (в).

Справа от этих вейвлетов представлены их Фурье-образы. Морле-вейвлет наиболее распространен при обработке данных сейсморазведки. МНАТ-вейвлет – при обработке данных электромагнитных зондирований.

Использование совокупности вейвлетов приводит к реализации вероятностной нейронной сети для которой представляется возможность вычисления апостериорных вероятностей наличия сигнала. Это обеспечивает возможность максимального извлечения полезной информации (по максимальной величине апостериорной вероятности).

Максимальное извлечение полезной информации о физических и геометрических характеристиках геологических объектов по комплексу геофизических полей требует расчета суммы свертки этих полей. На пример для оценка глубины залегания фундамента сумма свертки принимает вид

$$H_{\phi}(x) = \sum_i h_{1i} \Delta T_{j-i} + \sum_i h_{2i} \Delta g_{j-i} + \sum_i h_{3i} \rho_{j-i} \quad (1)$$

где H_{ϕ} – глубины залегания контактной поверхности (в частности фундамента), оценка которой проводится по данным сейсморазведки.

h_1, h_2, h_3 – весовые коэффициенты геофизических полей.

Для нахождения весовых коэффициентов следует умножить левую и правую часть уравнения (1) соответственно на $\Delta T, \Delta g$ и ρ . При этом в левой части уравнения (1) мы имеем взаимокорреляционные функции (B) глубины залегания с соответствующими полями. В правой части образуются корреляционные матрицы, построенные по авто (R) и взаимокорреляционным (B) функциям полей (2).

$$B_{H_{\phi}, \Delta T}(m) = \sum_i h_{1i} R_{\Delta T}(m-i) + \sum_i h_{2i} B_{\Delta T, \Delta g}(m-i) + \sum_i h_{3i} B_{\Delta T, \rho}(m-i)$$

$$B_{H_{\phi}, \Delta g}(m) = \sum_i h_{1i} B_{\Delta T, \Delta g}(m-i) + \sum_i h_{2i} R_{\Delta g}(m-i) + \sum_i h_{3i} B_{\Delta g, \rho}(m-i)$$

$$B_{H_{\phi}, \rho}(m) = \sum_i h_{1i} B_{\Delta T, \rho}(m-i) + \sum_i h_{2i} B_{\Delta g, \rho}(m-i) + \sum_i h_{3i} R_{\rho}(m-i)$$

(2)

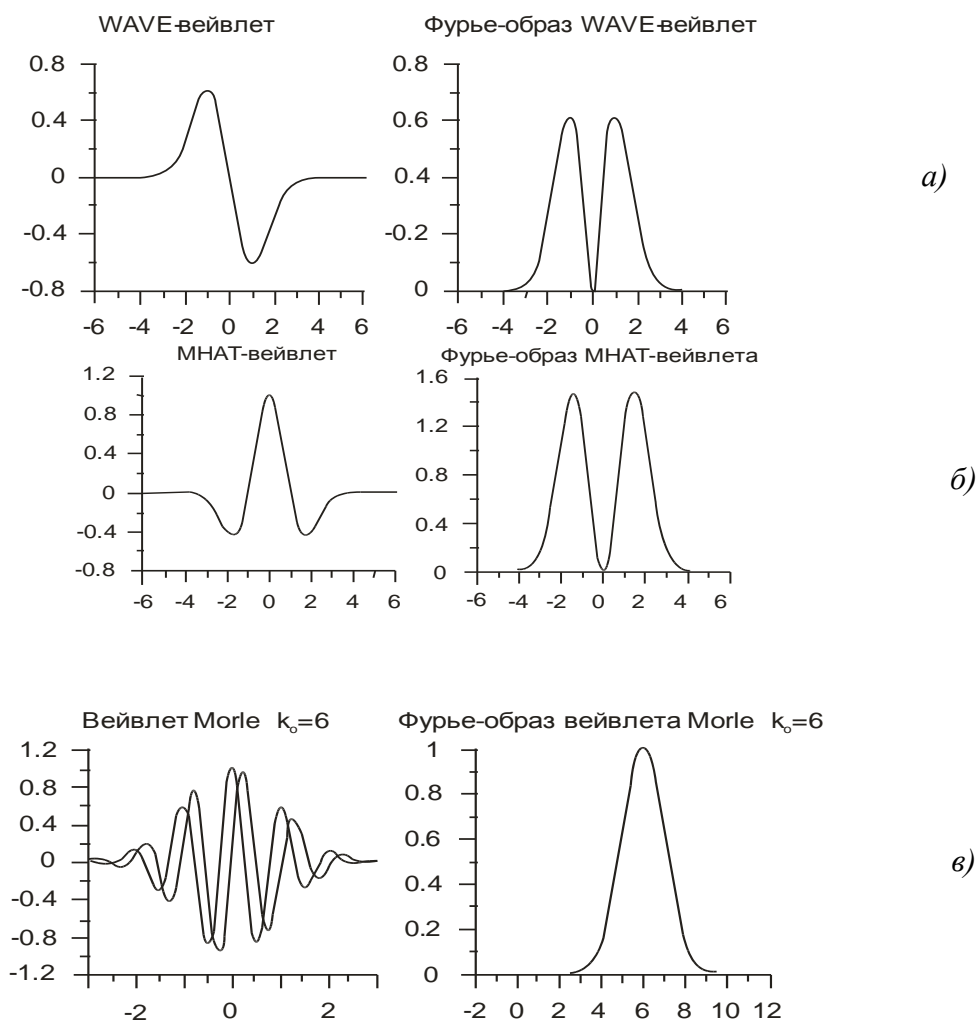


Рис.1. Вейвлеты в зависимости от времени и их образы Фурье: а – WAVE, б – МНАТ, в – Morlet с $k_0 = 6$.

Систему уравнений в виде сверток полей (2) можно дополнить путем использования других полей, различными составляющими потенциальных полей, а также результатами решения прямых задач при разных значениях физических и геометрических характеристик объектов. По совокупности решений прямых задач образуется нейронная сеть. По максимальной величине апостериорной вероятности обеспечивается максимальное извлечение полезной информации той или иной характеристики.

Список литературы

1. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. // Учебное пособие. 2017. 128 с.
2. Никитин А.А., Булычев А.А. Комплексный анализ и комплексная интерпретация геофизических полей. // Учебное пособие. 2015 94 с.
3. Долгаль А.С. Моделирование геологических объектов и геофизических полей с использованием Вейвлетов Хаара. // Вестник пермского университета. 2014 66-80 с.
4. Соколова Т.Б., Булычев А.А., Лыгин И.В. и др. Интерпретация геофизических материалов. // Учебное пособие 2011г. 208 с.
5. Никитин А.А., Е.Н. Черемисина, С.С. Малинина Нейросетевое моделирование глубины залегания контактной поверхности по комплексу геофизических полей. // Геоинформатика. 2018 41-42 с

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ЛИКВИДИРОВАННЫХ СКВАЖИН ПО ДАННЫМ МИКРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

Новикова П.Н. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, polinagfz@gmail.com)

Аннотация. Рассматривается применение микромагнитной съемки для обнаружения погребенных устьев ликвидированных скважин прошлых лет. Приводятся осложняющие факторы магниторазведочных работ в условиях промышленных помех и методы их преодоления. Показаны результаты исследований и сравнительные характеристики выявленных целевых магнитных аномалий, возможно связанных с ликвидированными скважинами.

Ключевые слова: обсаженная скважина, микромагнитные съемки, магнитная аномалия, EMD-разложение, КОСКАД 3D, техногенные помехи.

Поиск месторождений полезных ископаемых всегда сопровождается бурением разведочных, параметрических и структурных скважин. Глубина забоя таких скважин может достигать сотен метров для твердых полезных ископаемых и нескольких километров при поиске глубоко залегающих газонефтяных пластов. Скважины, выполнившие свое назначение, подлежат ликвидации в соответствии с проектом на ликвидацию скважин для данной площади или месторождения с учетом требований действующей инструкции [3]. После специального тампонажа, в зависимости от конструкции скважины обычно извлекаются технические колонны (кондуктор, направляющие). На территориях, предназначенных для сельскохозяйственных целей обсадные колонны срезаются до глубины 1 - 2 м и засыпаются. На месте ликвидированной скважины устанавливается бетонный репер размерами 1×1×1 метр с указанием номера скважины, месторождения, года ликвидации, подрядчика.

В процессе эксплуатации месторождения необходимо точно знать местоположение ликвидированных скважин прошлых лет для обеспечения промышленной безопасности проектирования дальнейших горных работ, например, подземных горных выработок. Каждая такая скважина должна быть окружена охранной зоной для исключения аварийных ситуаций. К сожалению, не всегда существующая документация отвечает требованиям необходимой точности географической привязки. Также затруднено визуальное обнаружение устьев скважин, реперы которых отсутствуют или разрушены. Таким образом, задача обнаружения устьев скважин прошлых лет является актуальной на всех стадиях освоения месторождения полезного ископаемого.

В данной работе приведен опыт поиска устьев обсаженных скважин методом микромагнитной съемки с шагом сети от 4×4 метра до 1×1 метра на микроплощадках размерами 100×100 метров в пределах промышленных и сельскохозяйственных территорий. Инструктивно [4], такие исследования позволяют выявлять неоднородности геологической среды по магнитным свойствам до глубины 10 метров. На каждой такой площадке априори было известно о наличии ликвидированной скважины, визуально не обнаруженной. Магниторазведочные полевые работы выполнялись по стандартной методике двумя магнитометрами. При этом магнитовариационная станция устанавливалась максимально близко к площади исследования для эффективного учета техногенных помех [5, 6, 7]

Обсаженная скважина представляет крайне локализованный в пространстве объект (диаметр колонн, оставленных в скважине, составляет порядка 100-300 мм) – вертикальный стержень, бесконечный по простиранию, высоко контрастный с вмещающей средой по магнитным свойствам. Исходя из опытных работ [5, 6, 7] и физико-геологического моделирования (рис. 1), ожидаемый размер магнитных аномалий от устья скважины в среднем составляет 4×4 метра (с превышением фоновых значений минимум в 3 раза), амплитуда таких аномалий составляет порядка 100 нТл и более, в зависимости от намагниченности стальных труб, используемых при обсадке. Типичная морфология таких целевых магнитных аномалий - выраженный близкий к изометричной форме максимум и сопутствующий ему мини-

мум/минимумы меньшей амплитуды, что говорит о наклонном намагничении обсадных труб (рис. 1).

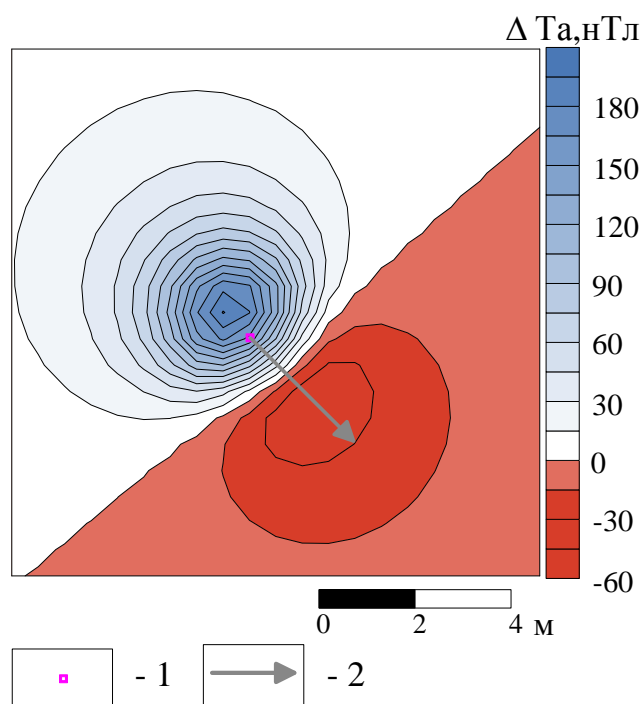


Рис. 1. Моделирование магнитной аномалии от устья обсаженной скважины на глубине 1 метр диаметром 200 мм с наклонной эффективной намагниченностью 100 А/м: 1 – проекция устья скважины на поверхность наблюдения; 2 – проекция вектора эффективной намагниченности на поверхность наблюдения.

При производстве микромагнитных работ по выявлению магнитных аномалий от обсаженных скважин существует ряд особенностей, которые необходимо учитывать. Магнитные аномалии от обсадных колонн могут быть меньше размера сети, что будет создавать опасность возникновения ошибок первого рода – пропуск объекта. Поэтому необходимо вести контроль даже небольших отклонений магнитного поля от нормальных значений участка исследования и по необходимости сгущать сеть наблюдения.

Вектор и величина намагниченности стальных труб сильно различаются в зависимости от состава и технологии производства, поэтому целевые магнитные аномалии не будут обладать одинаковой морфологией и амплитудой. Этот факт усугубляется тем, что в пределах промышленных территорий наблюдается значительное скопление бытового и строительного мусора, который в приповерхностных условиях залегания будет давать схожие магнитные аномалии. Эффективным вариантом выявления целевых аномалий в данном случае явились эталонные объекты – скважины тех же лет ликвидации, что и объекты исследования, устья которых находятся на поверхности наблюдения. По эталонным магнитным полям проводилось физико-геологическое моделирование и предполагались ожидаемые параметры магнитных аномалий на разных глубинах залегания верхней кромки обсадных колонн.

Следует учитывать, что местоположение бетонного репера не обязательно соответствует местоположению скважины, т.к. репер жестко не закрепляется с устьем скважины. Так на одном из участков центр интенсивной магнитной аномалии, предположительно связанный с устьем скважины, более чем на 20 метров удален от установленного репера.

Разбраковка магнитных аномалий проводилась по результатам EMD-разложения [1, 2, 5, 6, 7] и с применением комплекса спектрально-корреляционного анализа данных «КОС-КАД 3Д». Оба этих инструмента позволяют эффективно фильтровать промышленные помехи, которые достигали ± 8 нТл, а также разделять нестационарные частотные сигналы, пред-

положительно, соответствующие разным источникам магнитного поля. Наиболее ярко целевые магнитные аномалии проявились в поле дисперсии магнитного поля.

Также магнитные аномалии, с похожей на эталонную морфологией, по возможности заверялись раскопкой до обнаружения источника.

В результате микромагнитных исследований получены следующие результаты. На нескольких участках выявлены целевые магнитные аномалии, без наличия техногенных объектов в приповерхностном слое верхней части разреза. Проведено сравнение этих аномалий с физико-геологическим моделированием на основе опытных исследований магнитного поля эталонных объектов. Пример такого сравнения приведен на рисунке 2. Аналитически выделены группы похожих целевых аномалий, совпадающих по году ликвидации. На одном из участков по данным магнитного поля устье скважины обнаружено визуально.

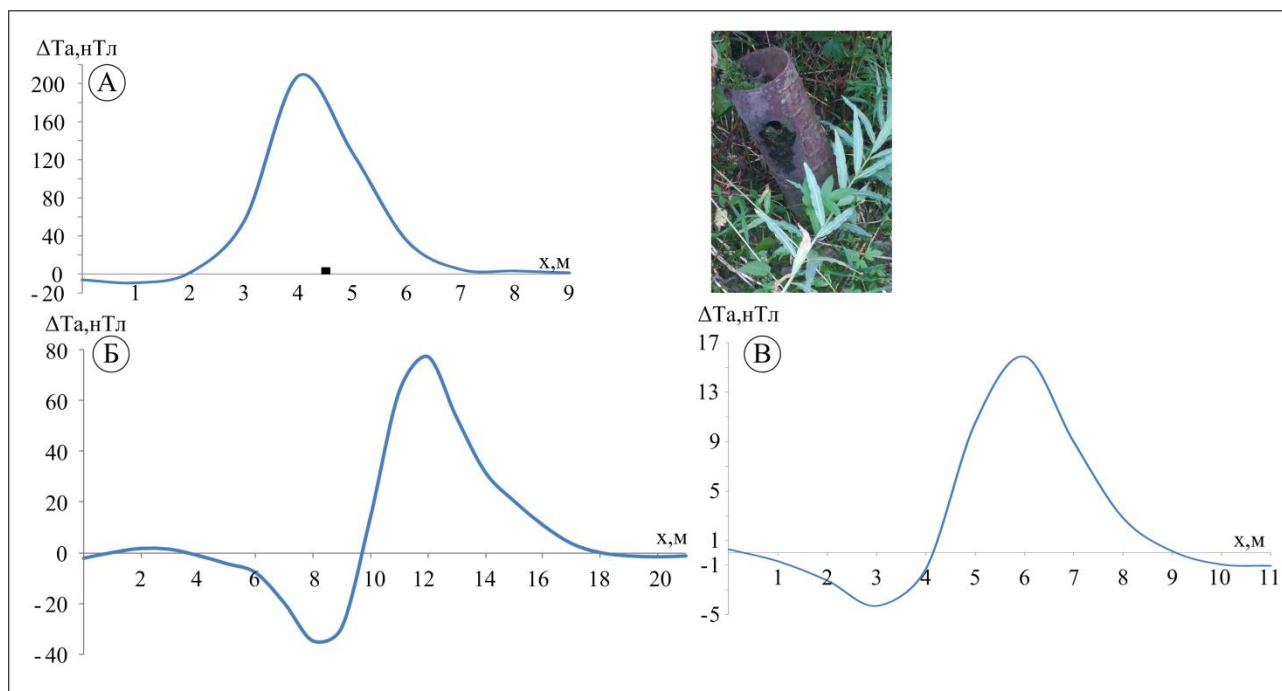


Рис. 2. Сравнение аномального магнитного поля эталонной скважины (А, устье скважины на поверхности) и целевых магнитных аномалий (Б, В), выявленных на участках исследования.

Основными выводами по выполненным работам служит то, что метод магниторазведки успешно применяется в условиях наличия техногенных помех при условии использования нестационарной фильтрации наблюдаемого поля. Обсаженные скважины являются сильно-магнитными объектами, которые при условии тщательного соблюдения методики полевой микромагнитной съемки возможно обнаружить по магнитному полю.

Список литературы

1. Давыдов В.А., Давыдов А.В. Очистка геофизических данных от шумов с использованием преобразования Гильберта-Хуанга // Электронное научное издание «Актуальные инновационные исследования: наука и практика». – 2010. – №1.
2. Долгаль А.С., Христенко Л.А. Применение эмпирической модовой декомпозиции при обработке геофизических данных // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 1. – С. 100 – 108.
3. Инструкция о порядке ликвидации, консервации скважин и оборудования их устьев и стволов: РД 08-492-02: утв. Федеральным горным и промышленным надзором России от 22 мая 2002 г. № 22

4. Инструкция по магниторазведке. Л.: ЛО Недра. – МГ СССР – 1981. – 263 с.

5. *Новикова П.Н.* Исследование подземных техногенных объектов методом инженерной магниторазведки // П75: Сборник материалов IV Школы-конференции «Гординские чтения»: Президиум РАН / отв. сост. А.А. Макарова. – М.: ИФЗ РАН. – 2017. – С. 138–141

6. *Новикова П.Н.* Применение детальной магниторазведки в условиях интенсивных техногенных помех // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 45-сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Казань, 22-26 января 2018 года. Казань: Изд-во Казан. Ун-та. – 2018. – С. 43–44.

7. *Новикова П.Н.* Применение инженерной магниторазведки для обнаружения техногенных объектов // Материалы V Всероссийской научной конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» / под общ. ред. Ю.В. Кулешова; редкол.: Ю.В. Кулешов, Г.Г. Щукин и др.; отв. за вып.: А.С. Тимощук. – СПб.: ВКА имени А.Ф. Можайского, 2018. С. 301–304

ТЕХНОЛОГИЯ ОЦЕНКИ И АНАЛИЗ ШУМОВЫХ КОМПОНЕНТ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Петров А.В. (МГРИ–РГГРУ, г. Москва, petrovstud@mail.ru)

Аннотация. Рассматривается сценарий интерпретационной обработки данных геофизических наблюдений для оценки свойств шумовой компоненты поля с помощью функционального наполнения компьютерной технологии «КОСКАД 3D». Показана высокая информативность высокочастотной компоненты магнитного, гравитационного и волнового поля. Приведены примеры оценки энергии шумовой компоненты поля.

Ключевые слова: Компьютерные технология, линейная оптимальная фильтрация, магнитное поле, волновое поле, гравитационное поле, высокочастотная составляющая, линейные преобразования.

В последнее время возрастает интерес к анализу высокочастотных компонент геофизических полей различной природы, включая сейсмические наблюдения. Дело в том, что высокочастотные сигналы трудно визуально обнаружить на фоне низкочастотных, протяженных сигналов, большой амплитуды.

Оценки свойств высокочастотных составляющих геофизических полей, соизмеримых по амплитуде с помехами, представляет интерес как с точки зрения их учета в дальнейших исследованиях, так и извлечения дополнительной, полезной для интерпретатора, информации.

Анализ особенностей высокочастотных составляющих поля, не имеет смысла, если отсутствует инструментарий для их надежной оценки. Оценки характеристик высокочастотной компоненты поля посредством расчета спектров Фурье не имеют смысла, так как Фурье анализ предполагает стационарность исходных данных, что не характерно для геофизических наблюдений. Напротив, в компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D», функциональные модули ориентированы на корректную обработку нестационарных данных. Это позволяет построить сценарий обработки геофизических полей для решения задачи оценки параметров шумовой компоненты поля. Под сценарием понимается последовательное выполнение определенных функциональных модулей компьютерной технологии «КОСКАД 3D».

Сценарий решения сформулированной выше интерпретационной задачи предполагает выполнение следующих процедур:

-разложение полей на составляющие с целью оценки самой высокочастотной составляющей магнитного поля посредством фильтрации в окне «живой» формы;

- двумерную фильтрацию в окне «живой»* формы, высокочастотной в разложении составляющей, с целью достоверной оценки самой высокочастотной компоненты поля;
- исключение положительных и отрицательных ураганных значений* в результатах оценки высокочастотной компоненты поля;
- оценку абсолютной величины* высокочастотной шумовой компоненты поля без ураганных значений, полученной на предыдущем шаге;
- двумерную фильтрацию в окне «живой»* формы поля шумовой компоненты с целью ее сглаживания и исключения помех.

На рисунке 1 сверху изображено магнитное поле dT в Восточной Сибири на стыке двух крупнейших структур Сибирской платформы: Тунгусской синеклизы и Непско-Ботубинской антеклизы. Результат оценки энергии шумовой компоненты магнитного поля по приведенному выше сценарию приведен внизу. Здесь отчетливо выделяются в виде высоких значений энергии шумовой компоненты области распространения траппов и множество деталей строения земной коры в западной части территории. Кроме этого в шумовой компоненте содержится много дополнительной информации, которая абсолютно не проявляется в исходном магнитном поле dT .

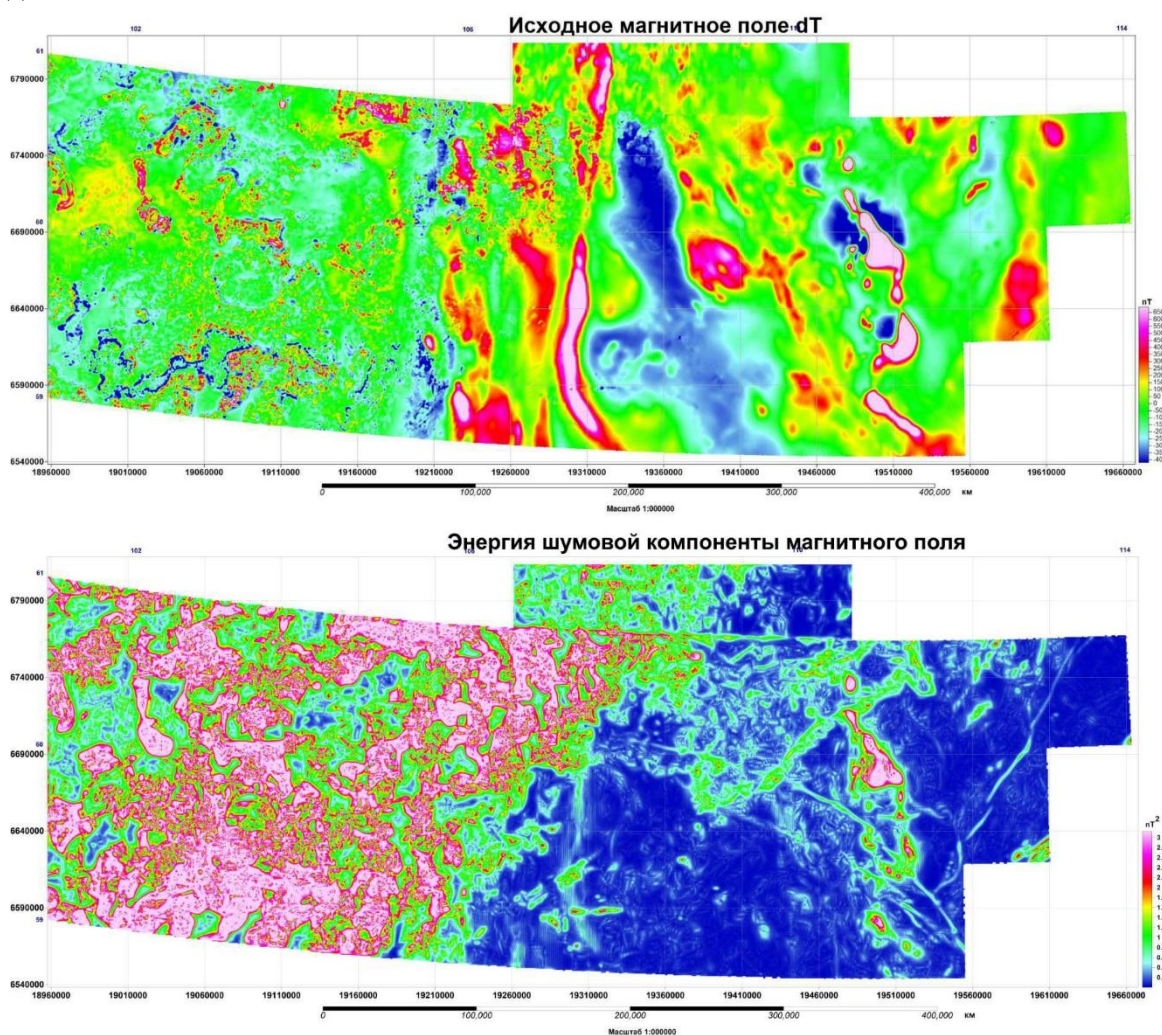


Рис 1. Результаты оценки шумовой компоненты магнитного поля: исходное поле dT (вверху), оценка шумовой компоненты (внизу)

Кроме решения задачи оконтуривания областей распространения трапповых образований, предложенный сценарий интерпретационной обработки можно использовать для оценки мощности осадочного чехла и выхода на поверхность пород кристаллического фундамента. В основе решения такого рода задачи лежит предположение о том, что энергия шумовой

компоненты магнитного поля будет больше там, где породы кристаллического фундамента выходят на поверхность или перекрыты осадочными чехлом небольшой мощности. Там же мощность осадочного пород велика значения энергии шумовой компоненты будут минимальными. Такое предположение вполне логично и полностью объясняется петрофизическими различиями магнитных свойств пород кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Интерес представляет оценка высокочастотной компоненты магнитного поля при поисках кимберлитовых трубок. Дело в том, что кимберлитовые трубки являются продуктом мощного взрыва и последствия такого взрыва должны отразиться на характере шумовой компоненты поля.

Интересный результат получен при оценки шумовой компоненты волнового поля в сейсморазведке. Оказалось, что по информативности она ни в чем не уступает исходному сейсмическому полю.

Список литературы

1 Никитин А.А., Петров А.В. «ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОБРАБОТКИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ» учебное пособие для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности 130201 "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых" / Федеральное агентство по образованию РФ, Российский гос. геологоразведочный ун-т им. Серго Орджоникидзе. Москва, 2008.

ОРИГИНАЛЬНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ОБЪЕМНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ГРАВИРАЗВЕДКИ И МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Петров А.В. (МГРИ –РГГРУ, г. Москва, petrovstud@mail.ru),

Зиновкин С.В. (МГРИ –РГГРУ, г. Москва)

Аннотация. Рассматриваются вопросы компьютерной реализации процесса плотностного и магнитного моделирования. Приводится оригинальное технологическое решение задачи построения и редакции объёмных моделей на основе модельных построений по отдельным профилям. Описаны функциональные возможности разработанного программного обеспечения.

Ключевые слова: Компьютерное моделирование, прямая и обратная задача, компьютерная технология, гравитационное поле, магнитное поле, объёмное моделирование.

В данной работе под объёмной геологической моделью понимается отображение блока земной коры в виде совокупности трёхмерных геометрических тел, наделённых магнитными и плотностными свойствами. При этом распределение магнитных и гравитационных масс в земной коре полностью согласуется с наблюдаемыми полями.

Реализация процесса моделирования стала возможной именно сегодня, когда производительность вычислительной техники, возможности средств визуализации и уровень теоретических исследований в области решения прямых и обратных задач геофизики стал соответствовать сложности задач, решаемых непосредственно в процессе моделирования. Отметим, что если раньше геолого-геофизическое моделирование в основном использовалось при поисках месторождений нефти и газа, в достаточно простых геологических условиях слоистых сред, то сегодня становится актуальной задача моделирования сложных геологических сред с сильной дифференциацией свойств горных пород в пространстве.

Очевидно, что компьютерная технология, обеспечивающая построение объёмных плотностных и магнитных моделей земной коры, должна включать следующий инструментарий:

-процедуры, реализующий стандартные операции для работы с базой данных в процессе моделирования;

-высокоскоростные алгоритмы решения 2D и 3D прямых задач гравиразведки и магниторазведки;

-процедуры, позволяющие получать оценки распределения источников и геометрических параметров аномалиеобразующих объектов по наблюдаемым магнитному и гравитационному полям;

-эффективные компьютерные средства редактирования геометрических и физических характеристик трехмерной модели;

Под процедурами системы управления базой данных понимаются стандартные операции ввода/вывода, быстрого поиска, надежного хранения, разнообразные средства визуализации и т.д..

Структура баз данных компьютерных технологий статистического и спектрально-корреляционного анализа геоданных «КОСКАД 3D» и «КОСКАД ПРОФИЛЬ» и, реализованные в них функции сервисного обеспечения для работы информацией, организованной в трехмерные регулярные и профильные сети, полностью обеспечивают решение широкого спектра задач, возникающих в процессе моделирования. Реализованные в этих технологиях, методы решения 2D и 3D прямых задач гравиразведки и магниторазведки в спектральной области, позволяют получать соответствующие решения в реальном времени. Оценки объемного распределения в земной коре плотности и магнитных свойств по наблюдаемым полям, также можно получать с использованием процедур, входящим в состав этих технологий, как для двумерных данных, так и вдоль отдельных профилей.

Редакция модельных построений по отдельным разрезам, также не является сложной задачей и решена в компьютерной технологии «КОСКАД МОДЕЛИРОВАНИЕ». Трудности возникают при объемных модельных построениях и редактировании трехмерных сетей. К сожалению, человек не способен эффективно редактировать трехмерные объекты, спроецированные на плоскость экрана компьютера. Решение проблемы возможно только с применением оригинальных, чисто технологических приемов.

Предлагаемая компьютерная технология объемного моделирования базируется на функциональных возможностях технологий «КОСКАД 3D», «КОСКАД ПРОФИЛЬ» и «КОСКАД МОДЕЛИРОВАНИЕ». Объектом исследований для нее является прямоугольная область с результатами гравитационной или магнитной съемки. Имеется возможность приведения нерегулярных сетей к регулярным (гридования). У пользователя имеется возможность создавать криволинейные профили в пределах анализируемой площади. Создав профиль у пользователя появляется возможность оценки распределения источников вдоль профиля и их редакции в профильном варианте. Работа по редакции каждого профиля осуществляется в отдельном окне. В любой момент у пользователя имеется возможность, по модельным построениям вдоль отдельных профилей, получить распределение редактируемого параметра в узлах трехмерной сети. Получив значения редактируемого параметра в узлах трехмерной сети можно рассчитать прямую задачу и оценить невязку наблюдаемого поля от решения прямой задачи.

Помимо решения прямой задачи от всего редактируемого объема, пользователю предоставляется возможность решать прямую задачу от отдельного профиля или выбранной совокупности профилей. Такой подход позволяет проанализировать вклад и влияние модельных построений от каждого профиля или совокупности профилей, что повышает качество конечных построений. Все результаты редактирования сохраняются в базе данных и могут быть продолжены позже. Кроме этого имеется возможность редактировать трехмерную сеть распределения параметра по горизонтальным слоям, и оценивать результаты редактирования посредством решения прямой задачи от отдельного слоя или совокупности слоев. Результаты такого редактирования также сохраняются. На рисунке 1 представлен элемент интерфейса разработанного программного обеспечения, иллюстрирующего процесс редактирования одного из профилей

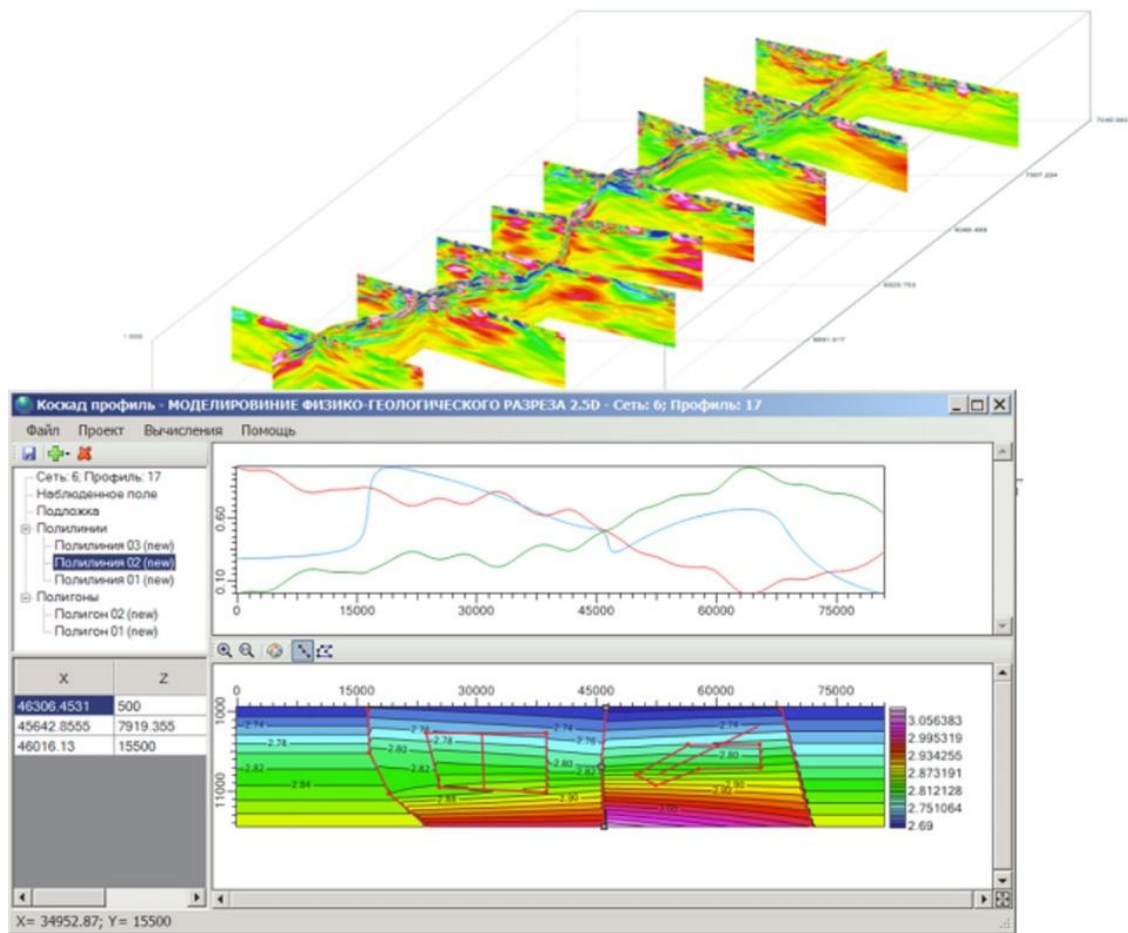


Рис.1. Элемент интерфейса компьютерной технологии объемного интерфейса по данным гравиразведки и магниторазведки.

Список литературы

1. Петров А.В., Демура Г.В., Зиновкин С.В. «КОМПЬЮТЕРНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ СТАТИСТИЧЕСКОГО И СПЕКТРАЛЬНОКОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ КОСКАД 3D И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ». Недропользование XXI век. 2017. № 1 (64). С. 44-59. 1
2. Никитин А.А., Петров А.В. «ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОБРАБОТКИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ» учебное пособие для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности 130201 "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых" / Федеральное агентство по образованию РФ, Российский гос. геологоразведочный ун-т им. Серго Орджоникидзе. Москва, 2008.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Пономарева Т.А. (Институт геологии ФИЦ КОМИ НЦ УРО РАН, г. Сыктывкар, TAPonomareva@inbox.ru),

Пыстин А.М. (Институт геологии ФИЦ КОМИ НЦ УРО РАН, г. Сыктывкар)

Аннотация. Проанализированы физические свойства пород марункеуского эклогит-гнейсового комплекса Полярного Урала. Выявлены закономерности распределения плотности и магнитной восприимчивости пород. Дана оценка степени влияния на физические свой-

ства метаморфических пород их первичного минералогического состава и последующих минеральных преобразований при полиметаморфизме. Выполнена качественная интерпретация геофизических полей. Установлена выраженная корреляция аномалий Буге с плотностными неоднородностями средней части земной коры. Установлено глубинное расположение источников гравитационных аномалий, связанных с высокоплотными породами марункеуского комплекса. Подтверждено представление о субширотном структурном плане эклогит-гнейсового комплекса Полярного Урала.

Ключевые слова: Полярный Урал, эклогит-гнейсовый комплекс, глубинное строение, петрофизическая характеристика, геофизические поля, плотностные неоднородности.

По петрофизическим характеристикам марункеуский комплекс относится к сильно дифференцированному типу разреза [4,5], что хорошо коррелируется с его геологическим строением. Нижняя часть марункеуского комплекса характеризуется преимущественным распространением в ее составе эклогитов и, в значительно меньшей степени, амфиболитов, плагиогнейсов и мигматитов. Характерной особенностью этой части разреза является присутствие метаультрабазитов. Верхняя часть разреза представлена переслаивающимися пачками амфиболитов и плагиогнейсов, иногда с преобладанием плагиогнейсов. Эклогитовые парагенезисы в метабазитах встречаются только в реликтах, метаультрабазиты отсутствуют. Породы часто мигматизированы.

Удельная магнитная восприимчивость пород в данном комплексе варьирует в широких пределах. Наиболее магнитными являются метаперидотиты, значения $\chi_{уд}$ у которых варьируют в интервале от 1513 до $290 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Наиболее высокое значение удельной магнитной восприимчивости обнаруживает серпентинизированный образец метаперидотита, содержащий вкрапления новообразованного магнетита. Удельная магнитная восприимчивость основных пород изменяется от 340 до $13.43 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Метаморфические породы основного состава, представленные эклогитами и амфиболитами, имеют вариации $\chi_{уд}$ от 28 до $13 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. При этом массивные апогаббровые эклогиты отличаются от исходных габбро пониженной удельной магнитной восприимчивостью, пределы которой составляют от 17 до $14 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Чуть выше пределы изменения $\chi_{уд}$ отмечаются у полосчатых эклогитов ($22 - 17 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$). Значения удельной магнитной восприимчивости амфиболитов ($28 - 13 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$) перекрывают вариационные интервалы $\chi_{уд}$ массивных и полосчатых эклогитов. Для пород кислого состава: плагиогнейсов и мигматитов характерны наиболее низкие значения $\chi_{уд}$, укладываемые в интервал $15 - 6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$.

Магнитная восприимчивость полиметаморфических образований является менее стабильной их характеристикой, так как магнитные свойства пород при полиметаморфизме могут сильно изменяться. Так при эклогитизации габбро удельная магнитная восприимчивость снижается на порядок. Гранитизация, как правило, также приводит к снижению магнитной восприимчивости. Процессы низкотемпературного диафтореза, чаще всего, сопровождаются повышением магнитной восприимчивости, особенно это характерно для ультраосновных пород. Напротив, при средне-высокотемпературном диафторезе магнитная восприимчивость метаморфитов, может практически не изменяться, что мы видим при сравнении $\chi_{уд}$ эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов. Влияние метаморфических процессов, особенно низкотемпературных, на магнитные свойства пород находит отражение в физических полях. В целом, слабомагнитные метаморфические породы (эклогиты, амфиболиты, плагиогнейсы, мигматиты) создают над марункеуском комплексом отрицательное магнитное поле. Магнитная аномалия, вытянутая в плане в северо-северо-восточном направлении, имеет интенсивность до минус 400 нТл [1,2]. Основной вклад в северо-северо-восточную ориентировку магнитных аномалий вносят зоны низкотемпературных диафторитов, образование которых связано с процессами формирования уралитов. На восточной границе этой аномалии слабомагнитные породы марункеуского комплекса резко контрастируют с сильномагнитными породами гипербазитового массива Сыум-Кеу, создавая магнитные аномалии интенсивностью свыше 2000 нТл [1,2].

Плотностные характеристики пород комплекса следующие: метаперидотиты имеют $\sigma_{\text{ср}}=3.18 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, габбро – $\sigma_{\text{ср}}=3.07 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, эклогиты – $\sigma_{\text{ср}}=3.14 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, амфиболиты – $\sigma_{\text{ср}}=3.03 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, плагиогнейсы – $\sigma_{\text{ср}}=2.68 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, мигматизированные породы и мигматиты – $\sigma_{\text{ср}}=2.85 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$. Таким образом, средняя плотность пород марункеуского комплекса учитывая, что в его составе преобладают metabазиты (эклогиты, симплектит-эклогиты и амфиболиты), превышает $3.00 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$. В тоже время этот показатель резко понижается до $2.85 - 2.68 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ в тех участках, где породы подвержены процессам мигматизации или в разрезе преобладают плагиогнейсы. Дефицит плотности измененных пород составляет $0.15 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$.

На карте аномалий Буге [7] марункеуский комплекс расположен на западной части от известного всем Уральского супермаксимума, интенсивностью свыше 100 мГал, наличие которого обусловлено в основном базит-гипербазитовыми массивами уральской офиолитовой ассоциации, обнажающимися в зоне Главного Уральского разлома. Марункеуский комплекс расположен в основной области пониженного наблюдаемого гравитационного поля, где в разрезе существенная роль принадлежит кислым породам: плагиогнейсам, гнейсам и продуктам их мигматизации. Южная часть марункеуского комплекса отличается от северной наличием интенсивной аномалии интенсивностью 70 мГал, которая обусловлена влиянием доминирующих на поверхности высокоплотных пород (метаперидотиты, эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты). При построении карты локальных аномалий Δg , отражающей распределение аномалеобразующих источников на уровне средней коры, под южной частью марункеуского комплекса мы обнаружили высокоинтенсивную аномалию, с дугообразным изгибом на запад. Результаты качественной и количественной интерпретации гравитационного поля [3] позволили выявить четкую корреляцию между плотностными неоднородностями средней коры и высокоплотными породами южной части марункеуского эклогит-сланцевого комплекса.

Выводы

Из приведенных данных, с учетом результатов ранее выполненных исследований [4,5], видно, что наиболее отчетливо породы марункеуского комплекса севера дифференцированы по плотности. Их плотностные свойства, очевидно, определяются, в первую очередь, составом протолитов. Среди пород, слагающих рассматриваемый комплекс, повышенную плотность относительно протолитов могут иметь только эклогиты (богатые породообразующим минералом, имеющим аномально высокую плотность – гранатом). Наложенные локальные процессы (гранитизация, диафторез и др.) могут привести к некоторому снижению плотности пород.

Широкий спектр магнитных свойств пород марункеуского комплекса не обнаруживает отражения в магнитном поле, что связано с нивелирующей ролью полиметаморфизма. Метаморфизм пород в целом привел к снижению их удельной магнитной восприимчивости, поэтому над марункеуским комплексом наблюдается отрицательное аномальное магнитное поле. Северо-северо-восточная ориентировка магнитных аномалий определяется наличием относительно высокомагнитных пород в зонах низкотемпературных диафторитов, образование которых связано с процессами формирования уралитов.

Более стабильной петрофизической характеристикой, меньше зависящей от метаморфических преобразований пород, является их плотность. Она в основном определяется составом протолитов. Среди пород, слагающих рассматриваемый комплекс, повышенную плотность относительно протолитов могут иметь только эклогиты. К некоторому снижению плотности пород могут привести наложенные локальные процессы, такие как гранитизация и диафторез.

Гравиметрические данные являются определяющими для установления структуры и особенностей глубинного строения. Подтверждено представление о субширотном структурном плане марункеуского комплекса, что является дополнительным аргументом в пользу отнесения этого объекта к раннедокембрийским образованиям [6] и его трактовки как тектони-

чески перемещенного фрагмента нижнедокембрийского кристаллического основания, вовлеченного в структуру Уралид.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17

Список литературы

1. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, П. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
2. Карта аномально магнитного поля (ΔT)а России и прилегающих акваторий СПб.: ВСЕГЕИ, 2004 г.
3. Маловичко А.К., Татунина О.Л. использование высших производных при обработке и интерпретации результатов геофизических наблюдений. М.: Недра, 1981, 186 с.
4. Пономарева Т.А., Пыстин А.М. Петрофизическая характеристика пород полиметаморфических комплексов севера Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2014. №2. С.68–74.
5. Пономарева Т.А. Петрофизическая зональность в структурно-вещественных комплексах севера Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. № 1. С. 8–15.
6. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Панфилов А.В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с.
7. Сводная гравиметрическая карта Северного, Приполярного и Полярного Урала в редукции Буге с $\sigma = 2.67$ г/см³ масштаба 1:200000 (второе поколение). Свердловск, УГУ, 1974.

ИЗУЧЕНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ РАЗРЕЗОВ МЕТОДОМ ГРУППОВОГО УЧЕТА АРГУМЕНТОВ

*Пономаренко И.А. (ФГБОУ ВО "ВГУ", г. Воронеж, kochuta@yandex.ru),
Муравина О.М. (ФГБОУ ВО "ВГУ", г. Воронеж),
Аузин А.А. (ФГБОУ ВО "ВГУ", г. Воронеж)*

Аннотация. Представлены результаты применения метода группового учета аргументов (МГУА) в качестве экспресс-метода определения коллекторских свойств разреза. Исходными материалами для выполнения идентификационного моделирования являются цифровые данные геофизических исследований скважин (ГИС). Показано, что помощью идентификационного уравнения, полученного для одной (эталонной) скважины, уверенно выявляются зоны коллекторов в соседней скважине по данным ограниченного набора методов.

Ключевые слова: метод группового учета аргументов, коллекторы, геофизические исследования скважин.

В настоящей работе приводятся результаты развития исследований, направленных на выявление возможностей метода группового учета аргументов при изучении коллекторских свойств осадочных разрезов. На первом этапе [1, 2, 4-6] была выполнена оценка принципиальной возможности МГУА при выявлении в разрезе зон коллекторов и определении характера их насыщения. В качестве исходных данных использовались результаты геофизических исследований разведочной скважины одного из нефтегазовых месторождений Западной Сибири с хорошо изученным строением разреза. Вычислительный эксперимент выполнялся с помощью авторской программы, реализующей МГУА и адаптированной для работы с геофизической информацией [3].

В результате моделирования были получены две модели. Первая модель представляла собой идентификационное уравнение, уверенно выявляющее зону коллектора среди вмещающих пород. При этом в качестве переменных аргументов использовались только данные

кавернометрии и индукционного каротажа. Вторая модель направлена на решение более сложной задачи – идентификации характера насыщения коллектора (нефть или вода). В модельном уравнении в качестве переменных-аргументов были задействованы данные следующих методов ГИС: гамма-каротаж, индукционный каротаж, каротаж сопротивлений с обращенным градиент- и потенциал-зондами. Достоверность полученных результатов была подтверждена при обработке независимых данных для той же скважины.

Таким образом, в результате была подтверждена перспективность МГУА при идентификации и изучении коллекторских свойств разреза и сформулированы основные задачи дальнейших исследований. Одной из таких задач была проверка возможности экстраполяции полученных математических моделей на соседние скважины [5]. Решение этой задачи представлено в настоящей работе.

На рис. 1 показана условная схема расположения скважин, задействованных в процедуре идентификационного моделирования первого и второго этапов. Технологии идентификационного анализа в основных чертах соответствовала методике ранее выполненных исследований [1, 2, 4-6], однако, были и отличительные особенности.

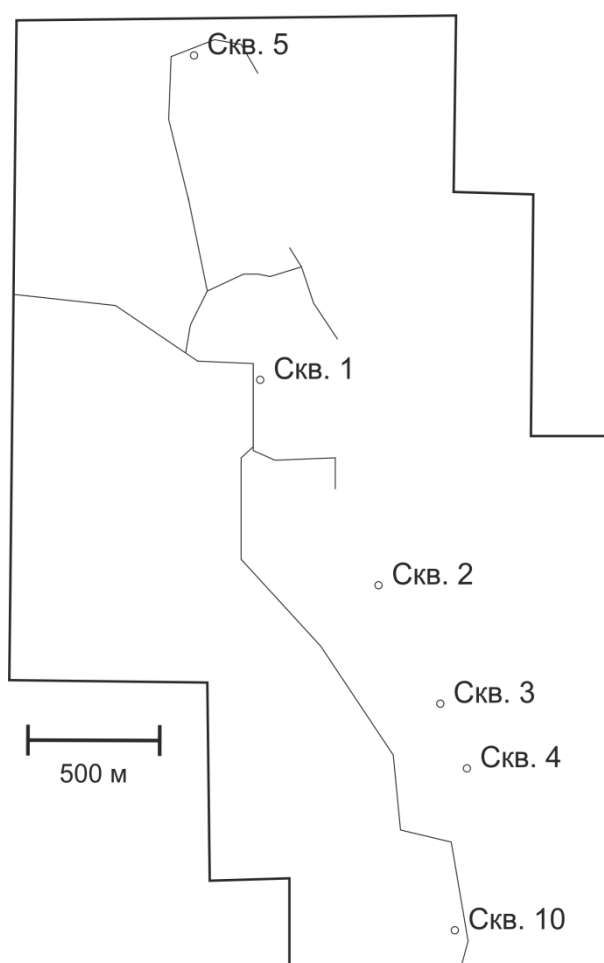


Рис. 1. Схема расположения скважин

Как и раньше, на первом этапе, были составлены входные таблицы (таблицы исходной информации), в которых были сопоставлены данные каротажа и результатов интерпретации (выделение коллекторов, определение насыщенности коллекторов, описание керна) для двух скважин 4 и 2, расположенных на небольшом удалении друг от друга (рис. 1) и имеющих сходный геологический разрез. На следующем этапе была выполнена коррекция входных таблиц, которая заключалась в удалении данных о сложных и недообследованных участках разреза, к которым были отнесены участки с неопределенными коллекторскими свойствами

или на которых был проведён не весь комплекс каротажа. Данные каротажа нормировались по амплитуде, а значению индексной переменной КОЛЛЕКТОР/НЕ КОЛЛЕКТОР были присвоены, соответственно, значения 100/0.

На следующем этапе, на базе входных таблиц, было сформировано несколько выборок данных, которые непосредственно задействовались в процедуре идентификационного моделирования МГУА. В качестве эталонной скважины была использована Сква. 4. В результате было получено несколько моделей, позволяющих идентифицировать зону коллектора по данным методов ГИС. Модельные уравнения, полученные для данных по этой скважине, были опробованы на данных проверочной скважины – Сква. 2.

Некоторые результаты моделирования показаны на рис. 2. Модельное уравнение получено на втором ряду селекции и имеет следующий вид:

$$IdK = f(ИК, OGZ, PZ, PS) \quad (1)$$

где ИК - данные индукционного каротажа; OGZ - данные каротажа сопротивления (обращенный градиент-зонд); PZ – данные каротажа сопротивления (потенциал-зонд); PS - данные каротажа самопроизвольной поляризации.

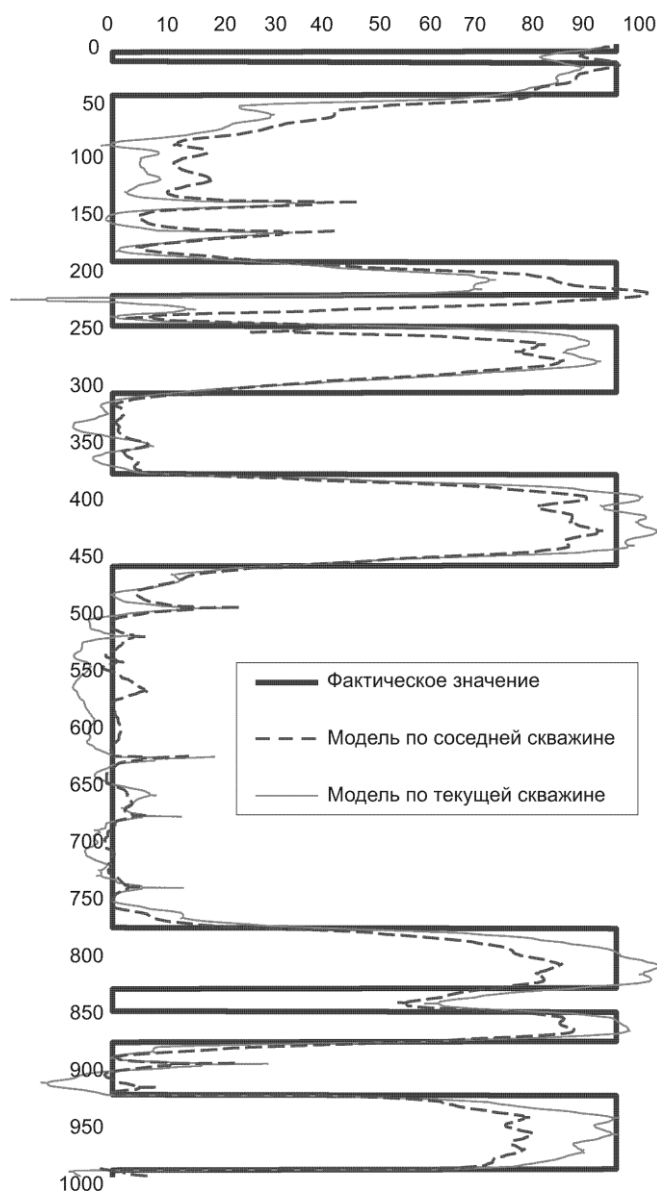


Рис. 2. Результаты идентификационного моделирования МГУА

Некоторые результаты выполненного идентификационного моделирования показаны на рис. 2. Можно обратить внимание, что математические модели разреза хорошо согласуются с геологическими данными. Зоны коллекторов уверенно выделяются.

Таким образом, полученные результаты подтверждают эффективность применения МГУА для выявления коллекторов в скважинах, имеющих сходное геологическое строение разреза. Дальнейшим этапом работы будет использование данного алгоритма, для определения характера насыщения коллекторов.

Основные результаты работы получены в рамках научных исследований по гранту РФФИ № 18-05-00226-а.

Список литературы

1. Аузин А.А., Муравина О.М. Статистический анализ данных каротажа методом группового учета аргументов // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. – Воронеж, 2010. – № 2. – С. 219-224.

2. 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. – Воронеж, 2013. – №1. – С. 184-188.

3. Муравина О.М., Пономоренко И.А. Программная реализация метода группового учета аргументов при идентификационном моделировании геологогеофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2016. – №. 2. – С. 107-110.

4. Муравина О.М., Аузин А.А., Пономаренко И.А., Коротков М.А. Результаты изучения коллекторских свойств пород методом идентификационного моделирования // В сборнике: Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ–РГГРУ) материалы Международной научно-практической конференции, 2018. – С. 404-405.

5. Муравина О.М., Аузин А.А., Глазнев В.Н., Пономаренко И.А. Результаты изучения коллекторских свойств пород методом идентификационного моделирования // Каротажник, 2018. – № 8 (290). – С. 71-80.

6. Муравина О. М., Давудова Э. И., Пономаренко И. А. Возможности идентификационного моделирования при комплексном анализе геолого-геофизических данных // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. – 2018. – С. 66-67.

ПРИМЕНЕНИЕ СКАЛЯРНЫХ ИМПЕДАНСОВ И МНИМЫХ ВЕКТОРОВ ПРИ ВИЗУАЛИЗАЦИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Причений Т.И. (ИГФ НАН Украины, г. Киев, sharapann@ukr.net)

Аннотация. Предложен способ визуализации данных МТЗ безотносительно модели возбуждающего поля и формирования электромагнитного отклика – метод скалярных импедансов. Рассматривается возможность и особенности применения этой методики для визуализации данных МТЗ на примере нескольких теоретически рассчитанных 3D-моделей.

Ключевые слова: Магнитотеллурическое зондирование, тензор импеданса, скалярный импеданс, мнимый вектор.

Классическая теория интерпретации данных МТЗ подразумевает, что тензор импеданса и матрица Визе-Паркинсона являются основными параметрами интерпретации при работе с данными магнитотеллурических зондирований. Базовой моделью «источник-среда» традиционно принимается модель горизонтально-слоистой Земли, возбуждаемой плоской вертикально падающей электромагнитной волной. Электромагнитное поле $\mathbf{E}_r(E_x, E_y)$ и

$\mathbf{H}(H_x, H_y, H_z)$ наблюдается на земной поверхности $z=0$, а основными параметрами являются компоненты тензора импеданса \hat{Z} , связывающего тангенциальные составляющие напряженности магнитотеллурического поля

$$\mathbf{E}_\tau = \hat{Z}\mathbf{H}_\tau$$

и определяемые по этим компонентам кажущиеся удельные сопротивления $\rho_{xy} = |Z_{xy}|^2 / \omega\mu_0$, $\rho_{yx} = |Z_{yx}|^2 / \omega\mu_0$, а также элементы типпера.

Классические подходы к решению магнитотеллурических задач, в частности метод МТЗ, ведущий свое начало от основополагающих работ А.Н.Тихонова и Л. Каньяра, были значительно модифицированы и получили широкое распространение благодаря работам М.Н.Бердичевского и В.И.Дмитриева. Была разработана стройная методика решения обратной задачи, основанная на концепции тензора импеданса, обобщенного тензора импеданса и типпера [1]. С ее помощью было получено множество практических результатов.

Однако геоэлектрика и в частности магнитотеллурика принадлежат к наиболее динамично развивающимся направлениям геофизики. Их высокая востребованность при решении многих практических задач предопределила дальнейшее углубленное исследование как методов интерпретации, так и моделей, описывающих взаимодействие электромагнитного поля с Землей. Это привело к выявлению определенной ограниченности классического тензорного подхода и обусловило необходимость в дальнейшем развитии теории интерпретации МТ-данных. Альтернативные методы интерпретации магнитотеллурических данных в первую очередь опираются на экспериментальные данные, утверждающие более сложный механизм формирования электромагнитного отклика. «...Несмотря на установившуюся традицию и, возможно, даже его канонизацию, тензорный подход не является наиболее общим и универсальным средством описания МТ-процесса на границе раздела «земля – воздух» и в ряде случаев не соответствует данным эксперимента» [4].

Одно из направлений, в котором геоэлектрическая структура среды принимается произвольной, а информация о структуре первичной электромагнитной волны не является существенной, представлено в серии работ В.Н.Шумана [4, 5, и др.]. В этих работах в частности уделено внимание развитию идеи локальной связи непосредственно между тангенциальными компонентами комплексных амплитуд электрического и магнитного поля на отражающей поверхности [6] и развитию этой идеи в направлении решения магнитотеллурических задач.

Согласно [6], локальная связь между компонентами комплексных амплитуд электрического \mathbf{E} и магнитного \mathbf{H} поля на границе раздела может быть представлена равенством

$$\mathbf{n} \times \mathbf{E} \times \mathbf{n} = \frac{(\mathbf{n} \times \mathbf{E} \times \mathbf{n}, \mathbf{n} \times \mathbf{H})}{\|\mathbf{n} \times \mathbf{H}\|^2} (\mathbf{n} \times \mathbf{H}) + \frac{(\mathbf{n} \times \mathbf{E} \times \mathbf{n}, \mathbf{n} \times \mathbf{H}^* \times \mathbf{n})}{\|\mathbf{n} \times \mathbf{H}^* \times \mathbf{n}\|^2} (\mathbf{n} \times \mathbf{H}^* \times \mathbf{n}) \quad (1)$$

Это равенство, по сути, представляет собой разложение вектора \mathbf{E}_τ по двум единичным ортогональным векторам $\frac{\mathbf{n} \times \mathbf{H}}{\|\mathbf{H}_\tau\|}$ и $\frac{\mathbf{n} \times \mathbf{H}^* \times \mathbf{n}}{\|\mathbf{H}_\tau\|}$. Выражение (1) было затем представлено

[6] в виде $\mathbf{E}_\tau = \zeta(\mathbf{n} \times \mathbf{H}_\tau) + \xi^*(\mathbf{H}_\tau^*)$, где параметры $\zeta = -\frac{\mathbf{n}(\mathbf{E}_\tau \times \mathbf{H}_\tau^*)}{\|\mathbf{n} \times \mathbf{H}_\tau\|^2}$ и $\xi = \frac{\mathbf{E}_\tau \mathbf{H}_\tau}{\|\mathbf{n} \times \mathbf{H}_\tau\|^2}$ получили название скалярных импедансов, причем ξ очевидно служит мерой сопряженной ортогональности полей \mathbf{E}_τ и \mathbf{H}_τ .

Путем некоторых преобразований выражения (1) были получены формулы для двух векторов

$$\begin{aligned} \mathbf{K} &= \mathbf{E} \times \mathbf{E}^* - (|\zeta|^2 + |\xi|^2)(\mathbf{H} \times \mathbf{H}^*) + \xi^*(\mathbf{E}^* \times \mathbf{H}^*) - \zeta(\mathbf{E} \times \mathbf{H}) \\ \mathbf{L} &= \zeta(\mathbf{E}^* \times \mathbf{H}) - \zeta^*(\mathbf{E} \times \mathbf{H}^*). \end{aligned}$$

Эти векторы являются чисто мнимыми, обладают свойствами ортогональности и равенства норм. Их направляющие тангенсы являются действительными числами. Входящие в это выражение напряженности электрического и магнитного полей определены как $\mathbf{E}(E_x, E_y, E_z)$ и $\mathbf{H}(H_x, H_y, H_z)$, т. е. содержат все компоненты напряженностей.

Предполагалось [5], что два скалярных импеданса ζ и ξ , а также мнимые векторы \mathbf{K} и \mathbf{L} могут стать полезными при визуализации данных МТЗ. Были проведены вычисления этих параметров для множества моделей, рассчитанных по программе Мак-Ки [7]. Программа позволяет рассчитать компоненты E_x, E_y, H_x, H_y, H_z поля заданной модели для двух вариантов поляризации – (ex, hy) и (ey, hx) .

Результаты вычисления скалярных импедансов для моделей показали, что параметр ζ совпадает с импедансом Z_{xy} для исходной поляризации поля (ex, hy) и с импедансом Z_{yx} для поляризации (ey, hx) [3]. Величина импеданса ξ для всех моделей была практически равна нулю. Таким образом, вычисление кажущегося сопротивления оказалось возможным проводить по формулам $\rho_{xy} = |\zeta|^2 / \omega\mu_0$ для поляризации (ex, hy) и $\rho_{yx} = |\zeta|^2 / \omega\mu_0$ для (ey, hx) .

Результаты вычисления векторов \mathbf{K} и \mathbf{L} не позволяли оконтурить модели простой формы. Рассмотрим несколько примеров. На рисунке 1 приведены векторы \mathbf{K} и \mathbf{L} для модели проводящего куба $1 \times 1 \times 1$ км, $\rho=1$ Ом·м. Куб расположен на глубине 0.5 км от поверхности в центре расчетной площади, помещен в среду, параметры которой соответствуют распределению электропроводности в нормальном разрезе Восточно–Европейской платформы. Первичное поле аппроксимировано полем нормально падающей плоской волны с периодом $T=10$ с.

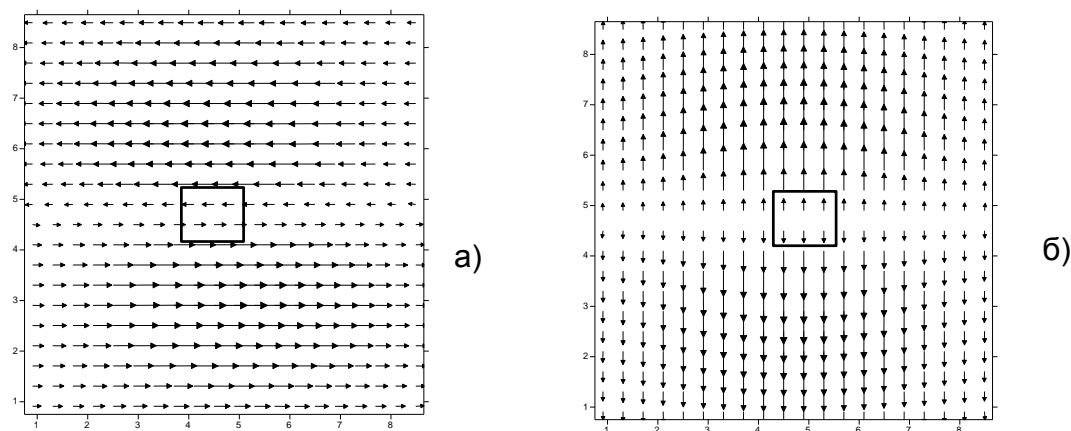


Рис.1. Модель «куб»: а) вектор \mathbf{K} ; поляризация (ex, hy) , б) вектор \mathbf{L} поляризация (ex, hy)

Так же мало информации относительно формы проводящего тела можно видеть и на рисунке 2, где представлены векторы \mathbf{K} и \mathbf{L} для модели типа «угол» с параметрами проводимости аналогичными модели «куб». Для других моделей, когда грани проводящего тела параллельны осям координат, результат был аналогичным. Векторы для поляризации (ex, hy) ортогональны приведенным на рисунках.

Было показано [2], что величина и направление вектора \mathbf{K} полностью определяются характеристиками эллипсов, являющихся проекциями на координатные плоскости пространственных эллипсов поляризации гармонических полей \mathbf{E} и \mathbf{H} , в частности величиной большой и малой полуосей. Для варианта $\xi = 0$ и $E_z = 0$, что имеет место в данных модельных примерах,

$$\mathbf{K} = -|\zeta|^2 (\mathbf{H} \times \mathbf{H}^*),$$

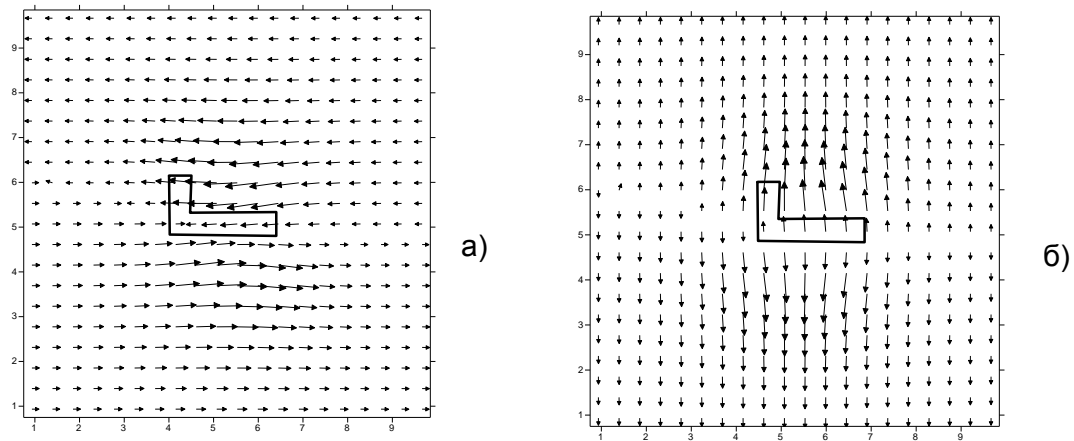


Рис.2. Модель «угол»: а) вектор \mathbf{K} поляризации (e_x, h_y) ; б) вектор \mathbf{L} поляризации (e_x, h_y) .

а его составляющие по осям координат

$$K_x = -2i|\zeta|^2 \operatorname{Im}(H_y H_z^*)$$

$$K_y = 2i|\zeta|^2 \operatorname{Im}(H_x H_z^*)$$

$$\operatorname{tg} k = K_y / K_x = -ab_{Hxz} / ab_{Hyz}$$

Поскольку площадь эллипса $S = \pi ab$, можно сказать, что для условия $\xi = 0$ и $E_z = 0$ тангенс угла наклона вектора \mathbf{K} к оси OX определяется отношением площадей эллипсов – проекций трехмерного эллипса поляризации поля \mathbf{H} – на плоскости XOZ , YOZ . Для ненулевого поля главная ось эллипса не может быть равна нулю; но если какая-либо из малых осей этих проективных эллипсов нулевая, вектор \mathbf{K} будет направлен вдоль одной из осей координат. Вычисление значений полуосей эллипсов поляризации поля \mathbf{H} для моделей подтвердило это утверждение.

Очевидно, что информации, содержащейся в значениях поля единственной поляризации, недостаточно для целей визуализации данным методом. Использование обеих поляризаций позволило улучшить ситуацию. На рисунке 3 представлены комбинированные величины – суммы и разности векторов \mathbf{K} и \mathbf{L} для обеих поляризаций.

Комбинированные векторы прекрасно «маркируют» проводящую структуру. Модель «угол», к примеру, вполне узнаваема (рис. 4).

Следует также обратить внимание на тот факт, что суммарный вектор $\mathbf{L}_s = \mathbf{L1} + \mathbf{L2}$ повторяет (для всех рассчитанных моделей) вид векторов Визе $\mathbf{W}_z \text{ real}$. Тангенсы углов наклона векторов $\mathbf{L}_s = \mathbf{L1} + \mathbf{L2}$ и $\mathbf{W}_z \text{ real}$ равны с высокой точностью. А величины $|\mathbf{L}_s|/|\mathbf{L}_0|$ и $|\mathbf{W}_r|/|\mathbf{W}_r_0|$, т. е. значения модулей векторов \mathbf{L}_s и $\mathbf{W}_z \text{ real}$, нормированные по значению модуля в некоторой точке, равны.

В случае моделирования структур, грани которых не параллельны осям координат (не совпадают с направлениями первоначального поля), не возникает необходимости использовать комбинированные векторные величины для визуализации контуров структур. Для модели разлома (рис.5), идущего через исследуемую площадь под углом, величина и направление вектора \mathbf{L} прекрасно маркируют данную структуру.

Тестирование метода скалярных импедансов на большом числе моделей показало, что он уже может быть успешно использован на этапе выбора компактного множества моделей, внутри которого ищется решение обратной задачи. Однако особенно интересно было бы использовать его возможности для поля с полным набором компонент, т. е. при наличии компоненты E_z .

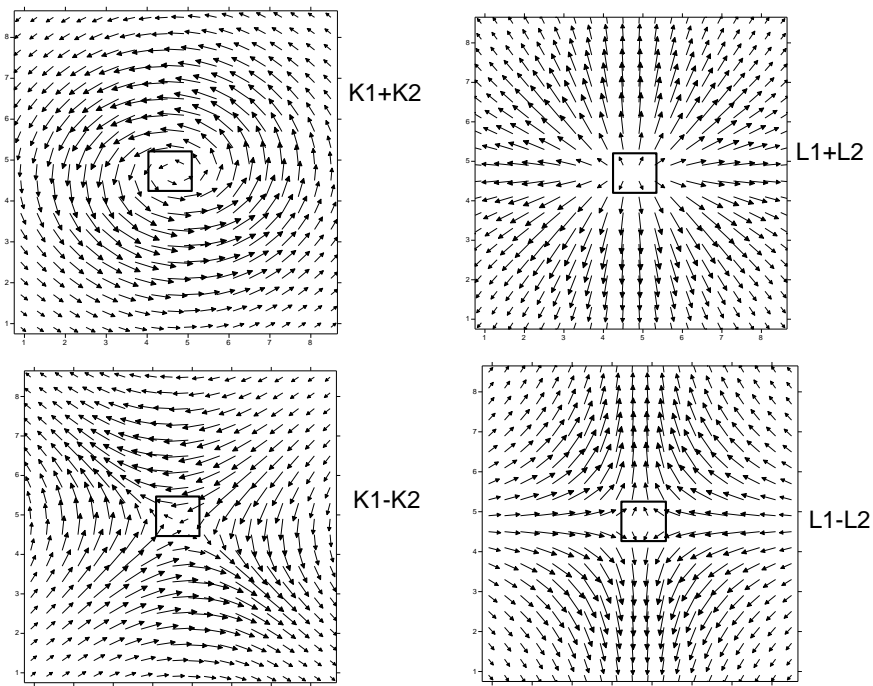


Рис. 3. Поле суммарных значений векторов \mathbf{K} и \mathbf{L} модели «куб» для двух ортогональных поляризаций; $\mathbf{K}1$, $\mathbf{L}1$ - векторы \mathbf{K} и \mathbf{L} для поляризации (ex, hy) ; $\mathbf{K}2$, $\mathbf{L}2$ - векторы \mathbf{K} и \mathbf{L} для поляризации (ey, hx) .

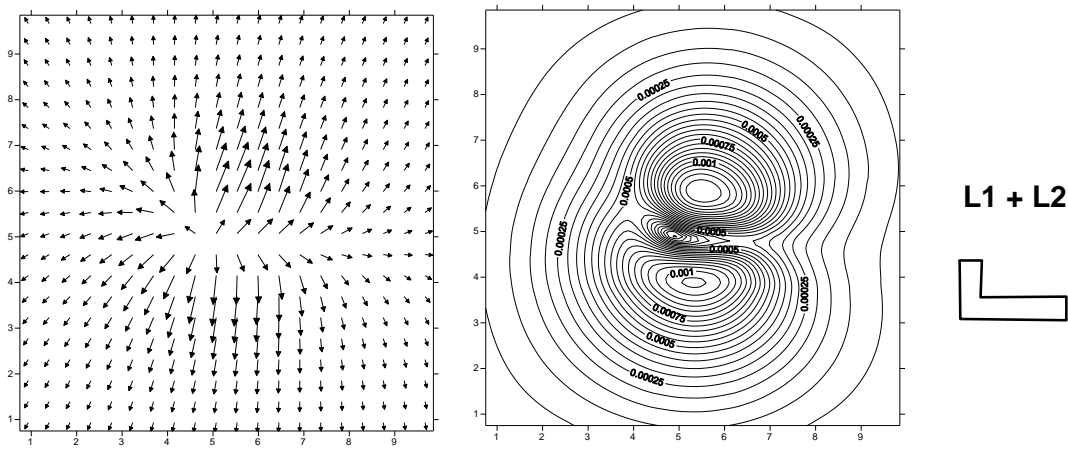


Рис.4. $\mathbf{L}_s = \mathbf{L}1 + \mathbf{L}2$ и $\|\mathbf{L}_s\|$ для модели «угол».

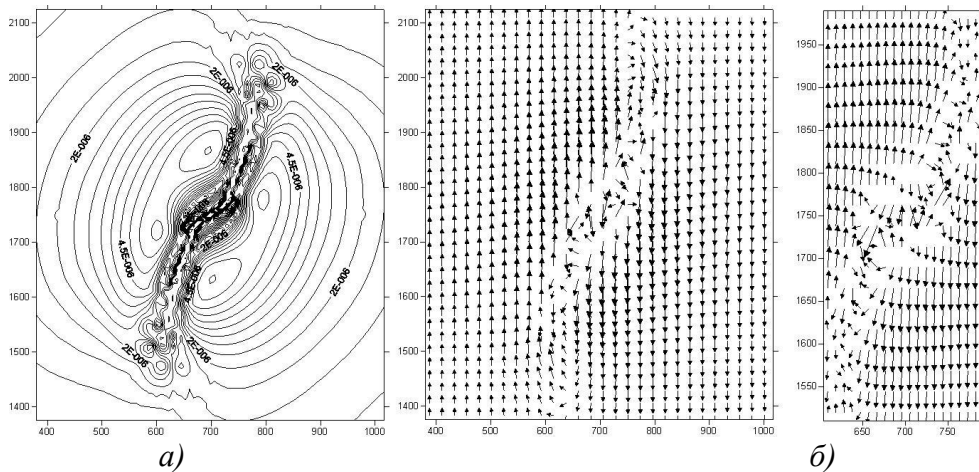


Рис.5. Модель «косой разлом» поляризация (ex, hy) : а) $\|\mathbf{L}\|$; б) вектор \mathbf{L} .

Список литературы

1. Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И. Модели и методы магнитотеллурики. – Москва: Научн. мир, 2009. – 680с.
2. Причепий Т. И. Векторное тождество импедансного типа и эллипсы поляризации гармонического электромагнитного поля // Геофиз. журн.–2007. –29, № 5. С.124 – 141.
3. Причепий Т. И. О возможности использования скалярных импедансов при решении обратной задачи МТЗ для трехмерных моделей// Геофиз. журн.–2016. –38, № 2. С.88 – 97.
4. Шуман В.Н. Методы и модели электромагнитных зондирующих систем: состояние, ограничения и новые возможности // Геофиз. журн.–2006. – 28, № 1. – С.17 – 30.
5. Шуман В.Н. Магнитотеллурический импеданс: фундаментальные модели и возможности их обобщения// Геофиз. журн.–2010. –32, № 3. – С.18 – 28.
6. Aboul-Atta O. A., Boerner W. M. Vectorial Impedance Identity for the Natural Dependence of Harmonic Fields on Closed Boundaries // Canadian .Phys. – 1975. – 53, № 15. – P. 1404 – 1407.
7. Mackie R. L., Smith J. T. and Madden T. R. Three dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example.//Radio Science. – 1994. – 29. – p. 923–935.

ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ

Романов А.М. (Институт геофизических исследований РГП ИГИ МЭ РК, г. Курчатов, Казахстан)

Метасоматические месторождения полезных ископаемых формируются в гидродинамических структурах за счет взаимодействия горных пород и вод. Процессы, происходящие в гидродинамических структурах, описываются на основе термодинамических представлений. Геологические среды относятся к открытым системам, что нарушает условия применимости химической термодинамики. Устранение нарушения осуществляется путем использования электрофизических факторов, определяющих взаимодействие горных пород с водами. Параметры электрофизических факторов коррелируют с термодинамическими факторами, но в отличие от последних не подпадают под ограничение соблюдения закрытости системы. Устанавливается, что в отличие от термодинамических параметров электрофизические параметры исследуемых геологических сред могут определяться дистанционно, преимущественно электроразведочными методами. С помощью электроразведки возможны определение местоположения и формы гидродинамической структуры, а также локализация участков межфазного перехода веществ. В частности – месторождений полезных ископаемых или ореолов загрязнений.

В настоящее время значительное внимание уделяется изучению взаимодействия горных пород и вод. Одним из основателей этого направления является Шварцев С.Л. Он полагал необходимым формирование общего представления перераспределения веществ в гидродинамических структурах литосферы. Современные представления процессов взаимодействия горных пород и вод формируются на основе контактных методов - геологического, гидрогеологического, геохимического и гидрогеохимического. С их помощью описываются процессы выщелачивания, транспортировки и отложения вещества. В том числе и образования метасоматических месторождений полезных ископаемых.

Растворимость не является определяющей характеристикой перехода веществ между водами и твердой фазой горных пород. В подавляющем большинстве случаев отсутствует связь между концентрациями химических элементов в твердой фазе и омывающих водах. Химические процессы, протекающие на границах раздела вод и горных пород, обычно рассматриваются с позиции термодинамических представлений. Этот подход разработан для закрытых систем: характеристики химических процессов определяются в условиях статичности –

неподвижности водных растворов относительно твердой фазы. В реальных геологических средах взаимодействие веществ происходит в динамических условиях (течение вод) и обуславливает удаление части реагентов из места реакции и привнос новых. Таким образом, геологические среды по своей сути являются открытыми системами.

Кроме того, термодинамические представления не учитывают геометрию пространства, в котором происходят химические реакции. Причина: прохождение химических реакций не зависит от формы реагирующего объема даже в идеальных лабораторных условиях. Соответственно, объяснение широко известного геологического факта – накопления веществ в «структурных ловушках» на основе термодинамических представлений без дополнительных условий – невозможно.

Перераспределения веществ между твердой и жидкой фазами горных пород происходят и на поверхности земли и в ее недрах. Изучение перераспределений производится преимущественно контактными методами на основе опробования. На поверхности применение этих методов экономически оправдано. Но при изучении недр требуется бурение. И далеко не всегда удается обосновать необходимость резкого увеличения затрат для выявления особенностей в распределениях химического состава горных пород и вод с целью выявления участков преобладающих процессов межфазного перехода веществ.

Взаимодействие горных пород и вод происходит в гидродинамических структурах, морфология которых сложная. Обычно они линейно вытянуты [1]. Выявление таких объектов в недрах с помощью бурения характеризуется высокой вероятностью промахов. Поэтому для сокращения непроизводительных затрат необходимо предварительное применение дистанционных исследований. В частности - геофизических.

Наиболее общей, но не используемой в практике геофизических исследований предпосылкой, является формирование оруденения, а также физико-геологических особенностей рудовмещающих структур в результате взаимодействия потоков вод с горными породами. Геолого-геохимические представления о переходе веществ из твердой фазы горных пород в потоки вод и обратно - известны. Но существуют осложнения, препятствующие определению физико-геологических предпосылок на основе этих представлений. К ним относятся:

- частичность перехода веществ из твердой фазы горных пород в жидкую и обратно;
- прохождение реакций межфазного обмена веществами в открытых средах.

Отсутствие объяснения отложения веществ из растворов в «структурных ловушках», использование параметра «растворимость», отсутствие физического представления процесса взаимодействия горных пород и вод определяют недостаточную корректность физико-геологических предпосылок для постановки, а также интерпретации результатов геофизических съемок. Необходимо обоснованное определение соответствующего комплекса физико-геологических предпосылок.

Для этого разработано физическое представление о взаимодействии горных пород и вод в гидродинамических системах литосферы. Оно основано на трех факторах [2]:

- динамическом – скорости движения вод относительно горных пород (электрический потенциал течения);
- структурном – особенностей пространственных характеристик гидродинамической системы, определяющих изменчивость поперечного сечения потока вод (изменение потенциала течения в местах изменения скорости потока);
- вещественном – минеральных особенностей, определяющих отношение удельных электрических сопротивлений твердой и жидкой фаз (напряженность электрического поля потенциала течения на границах раздела фаз).

Эти факторы непосредственно связаны с электрическим потенциалом и могут влиять на взаимодействие вод и горных пород только через посредство электрического поля. Энергия, а также напряженность электрического поля ионных соединений тесно коррелируют с термодинамическими параметрами [3]:

- энтропией и удельной теплоемкостью (высокий уровень связи);

–энтальпией и энергией Гиббса (коэффициент корреляции повышенный, превышающий критический уровень значимости).

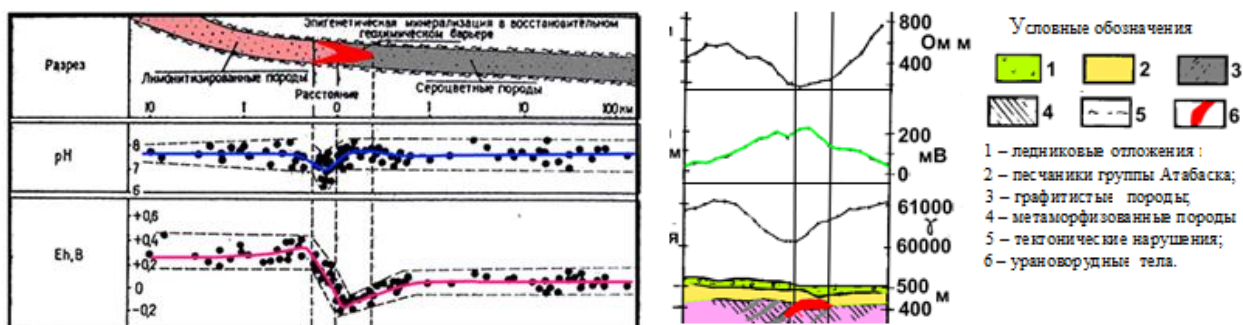
Экспериментальные данные, полученные автором [4], позволяют утверждать, что энтропия, удельная теплоемкость и электрические параметры являются сторонами одних и тех же процессов взаимодействия фаз среды. При этом следует учитывать известную связь энтропии и структуры среды. То есть, геоэлектрические параметры могут использоваться для характеристики гидродинамических структур недр и не требуют соблюдения изолированности системы. Применимость других параметров (магнитной восприимчивости, плотности, радиоактивности и скорости сейсмических волн) в вышеприведенном контексте - проблематична.

Электрическая природа параметров предполагает преимущественное использование для дистанционного изучения гидродинамических структур методами электроразведки:

- естественного электрического поля (динамический фактор);
- кажущегося сопротивления (вещественный и структурный факторы).

Правомерность вышеприведенного представления доказана результатами геофизических, геохимических и гидрогеохимических исследований в природных и техногенных условиях. Наиболее распространены в природных условиях электрические поля течения (фильтрации) вод в горных породах. Поля, возникающие за счет окислительно-восстановительных реакций, характеризуются существенно меньшей масштабностью, но большей интенсивностью и, зачастую, отрицательным знаком.

При картировании гидродинамических структур поля окислительно-восстановительной природы являются помехой, осложняющей интерпретацию и выявление динамического фактора. Поэтому, в качестве примера использованы результаты съемок по урановым месторождениям – объектам с низкими содержаниями электропроводящих включений. Рудные (урановые) минералы характеризуются ионной проводимостью. Соответственно аномалии естественного поля (ЕП) структур, вмещающих урановое оруденение, преимущественно являются следствием течения вод относительно горных пород. Результаты, представленные на рисунке 1, демонстрируют проявленность динамического фактора в структурах, вмещающих как экзогенные, так и гидротермальные месторождения урана.



Электрохимические характеристики гидродинамической структуры (по А.К. Лисицыну)

Графики геофизических съемок (потенциал течения ЕП выделен зеленым цветом) по данным Gatzweiler R., Shmeling B., Tan B.

Рис. 1. Природные распределения электрохимических и электрофизических характеристик, представляющих наличие динамического фактора на участках урановых месторождений

На участке поступления грунтовых вод в болота непосредственно в жидкой фазе отмечены повышенные концентрации урана, существенно превышающие концентрации его в грунтовых водах (рисунок 2). То есть, накопление вещества происходит на участке расширения потока [5]. Полагается, что таким образом проявляется наличие структурного фактора, влияющего на перераспределение веществ гидродинамической структуре.

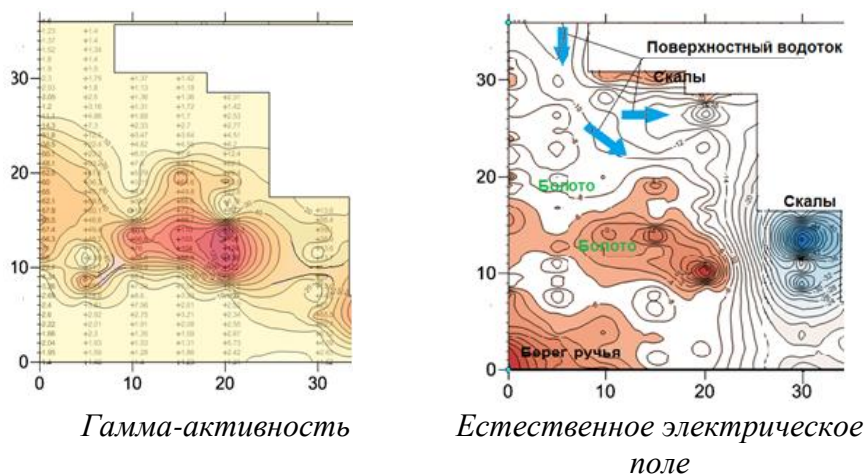


Рис. 4. Проявленность динамического фактора в техногенных условиях по совместным распределениям радионуклидов (гамма-активности) и потенциала течения электрического поля на участке боевой штольни Семипалатинского полигона (данные автора)

Проявленность структурного и вещественного факторов показана на рисунке 5. На участке расширения ручья, выносящего радионуклиды из отвала урановых руд, (впадение ручья в плес и в реку) отмечены повышения мощности экспозиционной дозы гамма-излучения (МЭД) – проявление структурного фактора. В месте пересечения ручьем выхода скальных горных пород высокого электрического сопротивления также отмечено аномальное повышение МЭД и альфа-активности.

Таким образом, независимо от природы гидродинамических структур (природной или техногенной), электрофизические факторы перераспределения веществ проявляются одинаково.

Накопление веществ в местах наиболее интенсивного проявления этих факторов, является основанием для постановки оценочных методов с целью обнаружения оруденения или ореолов наибольшего загрязнения техногенными веществами. Перспективность участка исследований определяется по интенсивности и размерам положительных аномалий ЕП, их приуроченности к зонам высокой вариации удельного электрического сопротивления на фоне общего расширения зон пониженного сопротивления.

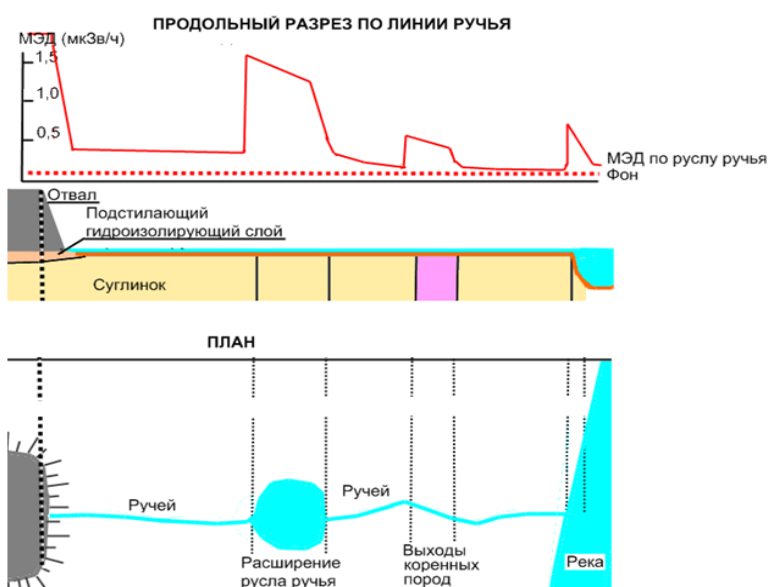


Рис. 5. Проявленность структурного и вещественного факторов в техногенных условиях по распределениям МЭД гамма излучения на участке временного водотока из отвала урановых руд (по данным РГП Уранликвидрудник и автора)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидродинамические структуры характеризуются наличием электрофизических факторов - динамических, структурных и вещественных. Параметры этих факторов, наряду с термодинамическими параметрами, определяют процессы взаимодействия горных пород и вод. Электрофизическая природа параметров указывает на преимущественность использования электрометрических методов при картировании гидродинамических структур литосферы и локализации в них участков, перспективных на обнаружение оруденения (или загрязнения). Применимость геофизических методов в данном направлении, основывается на физико-геологических предпосылках, имеющих наиболее высокий вес и значимость в характеристике исследуемых объектов. Главной геологической предпосылкой является наличие структур, благоприятных для формирования рудных объектов, а также наличие в прошлом и/или настоящем рудообразующих процессов. Это же относится к выявлению структур распространения техногенных опасных веществ в окружающей среде.

Список литературы

1. Романов А.М. Преимущественная форма распространения веществ в литосфере и атмосфере. Тезисы докладов VIII Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий». 04-08.2014. Курчатов, Казахстан. С. 70-71.
2. Романов А.М. Физико-геологическое представление взаимодействия горных пород и вод. Материалы II Всероссийской конференции с международным участием, ДВО РАН, Владивосток, 2015, С.579–582.
3. Романов А.М., Модификация термодинамических представлений для геосферы/ IX Международная конференция «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий» Тез. докл., Алматы, 2016 г
4. Романов А.М., Марченко И.О., Мельничук М.А. Изменение удельного электрического сопротивления водных растворов под воздействием электрического поля. / Вестник НЯЦ РК, 2016 - вып.4. – С. 111 - 114.
5. Романов А.М., Романова М.А. Модификация физико-геологического представления о формировании эпигенетических месторождений урана. Екатеринбург, УИПП, 2012. 238 с.
6. Романов, А.М. Физико-геологическая характеристика миграции радионуклидов / А.М. Романов. - Семей: Издательский дом «Интеллект», 2017 – 110 с.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ МАГНИТОРАЗВЕДКИ В НИЗКИХ МАГНИТНЫХ ШИРОТАХ ПРИ КАРТИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Савин В.А. (ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, savinvasily@rambler.ru)
Санжаровская В.В. (Горный университет, г. Санкт-Петербург, sanzharovskaja.v@yandex.ru),

Аннотация. Рассмотрены основные проблемы обработки и интерпретации данных магниторазведки при работе в низких магнитных широтах: существенный вклад изменений солнечной активности в дневные вариации магнитного поля, наличие высокоамплитудных короткопериодных атмосфериков (молниевых разрядов) и искажение модельной формы магнитной аномалии над источником за счет магнитной широты. Особенности этих проблем и способы их решения обсуждаются на примере фактических данных, полученных при картировании редкометальных пегматитов в экваториальной части Африки (Республика Руанда).

Ключевые слова: магниторазведка, экватор, вариации, атмосферерики, редукция к полюсу.

Особенности обработки и интерпретации данных магниторазведки, связанные с географическим положением района работ в низких магнитных широтах практически не обсуждаются в опубликованной отечественной литературе [1, 2] и лишь поверхностно рассматриваются в зарубежной [5]. Основными проблемами обработки данных магниторазведки при работе в низких магнитных широтах являются существенный вклад изменений солнечной активности в дневные вариации магнитного поля и наличие высокоамплитудных короткопериодных атмосфериков (молниевых разрядов). Проблемой интерпретации данных является искажение модельной формы магнитной аномалии над источником за счет магнитной широты. Низкая магнитная широта (рис. 1) подразумевает абсолютное магнитное наклонение менее $\pm 20^\circ$ (30°) [6], поэтому для исследований, выполняемых на территории России, которая располагается в умеренных и высоких магнитных широтах, эти проблемы не представляют значительного интереса. Однако при реализации проектов в экваториальной и тропической зоне обсуждаемый ниже опыт может быть весьма актуален.

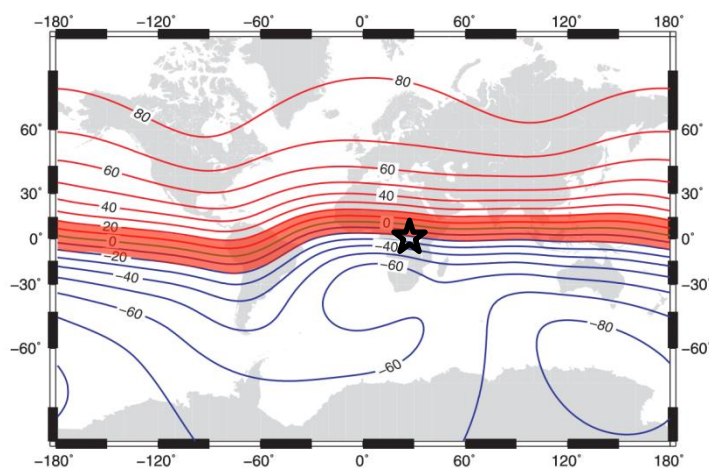


Рис. 1. Карта магнитных наклонений (I) для эпохи 2015.0 [11]. Полупрозрачная заливка – область низких магнитных широт, положение исследуемой площади обозначено звездочкой.

Фактические данные, используемые в настоящей работе, были получены при картировании редкометальных пегматитов в экваториальной части Африки (Республика Руанда). Исследуемый район располагается в пределах складчатого пояса Карагве-Анколе, который сложен мезо- и палеопротерозойскими метаосадочными и метавулканическими породами (1450–1000 млн. лет). Пояс образует металлогеническую провинцию Nb-Ta (колумбит-танталит), Sn (касситерит) и W (вольфрамит) [7]. Руды локализуются в пегматитах, которые имеют пространственную связь с гранитами S-типа возрастом 986 ± 10 млн. лет [9] и контролируются разломной тектоникой северного и северо-западного простирания. Пегматитовые тела представляют собой согласно залегающие альбит-кварцевые жилы мощностью от 1–1.5 до 5 метров. Пегматиты грейзенизированы и выветрены до состояния каолиновой массы. Коренные породы повсеместно перекрыты латеритами и нерасчлененными элювиальными и аллювиальными отложениями четвертичного возраста мощностью от 5 до 20 метров, что затрудняло выполнение геологической съемки.

Приуроченность рудоносных пегматитовых тел к разломам и их сильная выветрелость явились ключевыми факторами для успешного применения геофизических методов картирования. Комплекс геофизических исследований включал площадную электроразведку методом вызванной поляризации, электрическую томографию, пешеходную магниторазведку и гамма-спектрометрию.

Магниторазведка выполнялась с целью картирования разломной тектоники. Исследования выполнялись при помощи магнитометров ММПОС-1 (Лаборатория Квантовой Магнитометрии, г. Екатеринбург) по сети 50 x 10 м. В каждой точке наблюдения измерялся модуль вектора индукции геомагнитного поля. В качестве вариационной станции также использовался прибор ММПОС-1, фиксированный на все время выполнения съемки в удаленном от

помех месте вблизи района работ. Вариационная станция выполняла измерения в автоматическом режиме с частотой 1 Гц. Обработка данных осуществлялась в программном пакете Geosoft Oasis Montaj. Значения аномального магнитного поля вычислялись с использованием модели IGRF-12 [11].

На графиках вариаций магнитного поля, полученных процессе съемки, наблюдается ряд явлений, существенно осложняющих их нормальный суточный ход (рис. 2). Первый тип явлений характеризуется возмущениями с периодами от 10–15 минут до 2 часов и относительно небольшими амплитудами до 50–60 нТл, которые сопоставимы с амплитудами солнечно-суточных вариаций. Это явление фиксировалось не каждый день, но всегда возникало в околополуденное время. Согласно классификации, предложенной в работе J.D. Fairhead [5], мы рассматриваем возмущения подобного типа как бухтообразные магнитные вариации, связанные с увеличениями интенсивности солнечного ветра, которые наблюдаются на экваторе благодаря проникновению ионосферных токов растекания из высоких широт [4].

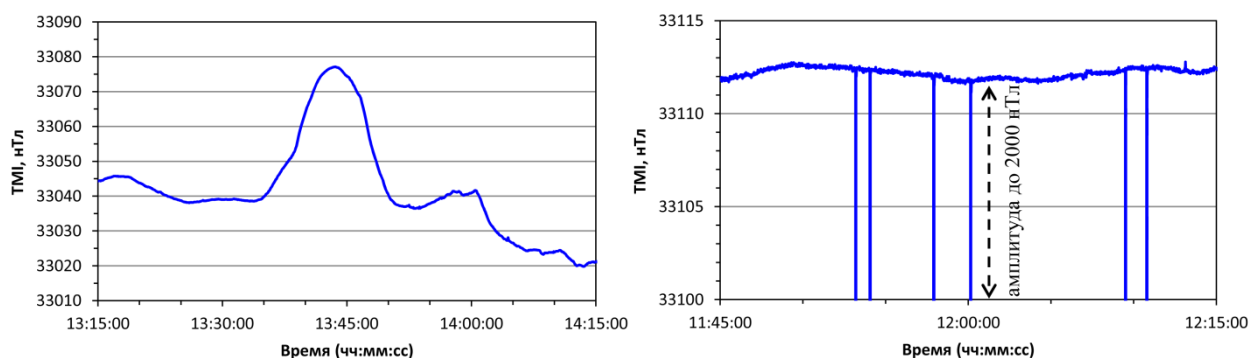
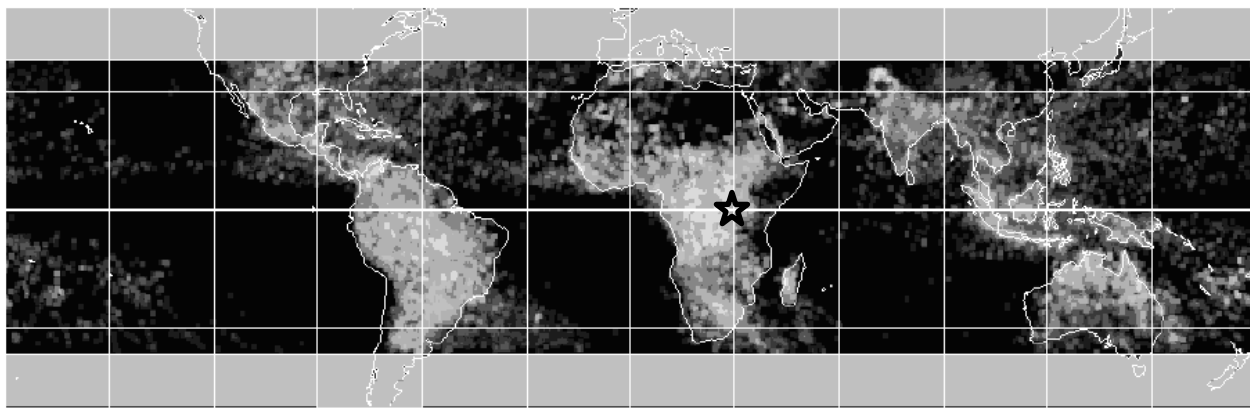


Рис. 2. Фрагменты наблюдаемых вариаций магнитного поля. Эффекты, осложняющие суточные вариации: бухтообразные возмущения (слева) и атмосферика (справа).

Бухтообразные возмущения, достигающие значительных амплитуд за короткие промежутки времени, являются помехой при проведении высокоточных магнитных съемок. Например, наиболее интенсивные возмущения, отмеченные в выполненных нами наблюдениях, происходили со скоростью 7–8 нТл/мин. Решение проблемы учета этого явления может быть достигнуто уже на этапе полевых работ путем непрерывной записи вариаций с интервалом 1–10 секунд. При этом оптимальная точность синхронизации часов вариационной станции и приборов, выполняющих съемку, обеспечивается использованием часов GPS/ГЛОНАСС приемников. Временной интервал записи может быть увеличен, если ожидаемые аномалии магнитного поля от геологических объектов составляют десятки нТл при значительной их протяженности, т.е. если высокоточная съемка не требуется.

Второй тип явлений характеризуется единичными и нерегулярными всплесками, возникающими на графике вариаций до 10–15 раз в час. Отмечено увеличение частоты их появления с приближением сезона дождей. Длительность всплесков составляет 1–2 секунды, амплитуда до 2000 нТл (рис. 2). Наблюдаемые особенности дают основание связать рассматриваемое явление с электрическими разрядами в атмосфере (атмосфериками), возникающими при молниевых разрядах. Атмосферика сопровождается всплесками электромагнитного излучения, которые формируются при локальных сильных возмущениях электрического поля в районе самого разряда (облако-земля, облако-облако) и уходят в ионосферу и далее в магнитосферу [3]. Возникновение атмосфериков обусловлено положением исследуемой площади в пределах географического максимума активности гроз, который находится в экваториальных и тропических районах Африки и Южной Америки (рис. 3). Плотность частоты возникновения молний в Руанде по результатам многолетнего мониторинга [10] составляет до 10 вспышек в месяц на кв. км.



Плотность частоты вспышек молний (вспышки/км²/месяц)



Рис. 3. Распределение молний по их частоте на Земле в сезон зимы северного полушария (декабрь-февраль) [10]. Положение исследуемой площади обозначено звездочкой.

При совпадении времени измерения модуля вектора магнитной индукции в точке наблюдения и молниевое разряда (вероятность чего весьма невелика) в полученных данных фиксируется аномалия с амплитудой от 400 до 2000 нТл. Эта ложная аномалия может быть разбавлена путем выполнения повторного измерения в той же точке наблюдения. На графике вариаций магнитного поля эффекты, связанные нами с атмосфериками, регистрируются при записи вариаций с интервалом 1 секунда. Экстремальные значения вариаций могут быть удалены с графика при помощи нелинейного фильтра.

Интерпретация данных магниторазведки заключалась в выделении рудоконтролирующих разломов. В условиях слабой геологической обнаженности точное определение местоположения разломов имело принципиальное значение для успеха дальнейших геологоразведочных работ. Между тем, благодаря векторной природе магнитного поля в низких магнитных широтах значительно увеличивается сложность наблюдаемых аномалий, что приводит к проблеме интерпретации полученных данных: ошибкам в определении местоположения источника аномалии и в оценке его параметров (форма, размеры, глубина залегания), потере части направленных аномалий.

Наиболее очевидным подходом к решению этой проблемы является пересчет данных к магнитному полюсу (RTP), где вертикальное направление вектора намагниченности приводит к упрощению наблюдаемых аномалий [5]. На полюсе магнитная аномалия имеет центральный максимум, который расположен непосредственно над магнитным телом и окружен симметричным минимумом меньшей амплитуды. Поэтому карты аномалий, приведенные к полюсу, являются текстурно-аналогичными картам наблюдаемых аномалий, но гораздо лучше подходят для геологической и количественной интерпретации. В опубликованной литературе [6, 8] обсуждаются различные подходы к пересчету данных, полученных в низких магнитных широтах (меньше 10°–20°), когда из-за необходимости высокоамплитудных поправок метод редукции к полюсу дает неустойчивое решение.

В рамках настоящей работы пересчет данных съемки к магнитному полюсу выполнялся в частотной области с использованием модуля Mag/MapFiltering программы Oasis Montaj. Магнитное склонение в пределах исследуемой площади согласно модели IGRF-12 составляет -28°, это условие позволило выполнить редукцию без дополнительных методических приемов. Результаты пересчета представлены на рисунке 4. На карте аномального магнитного поля выделение разломов является весьма неоднозначной задачей ввиду сложной структуры поля. Редукция к полюсу позволила подчеркнуть основные тренды аномалий и выделить разломы северного простирания, которые маркируются магнитными минимумами и подтверждаются результатами электроразведки. Эти минимумы связываются нами с зале-

гающими на глубине апофизами гранитной интрузии. Вдоль восточного разлома локализируются геологические выработки, в которых вскрыты рудоносные (Nb-Ta, Sn) пегматиты.

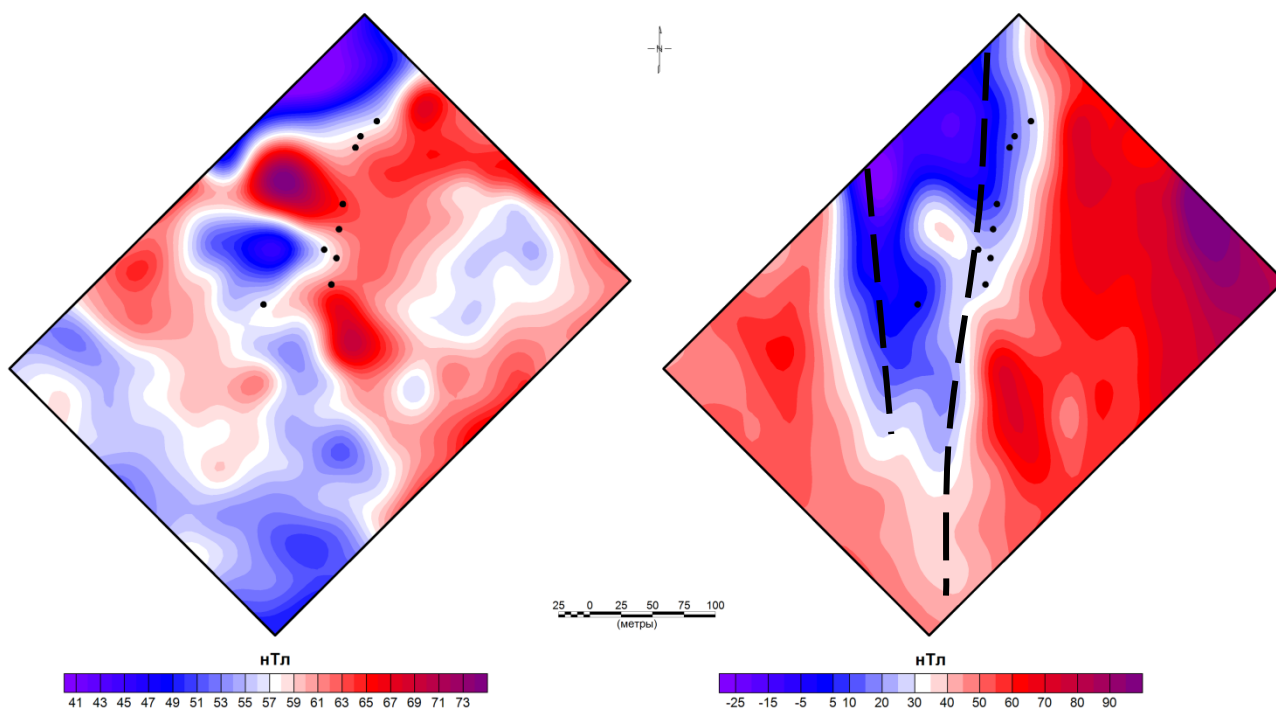


Рис. 4. Аномальное магнитное поле исследуемой площади (слева) и аномальное магнитное поле, редуцированное к магнитному полюсу (справа). Пунктирные линии – разломы, выделенные по комплексу геофизических данных; черные точки – геологические выработки, вскрывшие рудное тело.

Рассмотренные проблемы обработки данных магниторазведки в низких магнитных широтах могут быть решены на этапе полевых работ путем выбора оптимального режима работы вариационной станции на основании рекогносцировочных наблюдений, а также при помощи простого контроля результатов измерений операторами магнитометров.

Особенностью интерпретации данных магниторазведки при картировании пегматитов в районах с низким магнитным наклоном является необходимость трансформации наблюдаемых аномалий к магнитному полюсу с целью визуализации индикаторов и трендов рудоконтролирующих разломов. В качестве таких индикаторов выступают минимумы магнитных аномалий, связанные с апофизами гранитных интрузий, в периферических частях которых формируются рудоносные пегматитовые тела.

Список литературы

1. Блох Ю.И. Теоретические основы комплексной магниторазведки / Ю.И. Блох. М.: МГРИ-РГГРУ, 2012. 160 с.
2. Логачев А.А. Магниторазведка / А.А. Логачев, В.П. Захаров. Л.: Недра, 1979. 351 с.
3. Хренов Б.А. Быстрые вспышки электромагнитного излучения в верхней атмосфере / Б.А. Хренов, Г.К. Гарипов, П.А. Климов и др. // Космические исследования. 2008. Т. 46. № 1. С. 27–36.
4. Цветков Ю.П. Сопоставление магнитных вариаций в экваториальной зоне и полярной шапке для магнитной бури 13 марта 1989 г. / Ю.П. Цветков, А.Н. Зайцев, В.И. Одинцов и др. // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 2. С. 74–84.
5. Fairhead J.D. Advances in gravity and magnetic processing and interpretation / J.D. Fairhead. EAGE Publications, 2015. 419 p.

6. Li X. Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: Observations and considerations / X. Li // *The Leading Edge*. 2008. V. 27(8). P. 990–1002.
7. Muechez Ph. Geological mapping and implications for Nb-Ta, Sn and W prospecting in Rwanda / Ph. Muechez, N. Hulsbosch, S. Dewaele // *Bull. Séanc.Acad. r. Sci. Outre-Mer*. 2014. V. 60. P. 515–530.
8. Shi Zh. A new technique for low magnetic latitude transformation: synthetic model results & examples / Zh.Shi, M. den Hartog, L. Pryer et al. // *Abstracts of 23rd International Geophysical Conference and Exhibition ASEG-PESA*. Melbourne, 2013.
9. Tack L. The 1375 Ma «Kibaran event» in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime / L. Tack, M.T.D. Wingate, B. De Waele et al. // *Precambrian Res.* 2010. V.180. P. 63–84.
10. The Global Hydrology Resource Center (GHRC) Lightning Research Overview [Электронный ресурс] / Режим доступа: www.ghrc.nsstc.nasa.gov/lightning.
11. Thebault E. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation / E. Thebault, Ch.C. Finlay, C.D. Beggan et al. // *Earth, Planets and Space*. 2015. V. 67:79. P. 1–19.

СПОСОБЫ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЯ ПРИ ВЫЯВЛЕНИИ МАЛОМОЩНЫХ КРУТОПАДАЮЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

Сапожников В. М. (УГГУ, г. Екатеринбург, vmsap@mail.ru)

Аннотация. Приведены результаты математического моделирования электроразведки методами срединного градиента, комбинированного и симметричного электропрофилеирования, иллюстрирующие тезисы о способах повышения эффективности этих методов. В качестве моделей искомых объектов используется плоский круглый диск с предельной электропроводностью (изолятор, проводник).

Ключевые слова: диск, электропрофилеирование, профиль измерений, размер установки, аномалия.

Существуют сложности для выявления и правильной классификации слепых геологических тел, к которым относятся трещины или зоны трещиноватости различного масштаба, заполненные водой или минеральным веществом. Их отличительная особенность обусловлена крутым падением и относительно небольшими поперечными размерами. К таким плоским телам относят разрывные нарушения, жилы, дайки, маломощные пласты угля, рудные залежи и другие образования. К последним относятся и надрудные ореолы геохимически измененных горных пород, являющиеся индикаторами глубокозалегающих рудных залежей. И, хотя методология электроразведки рассматриваемых объектов в основном сформирована [1,2,3], имеется необходимость дополнить представления о проявлении специфических особенностей аномалий, позволяющих более надежно выявлять и правильно классифицировать подобные объекты распространёнными методами: срединного градиента (СГ), комбинированного (КЭП) и симметричного (СЭП) электропрофилеирования.

В качестве основной теоретической модели плоского тела использована модель в виде погруженного плоского круглого диска с предельной электропроводностью. Для тел менее контрастных по электропроводности аномалии сохраняют вид, но они меньше по амплитудам. Диск легко преобразуется в полуплоскость [5,6]. Малоизвестное решение автора о поле точечного источника, возмущенного диском [3,4], позволяет легко определить аномалии, характерные для разрезов, которые предшественники получали экспериментально или не были исследованы.

Теоретические основы модели. Особенность упомянутого решения состоит в совместном использовании декартовых (с началом в центре диска, ось z – нормаль) и сфероидальных

координат. При применении последних достаточно ориентироваться на поверхности сжатых сфероидов ($\lambda = \text{const}$) конфокальных диску с радиусом R , являющемуся их предельным образом ($\lambda = 0$). В плоскости включающей диск ($z=0$), изолинии λ представляют окружности, а в нормальной к нему плоскости - это эллипсы конфокальных диску. Координата λ представляет малую полуось сфероидальной поверхности, проходящую через заданную точку. Связь между координатами устанавливается уравнениями:

$$x^2 + y^2 + z^2 = L^2, \lambda^2 = 0,5(L^2/R^2 - 1 + [4z^2/R^2 + (L^2/R^2 - 1)]^{1/2}).$$

В решении фигурируют расстояния $r_{1,2} = [(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2]^{1/2}$ до М от источника А и его зеркального отражения в плоскости, содержащей диск, а так же функции $r^+ = r_2 + r_1$, $r^- = r_2 - r_1$, $(1/r)^+ = (1/r_2 + 1/r_1)$, $(1/r)^- = (1/r_2 - 1/r_1)$.

В однородной и безграничной среде с удельным сопротивлением ρ нормальный потенциал точечного источника $A(x_0, y_0, z_0, \lambda_0)$, эмитсирующего ток J , в удалённой от него на расстоянии r_1 точке М (x, y, z, λ) равен $U_0 = Q/r_1$, $Q = \rho J/4\pi$.

Выражение аномального потенциала плоского круглого диска – изолятора имеет вид:

$$U_a = Q\pi^{-1}[(1/r)^+ \cdot \text{arctg}(r^-/2R\lambda\lambda_0) + (1/r)^- \cdot \text{arctg}(r^+/2R\lambda\lambda_0)]. \quad (1)$$

В случае диска – идеального проводника имеем

$$U_a = 2Q\pi^{-1}R^{-1} \text{arccctg}\lambda_0 \cdot \text{arccctg}\lambda - Q\pi^{-1}[(1/r)^+ \cdot \text{arctg}(r^+/2R\lambda\lambda_0) + (1/r)^- \cdot \text{arctg}(r^-/2R\lambda\lambda_0)] \quad (2)$$

При преобразовании диска в полуплоскость с началом на краю, решение об аномальном потенциале ещё более упрощается и дано в цилиндрической системе координат [4,5,6]. Учет полупространства производится стандартным способом. Приводимые ниже примеры моделирования выполнены при условиях: $\rho=1$, $Q=100$, $R=1$, глубина до верхней кромки диска $H=0.2$, угол наклона диска в радианах - β , угол между профилем наблюдений и проекцией вертикального диска на горизонтальную плоскость - φ . Принято, что разнос трёхэлектродной установки электропрофилирования АМОН или АОН=А и МОНВ или ОВ=А, а разнос приёмной установки МН.

Способы повышения эффективности методов профилирования при электроразведке плоских крутопадающих геологических тел могут быть сформулированы в тезисной форме и проиллюстрированы отдельными теоретическими примерами.

1. *Требуется расширения перечень типовых аномалий электропрофилирования, используемых при качественной интерпретации, не рассмотренных в известных публикациях.* Например, мало кто из специалистов знает, что в методе СЭП над проводником ограниченных размеров наблюдается положительная аномалия ρ_k (рис.1). Не уделено в известной литературе внимание моделям с расположением установок под углом к проекции плоских тел на дневной поверхности. Как видно из рис. 2, объект фиксируется ощутимой аномалией при условии $\varphi < \pi/3$.

Рассмотренный пример может служить иллюстрацией к тезису 2.

2. *Для успешного выявления плоских геологических тел электропрофилирование необходимо проводить при двух ортогональных ориентировках профилей.* Как видим на примере метода СГ при проложении токовой линии вкрест простирания проводники могут не проявляться ощутимыми аномалиями. В методе КЭП знак и интенсивность аномалии зависят от размера проводника. Объекты с пониженной электропроводностью плохо проявляются на профилях, проложенных по простиранию.

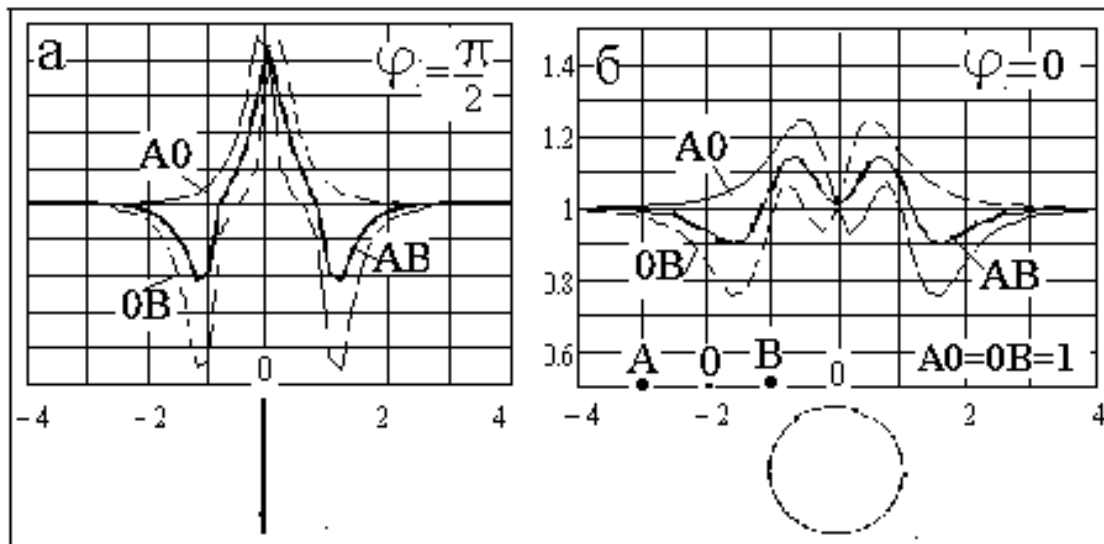


Рис. 1. Графики ρ_k КЭП и СЭП над вертикальным диском – проводником при положении профиля вкrest плоскости (а) и в одной плоскости (б) с диском ($AB=2$)

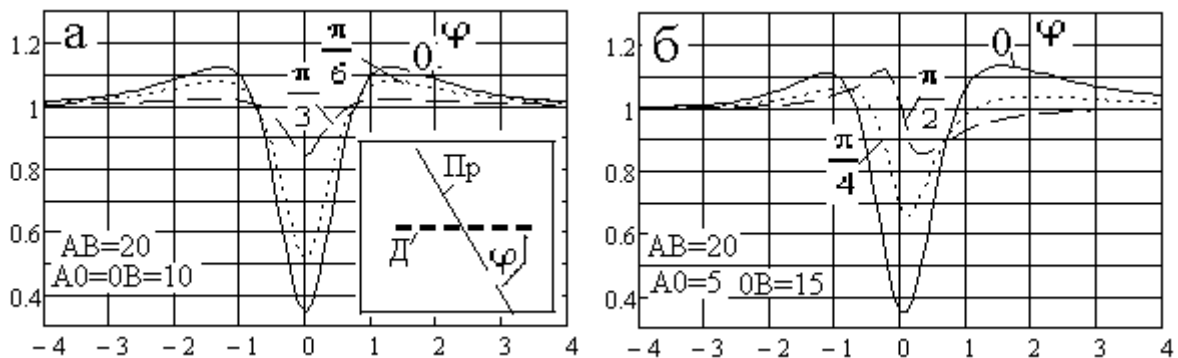


Рис. 2. Графики ρ_k электропрофилеирования методом СГ над вертикальным диском – проводником по профилю, проходящему под разными углами к проекции диска на горизонтальную поверхность, для случаев расположения диска под серединой токовой линии (а) и вблизи источника А (б)

3. Для повышения надежности выделения методами СЭП и КЭП по полю ρ_k плоских геологических тел с аномальной электропроводностью целесообразно выполнить наблюдения с двумя разносами и усреднить полученные графики. При этом аномальные эффекты над объектами (в точках записи) сохранятся, а мешающие аномалии, связанные с прохождением над объектом токовых заземлений, заметно уменьшатся. Вид графиков упростится, что облегчит их интерпретацию. Простейшим примером могут служить результаты моделирования графиков ρ_k метода СЭП над вертикальным диском – изолятором (рис. 3).

4. Для уверенного обнаружения плоских проводников методом КЭП предлагается при интерпретации использовать вычисление градиента ρ_k . Хорошие результаты получаются при вычислении для установки АМН значений $\Delta\rho_k = \rho_k(x+\Lambda) - \rho_k(x)$, где Λ – разнос АО, x – координата точки записи О на профиле. Например, из рис. 4 видно, что добавление к исходному знакопеременному графику ρ_k вычисленной кривой $\Delta\rho_k$ с четкой отрицательной аномалией над диском – изолятором, существенно упрощает его выделение.

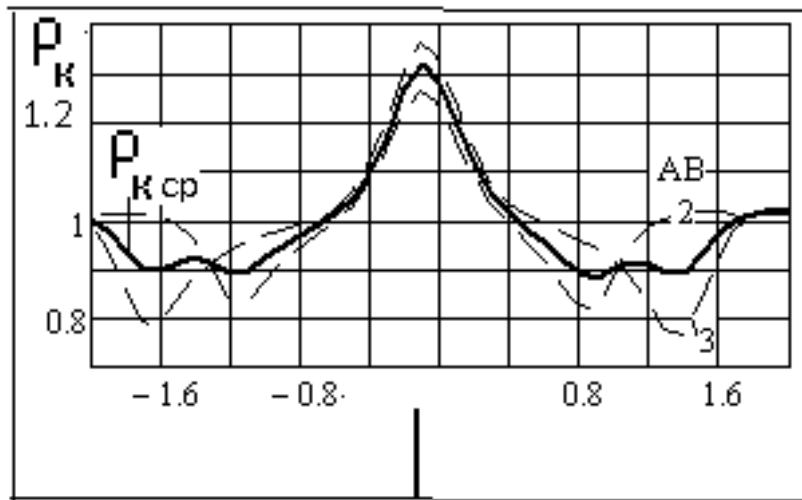


Рис. 3. Пример ослабления мешающих аномалий путём вычисления среднего значения ρ_k по данным метода СЭП с двумя размерами токовых линий АВ (2 и 3) над вертикальным диском – изолятором диаметром равным 2

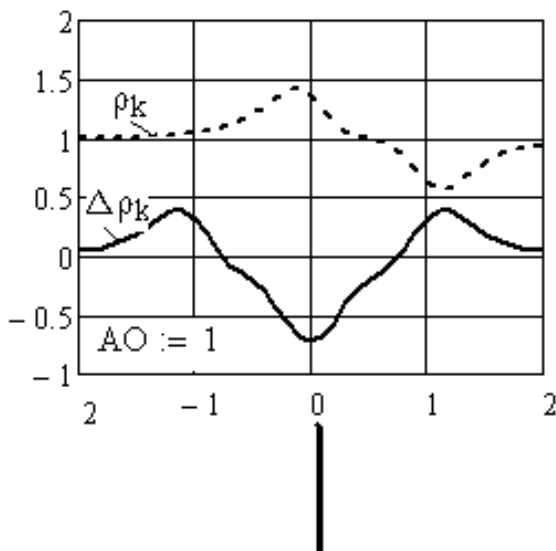


Рис. 4. Графики ρ_k и $\Delta\rho_k$, моделирующие применение метода КЭП с односторонней установкой АМН над вертикальным диском – изолятором.

При наличии дополнительных наблюдений с установкой МНВ (см. рис. 1) при вычислении градиента потенциала по формуле $\Delta\rho_k = \rho_k(x-\Lambda) - \rho_k(x)$ получается кривая точно соответствующая приведенной на рис. 4. Такое совпадение кривых является дополнительным признаком для выявления аномального объекта. При больших размерах разносов вид исходных графиков усложняется. Однако двухразное профилирование с усреднением графиков $\Delta\rho_k$ помогает и в этом случае обеспечить надежность интерпретации.

5. Корреляцию плоских геологических тел с аномальной электропроводностью, пересечения которых обнаружены профилями, можно осуществлять с помощью биполь-бипольной установки. Такие исследования особенно актуальны при больших расстояниях между профилями или их криволинейности. Примером могут служить результаты электрокорреляции для тела – изолятора (рис.5).

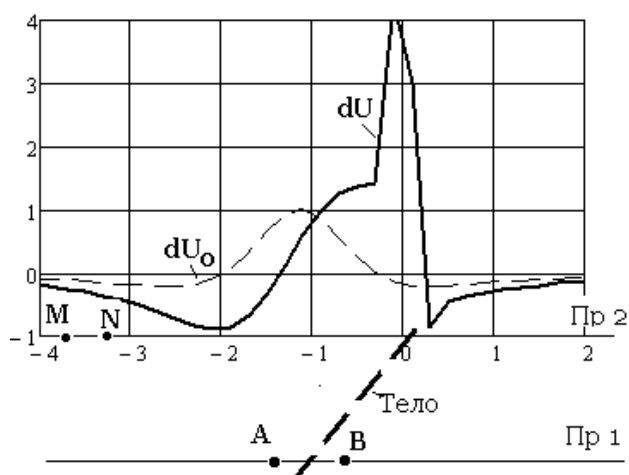


Рис. 5. Пример корреляции тела – изолятора (полудиск) между двумя профилями (план) с применением биполь - бипольной установки (AB и MN) по наблюдениям на пр. 2

На первом профиле с обнаруженным пересечением тела (полудиск) с пониженной электропроводностью по обе стороны от пересечения помещаются электроды токового биполя АВ. На втором профиле приемным биполем MN измеряется разность потенциалов dU (условно градиент потенциала). Нормальное поле dU_0 токового биполя симметрично относительно максимума, который соответствует проекции центра биполя АВ на второй профиль. При прохождении коррелируемого тела под вторым профилем градиент потенциала dU резко асимметричен и имеет максимум над коррелируемым телом (рис. 5).

При электрокорреляции проводников токовые электроды на первом профиле помещают над пересечениями тел. Корреляция осуществляется по слою высокоомных пород между проводниками, положению которого на втором профиле соответствует максимум градиента потенциала.

6. В дополнение к электропрофилированию или вместо него целесообразно проводить площадные измерения методом заряда. Интерпретация выполненных наблюдений потенциала осуществляется по аномальному полю. Лучшим вариантом является съемка с погруженным в скважину токовым заземлением, поскольку при этом происходит ослабление нормального и усиление аномального поля от неоднородностей. Возможен вариант с расположением источника тока на земной поверхности.

Достоинство подобных исследований состоит в возможности выявлять разноориентированные в плане объекты, причем наиболее отчетливые аномалии создают геологические тела, уходящие на большую глубину, что позволяет при наличии данных электропрофилирования классифицировать объекты по этому признаку.

В качестве примера на рис. 6 приведено аномальное поля (U_a) заряда, возмущенное двумя параллельными вертикальными полуплоскостями – проводниками. Вид изолиний позволяет определить положение объектов в плане. Естественно, что аномалия от более удаленной от источника тока полуплоскости проявляется на фоне аномалии от ближней полуплоскости.

Для успешной реализации способов повышения эффективности методов электропрофилирования требуются более обширные исследования по геоэлектрическому моделированию, а приведенные выше примеры служат лишь обоснованием перспективности подобных работ.

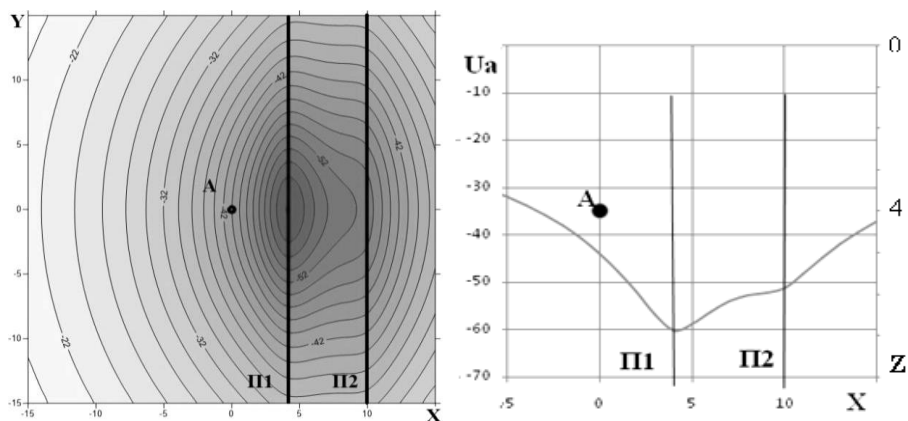


Рис. 6. План изолиний и график аномального потенциала поля погруженного источника тока (А) над разрезом при наличии двух параллельных полуплоскостей - проводников (П1 и П2), не выходящих на дневную поверхность

Список литературы

1. Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений/ И. М. Блох. – М.: Госгеодиздат, 1962. - 240 с.
2. Поляков А. С. Методическое руководство по электропрофилированию/ А. С. Поляков. Л.: Недра, 1969. - 200 с.
3. Электроразведка рудных полей методом заряда /М. В. Семенов, В. М. Сапожников, М. М. Авдевич, Ю. В. Голиков. Л.: Недра, 1984. -216 с.
4. Сапожников В. М. Диск, полуплоскость и плоскость с вырезом, имеющие предельную или конечную электропроводность, в поле точечного источника тока. //Известия Уральского государственной горно – геологической академии, серия: Геология и геофизика. – 1996. – вып.5. – С. 111 – 115.
5. Сапожников В.М. Ермолаев К. М., Ковтун Д. Б. Скважинная электроразведка пластинообразных малых интрузий в рудных полях. //Известия Уральского государственного университета.-2016. – вып. 3. – С. 46 – 49.
6. Сапожников В. М., Ермолаев К. М. Скважинная электроразведка разрывных нарушений в рудных полях // Известия Уральского государственного университета.-2017. –вып.1 . – С.32-3.

СОВРЕМЕННЫЕ ОВЕРХАУЗЕРОВСКИЕ МАГНИТОМЕТРЫ POS– НАДЕЖНЫЙ ИСТОЧНИК ДАННЫХ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Сапунов В.А. (Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, vasapunov@urfu.ru),
Нархов Е.Д. (Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург),
Денисов А.Ю. (Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург),
Савельев Д.В. (Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург),
Муравьев Л.А. (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, mlev@mail.ru)

Аннотация. В сообщении представлен обзор возможностей современных отечественных ядерно-прецессионных магнитометров POS для геофизики. Увеличение чувствительности датчика за счет применения эффекта Оверхаузера позволило значительно расширить круг решаемых геолого-геофизических задач. Характеристики приборов сопоставлены с основными зарубежными аналогами и представлен опыт применения.

Ключевые слова: протонный магнитометр, эффект Оверхаузера, метрология, интерпретация, векторный магнитометр, квадрокоптер, скважинный магнитометр.

Эффективность применения геофизических методов для решения стандартных геологических задач напрямую определяется чувствительностью и разрешающей способностью применяемой измерительной аппаратуры. Рост мировых запасов полезных ископаемых в настоящее время зачастую связан с поиском и разведкой месторождений, которые ранее не были обнаружены из-за слабой дифференциации поисковых признаков в наблюдаемых физических полях. Следуя терминологии А.А. Никитина [1], объектом производственных геофизических исследований в настоящее время часто являются геологические и искусственные *слабоконтрастные* объекты – неоднородности строения, слабо проявляющиеся в геополях. Сложность их исследования связана с тем, что измерения происходят на фоне помех различной природы.

Одним из наиболее оперативных и экономичных геофизических методов является магнитометрия. Примерами объектов, доступных для исследования высокочувствительными скалярными магнитометрами, могут быть: пространственные неоднородности в верхней части геологического разреза; глубоко залегающие протяжённые геологические тела; культурный слой археологических памятников; искусственные магнитные объекты, такие как трубопроводы, включая морские. Мы приводим результаты применения современного ядерно-прецессионного магнитометра на базе процессорного оверхаузеровского датчика POS (Processor Overhauser Sensor) для исследования таких объектов.

Магнитометр разработан и изготавливается серийно с 1997 года лабораторией квантовой магнитометрии Уральского федерального университета, претерпевая модернизации. Имеются варианты: градиентометр (POS-2), измеритель вертикальной компоненты и модуля поля POS-3, трехкомпонентная векторная модификация POS-4 и уникальный, не имеющий аналогов, скважинный магнитометр LOM-2. Принцип действия чувствительных элементов перечисленных приборов основан на регистрации сигнала свободной прецессии протонов, поляризация которых усилена методом ДПЯ (К – коэффициент усиления динамической поляризации ядер или эффект Оверхаузера по иностранной терминологии, рис.1). Обработка сигнала осуществляется оптимизированным методом наименьших квадратов с применением адаптивных алгоритмов повышения чувствительности, градиентоустойчивости и контроля чувствительности по дисперсии периодов сигнала прецессии [2-5].

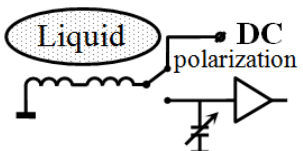
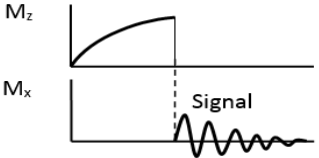
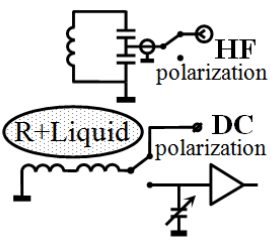
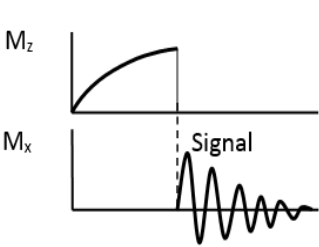
		<p>ДСполяризация полем с быстрым выключением тока протононасыщенной жидкости (керосин, спирт) $V_{\text{поляризации}} \approx 10-20 \text{ мТл}$</p>
		<p>ДСи высокочастотная НФрезонансная ЭПР накачка растворов радикалов: нитроксилы (ГЕМ), дифенилнитроксилы (УрФУ) в гептанах, спиртах $V_{\text{эффективное}} = V_{\text{поляризации}} \times K$ $\approx 100 - 500 \text{ мТл}$</p>

Рис. 1. Схема и диаграмма работы протонного и оверхаузеровского магнитометров.

Магнитометры серии POS имеют только цифровой порт RS-232 для управления и выдачи результатов с открытым протоколом, позволяющим подключать различные регистраторы, начиная от стандартных ПК, укомплектованных специализированным ПО POSManager – такая модификация обычно используется на магнитных обсерваториях, вариационных станциях и в пользовательских системах. Полевой наземный вариант (мобильный магнитометр) MMPOS-1GPS включает в состав специализированный регистратор (DataLogger) DLPOS,

комплектуемый GPS-приёмником Garmin 78 или пользовательскими более высокоточными системами навигации.

Таблица 1

Сравнение характеристик полевых геомагнитометров – мировых лидеров

Характеристика	Протонный GEM, GSM-19T	Оверхаузер GEM, GSM-19	Оверхаузер УрФУ-КМ, POS-1	Оптическая накачка Geometrics, G-859
Диапазон измерения	18000 – 1200000 нТл	18000 – 1200000 нТл	15000 – 100000 нТл	18000 – 95000 нТл
СКО (чувствительность и цикличность)	0.05 нТл – 3 сек 0.15 нТл – 1 сек	0.01 нТл – 3 сек 0.02 нТл – 1 сек	0.01 нТл – 3 сек 0.03 нТл – 1 сек	0.008 нТл – 1 сек 0.02 нТл – 0,1 сек
Абсолютная точность	0.2 нТл	0.2 нТл	0.1 – 0.5 нТл	1.5 нТл+0.05 нТл на °С
Ориентирование датчика	Не ориентируемый с нуль осью к полю	Не ориентируемый с нуль осью к полю	Не ориентируемый с нуль осью к полю	Ориентируемый ±35° (45° к полю)
Мощность max/min	4.5 / 0.05 Вт	2.5/ 0.05 Вт	3.5 / 0.2 Вт	10 / 7 Вт и подогрев
Рабочая температура	от -40°С до 50°С	от -40°С до 50°С	от -40°С до 60°С	от -15°С до 50°С
Время «жизни»	неограничен	3-5 лет	≥10-15 лет	≤3000 раб. часов
Градиентоустойчивость	7000 нТл/метр с СКО ≥ 100 нТл	10000 нТл/метр с СКО ≥ 100 нТл	20000 нТл/метр 40000 с СКО ~ 50 нТл	20000 нТл/метр без потери СКО
Контроль чувствительности измерения	Нет, грубая оценка качества измерения	Нет, балльная оценка качества измерения	Есть, до 0.001 нТл адаптивно условиям	Нет, контроль потери сигнала
Цена	7000-10000 USD	15000 – 20000 USD	450 – 600 тысяч руб.	30000–40000 USD

Эксперименты, проведенные в лаборатории и обсерваториях, подтверждают абсолютную точность магнитометра POS-1 до 0,1-0,5 нТл, чувствительность 0,02 нТл и работоспособность при больших градиентах магнитного поля, хотя метрологической процедуры определения градиентоустойчивости нет. Следует отметить, что процедура метрологирования магнитометров POS является верифицированной со сравнением относительно Государственного Эталона единиц магнитной индукции ГЭТ 12-2011 в отличие от иностранных магнитометров, которые поверяются за редким исключением. Указанные величины позволяют ставить задачи, связанные с выявлением отклика в магнитном поле, вызванного, например, тектономагнитными, сейсмамагнитными, пьезомагнитными эффектами и электрокинетическими явлениями в геологической среде. Полевые экспериментальные исследования метрологических характеристик магнитометров POS по сравнению с аналогичными лидирующими иностранными магнитометрами подтвердили высокую стабильность измерений при длительных наблюдениях, что является важным при изучении векового хода магнитного поля и исследования геодинамических процессов [6].

Оснащение магнитометра приёмником спутниковой системы позиционирования (GPS) повышает эффективность и оперативность выполнения магнитных съемок. Спутниковая технология обеспечивает высокую точность и производительность определения координат точек измерения, всепогодность, возможность работы в темное время суток. Обеспечивается оперативный контроль выполнения съемки. Оператор может вернуться по координатам для дополнительного исследования обнаруженных магнитных аномалий.

В реальных полевых условиях мы провели качественные и количественные эксперименты по определению точности определения координат приемниками GPS навигационного типа. Наши исследования показали, что во многих случаях применение непрерывного режима регистрации измерений непосредственно в движении позволяет получить достаточно точный результат съемки [7]. Для выполнения первичной обработки данных магнитной съемки: ввода поправки за вариацию магнитного поля и преобразования с координат GPS нами разработано специальное программное обеспечение SURV.

Нами накоплен значительный опыт применения магнитометров POS для решения различных геофизических задач, среди которых: поиск и разведка полезных ископаемых (россыпное и рудное золото, углеводороды, кимберлиты); поиск и обнаружение ферромагнитных

объектов в укрывающих средах (техногенные объекты, а также внеземное вещество – метеориты); картирование археологических памятников, на примере укрепленных поселений эпохи Бронзы на Южном Урале [7-10].

Магнитная съемка может эффективно применяться для целей наземного неразрушающего обследования трубопроводов. Микромагнитная съемка высокой детальности позволяет определять местоположение сварных швов и оценивать их состояние, выполнять картирование положения основной трубы и отводов. При этом исследование проводится без вмешательства в функционирование существующих систем. Опыт обследования трубопроводов различного типа, включая подводные, показал высокую воспроизводимость измерений, что основано на абсолютности измерений протонных и оверхаузеровских магнитометров, например фактическое отсутствие поправок за температуру, ориентацию датчика и т.п. в отличие от используемых феррозондовых магнитометров, которые также требуют высокоточного углового позиционирования как компонентные (векторные) измерители. Можно говорить о появлении нового типа технического контроля – мониторингового сканирования идефектоскопии. Этот тип технического контроля может обнаруживать и отслеживать образование новых дефектов на ранних стадиях [11]. Рис. 2 иллюстрирует один из примеров сканирования реального магистрального газопровода и сопоставления с паспортом по ВТД (внутритрубной дефектоскопии). В первую очередь, наблюдается хаотичное направление остаточной намагниченности отдельных труб, связанное с бесконтрольной ориентацией при монтаже трубопровода, которая воспроизводится при многократных и долговременных наблюдениях. Именно этот факт позволяет локализовать места стыков труб помимо намагниченности сварного шва. Также наблюдаются аномалии тотального градиента, который представлен как параметр QМС, определяемый по укорочению сигнала протонной прецессии.

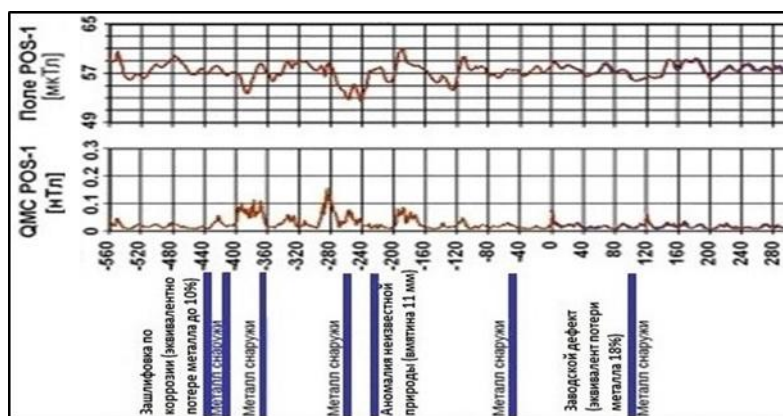


Рис. 2. Пример сканирования магистрального на высоте 3 метра от оси газопровода.

Параметр QМС в дальнейшем натолкнул на перспективность измерения 3Dградиента модуля поля с расчётом его модуля, что значительно упрощает вид аномалий, например, центр колоколообразной аномалии находится практически над дипольным источником вне зависимости от ориентации диполя. В настоящее время имеется 4-х канальная модификация морского применения [12], основанная на синхронном подключении буксируемых двух градиентометров POS-2, сложенных в так называемый куб для измерения модуля вектора градиента, обеспечивающего существенное упрощения вида магнитных аномалий с целью обнаружения скрытых объектов (рис.3, слева). Многоканальные оверхаузеровские магнитометры также перспективны для археологических работ для повышения производительности и развития методики векторной градиентометрии

На основе оверхаузеровского магниточувствительного элемента нами создан абсолютный 3-компонентный магнитометр POS-4, основанный на коммутации поля подмагничивания. Прибор является аналогом иностранного вариометра dIdD+F GSM-19FD (GEM Systems, Канада). Новейшая векторная модификация POS-4 протестирована в магнитных обсерваториях Арти (Урал, Свердловская область, рис.3, в середине) и Паратунка (Камчатка) [5]. Для

определения метрологических параметров был использован государственный стандарт магнитного поля и стационарно установленные векторные магнитометры обсерватории Арты. Чувствительность магнитометра при измерении модуля поля составляет около 0,02 нТл, а для компонентов поля – 0,1..0,3 нТ при цикле измерения 1 с (общий цикл составляет 5 секунд). Предполагается перспективность опережающего импортозамещения на обсерваториях, автономных станциях, а так же для обеспечения направленного бурения нефтяных и газовых скважин.

Специальная облегченная версия стандартного датчика POS (модификация POS-1aero) изготовлена для применения при аэромагниторазведке с борта беспилотного летательного аппарата (БПЛА, разработка совместно с ИРНИТУ [13], г. Иркутск, рис 3, справа).



Рис. 3. Слева – 4-канальный SeaPOS (судно «Виктор Буйицкий»). В середине – векторный POS-4 (сверка скалярных магнитометров в обсерватории Арты). Справа – POS-1aero.

Научно-исследовательской лабораторией Квантовой магнитометрии УрФУ разработан и производится 10 лет скважинный скалярный оверхаузеровский магнитометр LOM-2, не имеющий аналогов по диаметру снаряда 42 мм, чувствительности до 0,1 нТл (цикле 0,5-1 сек.) и градиентоустойчивости до 30000 нТл/метр [14], не достижимых для зарубежных оверхаузеровских магнитометров, благодаря свойствам отечественного рабочего вещества. Магнитометр LOM-2 нашёл применение в ряде отечественных (например, АЛРОСА) и зарубежных организациях (Китай) на месторождениях слабомагнитных руд (кимберлиты, бокситы, золото).

Работа поддержана по программе повышения конкурентоспособности ТОП 5-100-2020, грант № 02.А03.21.0006, НГ «КОМВА - квантовые оверхаузеровские методы и аппаратура».

Список литературы

1. Никитин А.А. Теория и методы выделения слабоконтрастных объектов в геофизических полях (2001) Геофизика №2. М.ЕАГО, 2001 – С. 9-18.
2. Sapunov, V., Denisov, A., Denisova, O., Saveliev, D. Proton and Overhauser magnetometers metrology (2001) Contributions to Geophysics and Geodesy, 31 (1), pp. 119-124.
3. Denisov, A.Yu., Sapunov, V.A., Dikusar, O.V. Calculation of the error in the measurements of a digital-processor nuclear-precession magnetometer (1999) Geomagnetism and Aeronomy, 39 (6), pp. 737-742.
4. Sapunov, V.A., Denisov, A.Y., Saveliev, D.V., Soloviev, A.A., Khomutov, S.Y., Borodin, P.B., Narkhov, E.D., Sergeev, A.V., Shirokov, A.N. New vector/scalar overhauser DNP magnetometers POS-4 for magnetic observatories and directional oil drilling support (2016) Magnetic Resonance in Solids, 18 (2), статья № 16209

5. Denisov, A.Y., Sapunov, V.A., Khomutov, S.Y. Measurement quality estimation of proton-precession magnetometers (2006) *Earth, Planets and Space*, 58 (6), pp. 707-710.
6. Муравьев Л.А. Полевые исследования метрологических характеристик современных пешеходных магнитометров [Электрон. ресурс] (2001) *Международный научно-технический и производственный журнал «Науки о Земле»*. – №1. М.: ООО «ГеоДозор». – С. 50-67
7. Муравьев Л.А. Возможности магнитометрической съемки в непрерывном режиме при исследовании нефтеперспективного участка [Электрон. ресурс] (2007) *Электронный научный журнал “Нефтегазовое дело”*. – 11 с
8. Muravyev, L.A, Ternovskiy, V.A., Khasanov, I.M. Geophysical complex for prospecting of alluvial gold deposits in the Magadan region. XIVth International Conference – Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. 11-14 May 2015, Kiev, Ukraine.
9. Муравьев Л.А. Особенности обработки наземной магнитной съемки в непрерывном режиме для выделения слабоконтрастных объектов на примере перспективной на углеводороды территории. *Науки о Земле*, № 1-2 (2014). С. 63-75.
10. Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А. Использование магнитометрии при изучении археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале. *Геофизика*, №4 (2010). С. 69-75.
11. Narkhov E.D., Sapunov V.A., Denisov A.Y., Saveliev D.V. Novel quantum NMR magnetometer non-contact defectoscopy and monitoring technique for the safe exploitation of gas pipelines. *WIT Transactions on Ecology and the Environment* 186:649-658 December 2014 DOI: 10.2495/ESUS140571
12. Иваненко А.Н., Архипов В.В., Сапунов В.А., Определение пространственного положения подводных трубопроводов с использованием полноградиентной магнитометрической системы. *Вести газовой науки* № 4 (36). Ноябрь 2018, С. 94-105.
13. Parshin, A., Grebenkin, N., Morozov, V., Shikalenko, F., Sapunov V., Rzhetskaya A. Quasi-terrestrial UAV-based geophysical methods: Efficiency and role in geological prospecting (2018) *Engineering and Mining Geophysics 2018 - 14th Conference and Exhibition*
14. Sapunov, V., Narkhov, E., Denisov, A., Wu, T., Cao, X. A gradient tolerance measurement method of borehole overhauser magnetometer LOM-2 in laboratory condition. *International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*, 2015, pp. 29-36.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Слепак З.М. (Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань, zakhar.Slepak@kpfu.ru)

Аннотация. Излагается методика полевых гравиметрических измерений с целью выявления объектов нефтяной геологии: нефтегазоносных структур, зон повышенной пористости в карбонатных отложениях, скоплений природных битумов. При выявлении нефтегазоносных структур и изучении блокового строения кристаллического фундамента применяется разработанный автором эффективный метод гравитационного моделирования.

Показаны результаты выявления битумов пересчетом поля в нижнее полупространство (на глубину), зон повышенной пористости пород с учетом данных ГИС, перспективных на обнаружение нефтяных залежей литологического и неструктурного типа.

Ключевые слова: Гравиразведка, нефть, газ, битумы, измерения, рекомендации

Результативность большинства гравиметрических съемок, проведенных в минувшем столетии, при редкой сети пунктов, недостаточной точности измерений, практическом от-

сутствии данных о плотностных особенностях горных пород и проведении лишь качественной интерпретации гравитационных аномалий оказалась мало эффективной.

Геологическая интерпретация результатов полевых данных и до настоящего времени часто ограничивается лишь качественным истолкованием гравиметрических карт, содержащих большие погрешности. По ним выдаются рекомендации для проведения поисково-разведочных работ, которые бурением скважин не подтверждаются и дискредитируют метод.

Известно, что при относительно простом аномальном поле визуально прослеживаются локальные максимумы, минимумы, зоны горизонтальных градиентов, направление их простирания и устанавливается возможная связь изменений поля с объектами прогнозирования. Если поле достаточно сложное, то проводятся его математические преобразования (трансформации): осреднение поля, пересчёт в верхнее и нижнее полупространство, вычисление производных более высокого порядка и другие. Они позволяют выявлять региональные и локальные изменения поля, отображающие особенности геологического строения изучаемых площадей. Карты трансформированных аномалий позволяют усиливать одни особенности поля и ослабевать другие. Но при этом возможны погрешности и даже выделение ложных локальных аномалий. Представление карт аномалий в редукции Буге регулярной сеткой и заменой матрицей чисел позволяет осуществлять построение трансформированных карт различными способами, истолкование которых только усложняет процесс геологической интерпретации. Поэтому они не могут заменить наблюдаемого поля и должны рассматриваться лишь в качестве дополнительных данных о возможной геологической природе объектов поисков.

Земная кора неоднородна по своему строению. Оно создается наличием континентов и океанических впадин, комплексом осадочных пород, подстилаемых кристаллическим фундаментом. В соответствии с законом Ньютона в гравитационном поле отражено влияние всех локальных масс, находящихся на различных глубинах. Поэтому решение каждой конкретной задачи практически заключается в выявлении влияния аномальных масс, создаваемых объектами прогнозирования и исключении остальных.

Для успешного решения задач нефтяной геологии, как и других задач, необходимо изучение плотностей горных пород. Основным методом их *изучения* определения является лабораторный метод измерений по образцам (керну) на аналитических весах и его денситометрический вариант. Получаемые данные позволяют определять средние значения плотностей осадочного комплекса, состоящего из выделяемых терригенных и карбонатных составляющих, латеральную изменчивость параметра в пределах напластований, выявлять плотностные границы и изменчивость плотностей с глубиной. По измерениям плотностей по керну определяются их средние значения объектов поисков и вмещающих отложений, создаются сводные плотностные разрезы для изучаемых площадей, строятся диаграммы изменений плотностей вдоль скважин, выявляются особенности их изменчивости с глубиной.

Поскольку количество керна ограничено, для изучения плотностных неоднородностей осадочного комплекса используются данные ГИС, включая гравиметрический каротаж скважин, проводятся определения плотностей пород по значениям коэффициента общей пористости $K_{пп}$ диаграммам НГК и ГК скважин. По гравиметрическим измерениям на неровном земном рельефе типа холма, оврага или гравитационной ступени определяются значения плотностей пород верхней части геологического разреза (ВЧР). Плотности могут определяться в процессе интерпретации гравитационных аномалий.

Качество полевых работ имеет решающее значение в гравиразведке. Поскольку в гравитационном поле отражено суммарное гравитационное влияние всех аномальных масс земной коры, то выявление его локальных изменений, создаваемых объектами поисков, неизбежно связано с достоверностью полевых измерений. При решении геологических задач является чрезвычайно важным соблюдение всех необходимых требований, предъявляемых к методике полевых гравиметрических работ. Только при их обязательном соблюдении можно надеяться на успех при решении задач нефтяной геологии [1-3,5,6].

Существенные погрешности поля возникают во время обработки полевых данных и вычислении аномалий в редукции Буге. Они неизбежно связаны с введением поправок за «промежуточный слой» и за влияние земного рельефа. Эти поправки рассчитываются с учётом стандартной постоянной плотности пород верхней части геологического разреза (ВЧР), которая может существенно от неё отличаться. Особенно значительные погрешности возникают на участках с резко изменяющимся рельефом местности, которые влияют на качество последующей геологической интерпретации. Поэтому для получения наиболее достоверных данных об аномалиях, создаваемых объектами прогнозирования, необходимо применять методы количественной интерпретации гравитационных аномалий для выявления конкретных объектов и отдавать предпочтение участкам с относительно пологими формами земного рельефа.

Прогнозирование нефтегазовых месторождений является чрезвычайно сложной задачей. Разработанный автором метод гравитационного моделирования (ГГМ) направлен на решение двух задач нефтяной геологии: 1) прогнозирование нефтегазоносных структур в осадочном комплексе и 2) изучение блокового строения кристаллического фундамента.

К методике полевых измерений, обработке, интерпретации и представлению результатов, получаемых при их решении, должны предъявляться особые требования.

Это, прежде всего, применение оптимальной системы гравиметрических измерений, обеспечение необходимой точности аномальных значений силы тяжести, ориентация профилей в крест простирания объектов для выявления наиболее интенсивного их проявления в гравитационном поле, учет априорной информации о физико – геологических особенностях площадей исследований[5-7].

Поскольку нефтегазоносные локальные структуры осадочного чехла платформенных областей характеризуются пологими формами, излишняя густота сети измерений, к которой часто прибегают на практике, не несёт дополнительной информации и приводит к излишним затратам. Поэтому необходимыми требованиями для успешного решения задачи является разбивка сети наблюдений с учётом предполагаемых размеров прогнозируемых объектов, особенностей их геологического строения, определения возможного характера отображения в гравитационном поле по данным решения прямых задач и проведения опытных полевых измерений вдоль отдельных профилей на изученных объектах. При решении первой задачи, - прогнозировании нефтегазоносных структур, - является необходимым проведение технического нивелирования. К решению второй задачи, - изучению блокового строения кристаллического фундамента, - предъявляются менее строгие требования.

Основные рекомендации автора по методике гравиметрических измерений при решении задач нефтяной геологии и представлению получаемых результатов сводятся к следующему.

1. Для изучения геологического строения и прогнозирования нефтегазовых месторождений необходимо проведение целенаправленных высокоточных гравиметрических работ. При их выполнении следует использовать современные гравиметры типа «Scintrex», применение которых повышает качество и значительно ускоряет процесс измерений, одновременно уменьшая экономические затраты.

2. Результаты гравиметрических измерений представляются в редукции Буге. Для обеспечения требуемой точности их аномальных значений является необходимым проведение технического нивелирования.

3. Использование значений плотностей пород, получаемых по гравиметрическим измерениям на участках интенсивного изменения земного рельефа, повышает достоверность аномалий Буге и достоверность геологической интерпретации гравитационных аномалий.

4. Для постановки полевых гравиметрических работ с целью решения задач нефтяной геологии особое внимание следует уделять выбору площадей, наиболее подвластных гравиметрическому методу, имея в виду снижение его возможностей при сильно пересечённом земном рельефе. Учёт его гравитационного влияния часто оказывается практически нераз-

решимой задачей из-за непредсказуемой возможной плотностной неоднородности ВЧР и необходимости выполнения большого объёма вычислений для каждого пункта измерений.

5. На малоизученных площадях при прогнозировании потенциально нефтегазоносных структур методом гравитационного моделирования в зависимости от особенностей геологического строения изучаемых площадей должны проводиться профильно-площадные измерения с расстоянием между профилями не более 500 – 1000 м и пунктами вдоль профилей через 200 – 250 м.

6. При прогнозировании структур профили должны быть ориентированы в крест простирания прогнозируемых объектов, устанавливаемого по геологическим данным и результатам предварительно проведенных высокоточных гравиметрических измерений вдоль отдельных профилей различных направлений.

7. Разработанный автором метод геолого-геофизического моделирования (ГГМ), заключающийся в решении обратных линейных задач с одновременным созданием плотностных моделей прогнозируемых объектов по аномалиям Буге позволяет эффективно решать задачи нефтяной геологии на количественном уровне с одновременным созданием плотностных моделей прогнозируемых объектов и оценкой их достоверности по априорным данным [5,6].

8. Поскольку обработка и интерпретация результатов гравиметрических измерений методом ГГМ позволяет создавать физико-геологические модели геологических сред и прогнозируемых объектов на количественном уровне, для оценки их геологической достоверности следует использовать априорную информацию о плотностях, получаемую по керну, данным ГИС и гравиметрическим измерениям на неровно земном рельефе.

9. Результаты моделирования должны представляться в виде 2Д моделей по каждому профилю и создаваемых на их основе 3Д моделей структур при профильно-площадных гравиметрических измерениях.

10. При прогнозировании природных битумов в РТ, связанных с их скоплением в песчаных линзах в ВЧР, характеризующихся значительным уменьшением плотностей по сравнению с вмещаемыми их отложениями, следует применять пересчет поля в нижнее полупространство (рис. 1). Выявление зон повышенной пористости пород в карбонатных комплексах, перспективных на обнаружение нефтяных залежей литологического и неструктурного типа, успешно осуществляется с учетом данных ГИС [6].

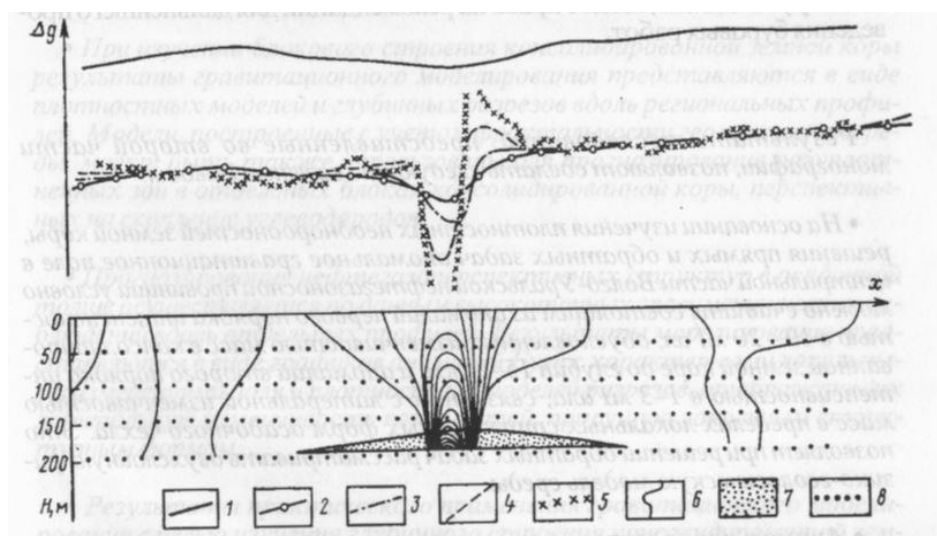


Рис. 1. Результаты пересчёта измеренного гравитационного поля на глубину вдоль профиля на участке Студено-Клинское месторождение битумов. 1-измеренное поле; 2, 3, 4, 5 – графики аномалии, пересчитанные на глубины 50, 100, 150 и 200 м; 6 – изолинии поля в вертикальной плоскости; 7 – битумонасыщенная песчаная линза; 8 – точки пересчитанных на глубину значений наблюдаемой аномалии.

11. Комплексное проведение сейсмических и гравиметрических работ следует проводить одновременно с совмещением пунктов измерений обоими методами. Для гравиметрических измерений является достаточной сеть измерений 100x100 м, совмещаемая с часто применяемой на практике сетью пунктов приёма сейсмического сигнала и пунктов взрыва 50x50 МОГТ в варианте 3Д. Результаты полевых работ могут представляться в виде интерпретационных сейсмо - гравиметрических и гравитационно – сейсмических моделей прогнозируемых объектов в вариантах 2Д и 3Д, создание которых позволит выдавать более надёжные рекомендации для заложения вертикальных, наклонных и горизонтальных скважин, что должно способствовать более надёжному прогнозированию нефтяных месторождений.

12. При изучении блокового строения кристаллического фундамента к методике полевых измерений должны предъявляться менее строгие требования по сравнению с прогнозированием структур. Поскольку аномальные массы фундамента находятся на глубинах, измеряемых единицами и первыми десятками километров, создаваемые ими изменения гравитационного поля достигают первых десятков мГал. Для их выявления гравиметрические измерения должны проводиться вдоль профилей, протяжённость которых может составлять сотни километров. Простирание профилей должно быть близким к прямолинейным, что на практике часто бывает практически невозможным. При протяжённости профилей, составляющих первые десятки километров, целесообразно проведение гравиметрических измерений с расстоянием между пунктами 1 – 2 км.

В отличие от решения задачи прогнозирования нефтеносных структур, здесь нет необходимости выполнения высокоточных измерений, поскольку создаваемые структурами локальные изменения поля на порядок меньше влияния масс фундамента. Такие изменения поля практически могут сливаться с аномалиями, создаваемыми изменчивостью масс фундамента. Поэтому погрешность гравиметрических наблюдений вдоль профилей порядка +0.1 мГала является достаточной. При проведении измерений гравиметрами типа «Scintrex» может применяться оперативная методика однократных наблюдений относительно одного-двух исходных пунктов. Для измерений также могут использоваться гравиметры типа ГАК, требующие создания опорной сети и более трудоёмкой методики наблюдений. Для определения высот и плановой привязке гравиметрических пунктов, устанавливаемых на местности, может применяться техническое нивелирование и GPS. Также могут быть использованы построенные по данным предшествовавших съёмок карты аномалий Буге масштабов 1:50 000 – 1: 100 000. Решение обратных задач по графикам профилей, снимаемых с карт, как по измерениям вдоль региональных профилей, создаются плотностные модели и схематические глубинные разрезы, содержащие информацию о блоковом строении кристаллического фундамента и зон разломов.

Результаты измерений должны быть использованы для последующего проведения детальных высокоточных гравиметрических работ с целью прогнозирования скопления углеводородов, их поступления в осадочный комплекс из фундамента и возможного скопления в самом фундаменте [4].

Список литературы

1. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Изд-во Горного института Уро РАН. –Екатеринбург, 2010, - 188 с.
2. Костицын В.И. Методы повышения точности т геологической эффективности детальной гравиразведки. Изд-во Пермского государственного университета, - Пермь, 2002. – 224 с.
3. Маловичко А.К., Детальная гравиразведка на нефть и газ / А.К. Маловичко, В.И. Костицын В.И., О.Л. Тарунина- М.:Недра, 1979. - 192 с.
4. Муслимов Р.Х. Нефтеотдача: прошлое, настоящее, будущее. -Казань.: Изд-во «ФЭН» АН РТ, 2012, 663 с.

5. Слепак З.М. Гравиразведка в нефтяной геологии. Казань, Изд-во Казанского университета. 2005 г. 222 с.

6. Слепак З.М. Гравиразведка. Новые технологии прогнозирования нефтяных месторождений. Казань. Изд – во Казанского федерального университета. 2015 г. 168 с.

7. Z.M. Slepak. New Opportunities of High-Resolution Gravimetry for the Studies of Subsurface Geology and Prediction of Oil Fields. -14th International Multidisciplinary Scientific GeoConference on Science and Technologies in Geology Exploration and Mining. Volume1. Bulgaria, 2014, P.743 – 750.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ПРЯМОШОВНЫХ СТАЛЬНЫХ ТРУБ

Стариков В.С. (АО ППТР «Пётр», г. Воронеж, stvase@mail.ru)

Глазнев В.Н. (ВГУ, г. Воронеж)

Аннотация. Представлены на обсуждение результаты полевых и лабораторных измерений магнитных свойств прямошовных стальных труб малого и большого диаметров. На основании полученных оценок предложена модель источника внешнего поля. Результатами проведенной работы целесообразно оперировать в решении инженерных задач по изучению технического состояния трубопроводных систем в нефтегазовой отрасли.

Ключевые слова: стальная труба, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, индуктивная намагниченность, расчёт магнитного поля.

В последние два десятилетия методы магниторазведки находят широкое применение в решении инженерных задач по изучению состояния трубопроводных систем в нефтегазовой отрасли, что нашло отражение и в соответствующих нормативных документах. Методы дистанционных магнитных исследований предназначены как для определения пространственного положения стальных трубопроводных систем [1, 2, 3], так и для диагностирования эксплуатационного состояния труб [4, 5]. Получаемые оценки параметров объектов (стальных труб) во многом зависят от точности используемой магнитометрической аппаратуры, методики магнитной съёмки [6, 7], величин магнитных свойств, а также различных изменений этих свойств, возникающих в процессе эволюционного цикла трубы (производство-утилизация).

В трубопроводных системах нефтегазовой отрасли особенно часто используются прямошовные стальные трубы, специфика изготовления которых заключается в горячей прокатке стального листа, служащего заготовкой для трубы, и последующего формирования готового трубного изделия с продольным сварным швом [8]. Именно эти технологические процессы формируют магнитные свойства материала прямошовных труб, практическое изучение которых было основной задачей наших исследований [9, 10] по оценке магнитных свойств и степени их изменения под воздействием внешних факторов. Рассмотрим основные результаты этих исследований для прямошовных стальных труб малого и большого диаметров, проведённых в полевых и лабораторных условиях.

Исследование магнитных свойств стальных прямошовных труб основывалась на стандартных методах полевых и лабораторных магнитных измерений. Натурные исследования магнитных свойств труб выполнялись с помощью измерителя магнитной восприимчивости КТ-7, характеризующегося широким диапазоном и высокой точностью измерений. Стандартная методика натурных измерений магнитной восприимчивости была несколько модифицирована [9] с целью получения достоверных оценок относительной величины восприимчивости на реальных объектах исследования. Лабораторным инструментом изучения магнитных свойств являлся астатический магнитометр МА-21, используемый для измерений магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород и руд. Прибор обладает

достаточным диапазоном измерений для работы с образцами ферромагнитной стали и приемлемой точностью измерений.

Натурные полевые измерения с капаметром КТ-7 проводились на различных типах новых, изношенных и фрагментарно корродированных стальных труб, используемых в нефтегазовом комплексе. Измерения выполнялись по периметру кругового сечения и вдоль продольной образующей труб или их фрагментов. Результаты полевых измерений позволили выявить устойчивые особенности распределения магнитной восприимчивости исследованных стальных прямошовных труб, изложение которых даётся ниже.

1. В краевых зонах отдельно взятой трубы магнитная восприимчивость меньше, чем на любом другом участке (рис. 1). Этот факт, вероятно, обусловлен эффектом размагничивания [11], возникающего на стадии горячей прокатки формовочного листа. Охлаждение прокатанного листа проходит гетерогенно - сначала остывают зоны по периметру в неоднородном внешнем магнитном поле, а затем постепенно формируются зоны намагниченности основного тела трубы с предполагаемым развитием эффекта собственного размагничивания.

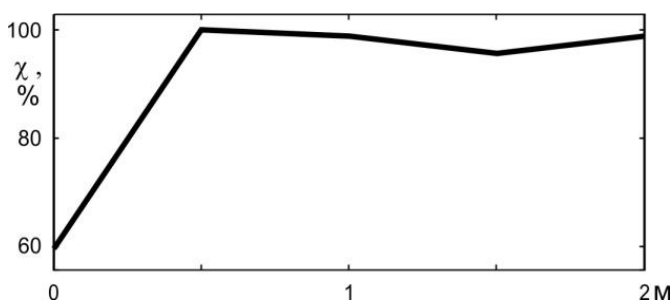


Рис. 1. Графики относительной магнитной восприимчивости для краевой части трубы диаметром 1420 мм.

2. В области продольного сварного шва трубы фиксируется понижение магнитной восприимчивости, по отношению к прилегающим участкам, на 7-15 %. Такие значения восприимчивости показывают, что продольный сварной шов трубы оказывает воздействие на формирование внешнего магнитного поля каждой отдельно взятой трубы. Диагностирование состояния и положения продольного сварного шва методами дистанционной магнитометрии является сложной задачей. В случаях заметного износа материала трубы или некачественной проварки шва уменьшение магнитной восприимчивости может достигать 60 % и такие отклонения свойств материала трубы могут выявляться по данным магнитометрии.

3. Воздействие повышенных температур на участке стыковочного шва меняют однородное распределение магнитной восприимчивости на 5-10 %, при сварке в условиях промышленного производства, и на 30-60 %, при «ручной» полевой сварке. Подобное изменение магнитных свойств может проявляться в аномальном магнитном поле объекта, при проведении диагностических магнитометрических съёмок вдоль планового положения трубопровода.

Таким образом, выполненные прямые измерения показали, что магнитная восприимчивость материала труб может значительно варьировать в различных частях единичного изделия и, естественно влиять на величину внешнего магнитного поля объекта.

Лабораторные исследования магнитных свойств материала труб проводились на кольцевом фрагменте трубы малого диаметра. Для равномерного покрытия фрагмента он был разделён на двенадцать частей и в центре каждой части брался один образец. Все операции по изготовлению кольцевого фрагмента трубы и образцов из него выполнялись абразивным инструментом при интенсивном охлаждении материала трубы водой. Результаты лабораторных измерений прямошовной стальной трубы позволили выявить основные особенности намагничения объекта, краткое изложение которых даётся ниже.

1. Модуль вектора остаточной намагниченности для исследованных образцов изменяется в диапазоне от 9500 А/м до 13500 А/м, что примерно в три-четыре раза превышает измеренные значения модуля вектора индуктивного намагничения.

2. Анализ пространственного распределения компонент векторов остаточного намагничивания по круговому периметру кольцевого фрагмента трубы показывает, что величины векторов достаточно хорошо отвечают синусоидальной зависимости амплитуд намагничивания от положения образца в системе координат кольцевого фрагмента (рис. 2).

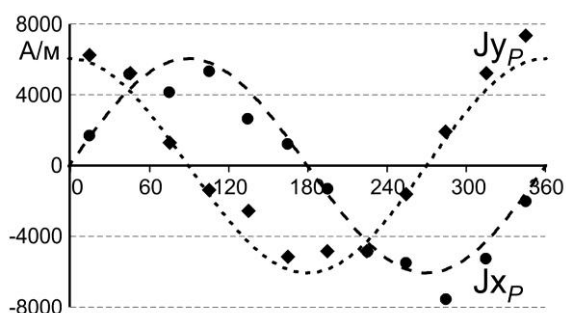


Рис. 2. Величины остаточного намагничивания образцов материала трубы, для компонент ортогональных продольной оси трубы J_{xP} и J_{yP} , в системе координат всего изделия. Приведены аппроксимации зависимостей компонент намагничивания от угла в градусах по образующей кругового сечения трубы.

При этом полный вектор остаточной намагниченности всего изделия, образованный тангенциальной и продольной компонентами (в системе координат трубы), лежит практически в плоскости стального листа, представляющего заготовку будущей трубы. Эти результаты позволяют утверждать, что образование остаточной намагниченности материала формовочного листа обусловлено процессом термоостаточного намагничивания стали на стадии горячей прокатки листа при температуре выше точки Кюри, составляющей примерно 670–720 °С для данных сортов стали. В процессе последующего сворачивания формовочного листа величина остаточного намагничивания не претерпевает значительных изменений, а общая ориентировка вектора остаточного намагничивания определяется размерами и первичной формой листа-заготовки.

Таким образом, выполненные лабораторные измерения намагниченности материала стальной прямошовной трубы показали соотношение остаточной и индуктивной компонент намагничивания изделия, определяющих величину внешнего магнитного поля объекта. На основании полученных оценок намагничивания предложена простая аппроксимационная модель источника внешнего поля, наиболее отвечающая реальной геометрии изделия – прямошовной стальной трубы. Выполненные расчёты магнитного поля модельного объекта, содержащего отдельный элемент трубы или его составные модели части в различных сочетаниях, демонстрируют хорошую тождественность реальным наблюдаемым полям над трубопроводами. Примеры моделирования объясняют причину «чёточных» аномалий над изучаемыми техногенными объектами.

Список литературы

1. Владов М.Л. Старовойтов А.В. Обзор геофизических методов исследований при решении инженерно-геологических и инженерных задач / М.: ГСД Продакшен, 1998. 67 с.
2. Глазнев В.Н., Стариков В.С. Применение методов магнитометрической съёмки для исследования подводных переходов трубопроводов различной протяжённости в условиях мелководья. / Сборник докладов 5-ой Международной научно-практической конференции и выставки. «Инженерная и рудная геофизика 2009» DOI: 10.3997/2214-4609.201403827.
3. Глазнев В.Н., Стариков В.С. Оценка разрешающей способности магнитного градиентометрического метода при решении инженерных геофизических задач / Материалы XVI международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». Воронеж, изд. Научная книга, 2010. С. 193-196.
4. Крапивский Е.И., Некучаев В.О. Дистанционная магнитометрия газонефтепроводов / Ухта: Изд. УГТУ, 2011. 142 с.
5. Коннов В.В. Некоторые вопросы оптимизации магнитометрического метода контроля напряжённо-деформированного состояния подземного стального трубопровода // Нефтегазовое дело, 2012, № 6. С. 163-176.

6. Новикова П.Н., Ворошилов В.А., Копытин В.В., Субботин П.А., Калашникова М.М., Темиров П.А. Инженерная магниторазведка при обнаружении подземных коммуникаций в условиях помех техногенного происхождения // 18-я молодёжная научная школа по геофизике. Сборник научных материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. С. 147-151.
7. Гершанок Л.А. Малоглубинная магниторазведка в условиях промышленных помех // Вестник Пермского университета. Сер.: Геология, 2013. Вып. 1 (18). С. 34-49.
8. Сокуренок В.П., Ворона В.М., Ившин П.Н., Кузенко Н.Ф., Ганзина В.Ф. Трубы стальные электросварные прямошовные. ГОСТ 10704-91 / М.: Росстандарт, 2015.
9. Стариков В.С. Инженерная магнитометрия при исследовании технического состояния стальных трубопроводов большого диаметра // Вестник ВГУ. Сер.: Геология, 2016, №3. С. 114-118.
10. Глазнев, В.Н., Стариков, В.С. Остаточная намагниченность и внешнее магнитное поле прямошовных стальных труб // Вестник ВГУ. Сер.: Геология, 2018, №3. С. 83-92.
11. Блох, Ю. И. Решение прямых задач гравиразведки и магниторазведки: Учебное пособие / М.:МГГА, 1993. 79 с.

СТОХАСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОРОВЫХ ОТРАЖЕНИЙ ДЛЯ МЕТОДА ОБЩЕЙ ГЛУБИННОЙ ТОЧКИ

*Тамахин А.С. (ФГБОУ ВО ВГУ, г. Воронеж),
Кислова Е.Б. («ОТ-ОЙЛ», г. Воронеж, snyuki@gmail.com)*

Аннотация. Рассматривается модель множественных случайных сейсмических отражений от глубоких внутрикоровых границ, не представляющих единую выдержанную поверхность раздела.

Ключевые слова: отраженные волны, стохастическая модель среды

В современной практике геофизических исследований важную роль играют глубинные исследования земной коры методами сейсморазведки. Такие исследования на протяжении последних 30 лет активно проводились на территории Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита по системам комплексных геофизических геотраверсов [7, 15, 20]. Одну из важнейших ролей в данном комплексе исследований занимает сейсморазведка, а именно метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ). Это обусловлено эффективностью данного метода, результаты которого позволяют строить достоверные геолого-геофизические модели изучаемой среды на большую глубину [12, 16, 19].

Однако в этих исследованиях, на основе сопоставления результативных материалов ГЗС и ОГТ, были выявлены некоторые несоответствия во внутреннем строении геологической среды разрезов, полученных с помощью указанных методов [11, 17, 18]. Отметим, что однозначная трактовка таких данных пока остаётся проблематичной [9], что связано со сложным строением земной коры и ее физическими свойствами, и в свою очередь, отражается на сейсмических образах земной коры [6, 10, 13]. Даже при достаточно большой выборке из некоторых практических материалов [8], полученных с помощью сейсморазведки, трудно однозначно определить те или иные структурные элементы, отраженные в разрезе и определить их природу. Эти явления возможно связаны с неоднородностью земной коры, что в свою очередь влияет на время прихода волны, образуя размытую границу раздела сред.

Целью данной работы является построение простейшей стохастической модели коровых отражений в рамках метода общей глубинной точки [1] для выявления влияния случайных воздействий на время прихода отражённой волны. В целом метод стохастического моделирования успешно зарекомендовал себя при решении разнородных задач региональной геофизики [2 - 4].

Для решения конкурентной поставленной задачи на базе комплекса компьютерной математики MatchCad была реализована программа имитационного стохастического моделирования глубинных коровых отражений метода МОВ-ОГТ. Наиболее важным параметром в данной модели является число генерируемых моделей среды, именно оно позволяет достоверно оценить влияние физических параметров среды на конечный результат. Набор параметров, который случайно генерируется для заданного диапазона, представлен следующими величинами: скоростью распространения волн в среде, плотностными свойствами и глубиной отражающей границы. Эти данные задаются «плавающими», для оптимизации построения модели, при этом результаты, получаемые на выходе сопоставимы с реальными результатами полученных при геофизических исследованиях.

Входные данные формируются в программе в виде массивы с логистическим распределением параметров модели среды, контроль над которыми осуществляет отдельно написанный логический программный блок, гарантирующий невыход формируемых параметров за границы заданного диапазона величин. Для визуальной оценки также был реализован блок построения гистограмм параметров модели среды, позволяющий оценить необходимые первые моменты стохастических распределений для модели.

За формирование источника сигнала, параметров систем наблюдений и их визуализацию, отвечает ранее созданный программный блок вычисления времён пробега сейсмических волн, наиболее подходящий для решения нашей задачи моделирования распространения отражённых волн [14].

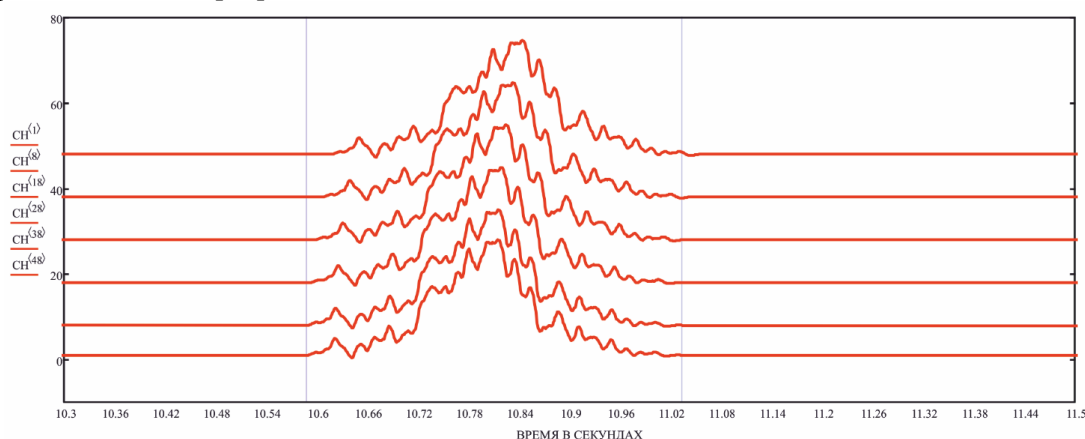


Рис.1. Результат стохастического моделирования глубинных отражений на интервале 32000-32200м.

Проведённые тестовые испытания системы моделирования демонстрируют возможности получения основных характеристик поведения сейсмической волны в системе МОВ-ОГТ. Результаты стохастического моделирования позволяют выявлять зависимость вертикальных времён пробега отражённых волн от величин задаваемых параметров. В процессе моделирования удаётся проследить некоторые основные закономерности в формировании отражений от нечёткой внутрикоровой границы раздела двух сред.

Авторы выражают благодарность своим руководителям проф. В.Н. Глазневу и доц. Муравиной О.В. за постановку задачи и полезное обсуждение результатов исследования.

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ № 18-05-00226.

Список литературы

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка / Тверь, АИС, 2006. 586 с.
2. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии / Апатиты: «ЖаЭМ», 2003. 252 с.
3. Глазнев В.Н., Кислова Е.Б. Стохастическое моделирование гравитационного поля обусловленного случайной контактной поверхностью / В сборнике: Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского. Воронеж, 2016. С. 54-56.

4. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Кислова Е.Б. Мощность гравиактивного слоя верхней части земной коры Воронежского кристаллического массива по результатам стохастического анализа гравитационного поля / Материалы 42-ой сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Пермь, 2015. С. 46-48.
5. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Кислова Е.Б. Стохастическое моделирование потенциальных полей / Материалы XIII Международного семинара «Физико-математическое моделирование систем». Ред.: И.Л. Батаронов, В.Н. Нечаев, Г.Е. Шунин. Воронеж: ВГТУ. 2014. С.1-2.
6. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2016. № 1 (29). С. 53-63.
7. Кашубин С.Н. (Ред.) Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Екатеринбург: ФГУПП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. 312 с.
8. Кислова Е.Б. Информационные технологии анализа результатов МОВ-ОГТ (на примере профиля 1-ЕВ) / В сб.: Инновационные методики геофизических исследований Материалы ежегодной молодежной научной конф. каф. геофизики ВГУ. Под ред. А.А. Аузина, О.М. Муравиной. 2018. С. 38-45.
9. Минц М.В. Сейсмические образы коро-мантийной границы как отражение геодинамики докембрийского корообразования // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 1. С.65-82.
10. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М., Глубинное строение юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2017. №4. С. 7-15.
11. Минц М.В., Соколова Е.Ю., Варданыц И.Л., Смирнов М.Ю., Успенский Н.И., Голубцова Н.С., Куликов В.А., Пушкарев П.Ю., Таран Я.В., Золотая Л.А., Коснырева М.А., Яковлев Я.Г., Рокитянский И.И., Рязанцев П.Ю., Нилов М.Ю., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды Карельского научного центра РАН, 2018, № 2. С. 34-61.
12. Минц М.В. Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс в 2 томах / М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. – Т. 1. – 408 с.; Т. 2. – 400 с.
13. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2016. № 1. С. 108-114.
14. Тамахин А.С. Математическое моделирование сейсморазведки методом отражённых волн в программной среде MathCad / В сб.: Современные проблемы и опыт гидрогеологических, инженерно-геологических и эколого-геологических исследований на территории Центрально-Чернозёмного региона. Материалы региональной научно-практической конференции. Под ред. А.А. Аузина. 2018. С. 164-167.
15. Чекунов А.В., Старостенко В.И., Красовский С.С., Кутас Р.И., Оровецкий Ю.П., Пашкевич И.К., Трипольский А.А., Елисеева С.В., Куприенко П.Я., Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В., Загородный В.Г., Глазнев В.Н., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Аксаментова Н.В., Гутерх А., Грабовска Т., Кобланьски А., Рыка В., Дадлез Р., Цвойдзински С., Корхонен Х., Луосто У., Гаал Г., Журавлев В.А., Садов А.С. Геотрансект Евро-3 // Геофизический журнал, 1993. Т. 15, N 2, с. 3-32.
16. Finnish reflection experiment FIRE 2001-2005 / Eds. I.T Kukkonen, R. Lahtinen – Geological Survey of Finland, 2006. – Special paper 43. – 247 p.
17. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenko L.G. Complex geo-

logical–geophysical 3Dmodel of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layer in gofthecrustandcrust–mantleboundary // *Geodynamics&Tectonophysics*. 2015. V. 6, № 2. P. 133-170.

18. Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // *J. Geoph. Res.*, 2009. V. 114, B06308. 34 p.

19. Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group. GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *Int. Geol. Rev.*, 1999. V. 41.P.287–333.

20. Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G., Glaznev V.N., Korja A. Crustal structure of the Baltic shiel dalong the Pechenga - Kostomuksha - Lovisageotraverse // *Int. Geol.Rev.*, 1998. V. 40, N 11, p. 990-997.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СРЕДНЕМАСШТАБНЫМИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМИ СЪЕМКАМИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ

*Триколиди Г.Ю. (ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург),
Медведев Н.О. (ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург),
Зеленухин И.А. (ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург)*

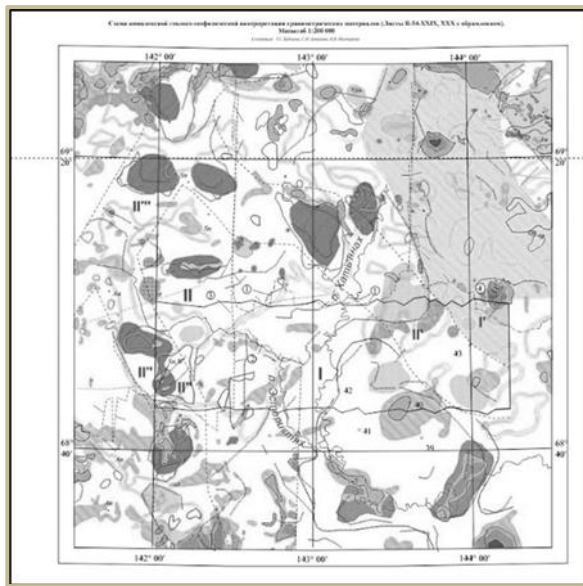
В рамках выполнения ревизии ретроспективных Государственных гравиметрических съемок масштаба 1:200 000 в 2016-м – 2018-м годах коллективом ФГБУ «ВСЕГЕИ» был выполнен большой объем работ по сбору и анализу материалов по изученности территории Дальневосточного Федерального округа (ДВФО) и Сибирского Федерального округа (СФО) среднемасштабными гравиметрическими съемками.

Одной из основных задач проводимых работ являлась оценка качества гравиметрических материалов для выявления съемок, не отвечающих современным требованиям с позиции создания гравиметрической основы для геологического картографирования масштаба 1:200 000 второго поколения.

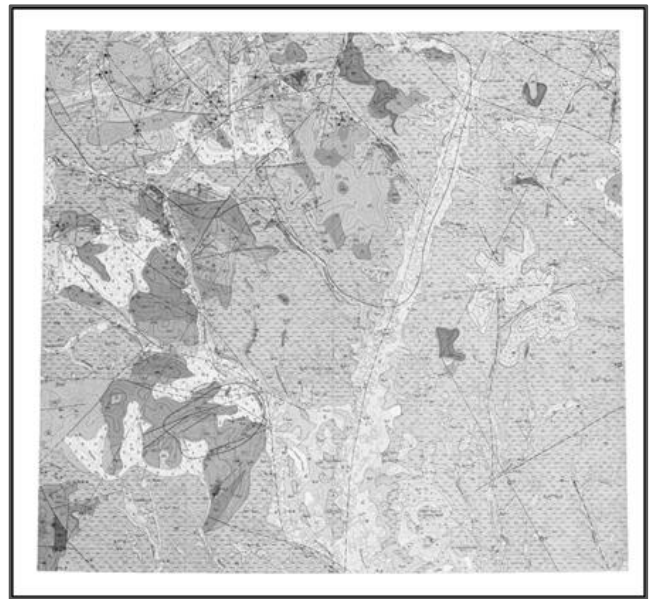
Критериями оценки качества на первом этапе стали основные требования к точностным параметрам, предъявляемые Инструкцией-80 к гравиметрической съемке масштаба 1:200 000 (СКП определения наблюдаемых значений силы тяжести, СКП определения значений аномалий силы тяжести в редукции Буге и плотность съемочной сети (указанная в отчете). В дальнейшем критерии оценки качества съемок были дополнены математическими величинами, характеризующими густоту сети, разработанными в ЦГД Московского филиала ФГБУ «ВСЕГЕИ»: K_a – определяет среднее по съемке отношение расстояния между профилями к расстоянию между пунктами наблюдений и K_c - определяет густоту сети наблюдений. Кроме того, за 2017 -2018 год была проведена экспертная оценка качества съемок, выполненных до 1965 года. Все съемки были разделены на 5 категорий, где 1-ая категория – современные съемки высокого качества, 5-я категория – съемки низкого качества, рекомендуемые к пере-съемке.

Актуальность выполнения оценки качества гравиметрических съемок демонстрируют приведенные ниже рисунки.

На рис.1а, 1б приведены результаты интерпретации гравиметрических данных по современной съемке, отнесенной к категории 2 и 1 и геологическая карта 1-го поколения на этот же участок. Мы видим, что результаты съемки помогают существенно увеличить объем информации, собираемой при составлении ГГК-200 2-го поколения, особенно на закрытых территориях.



а)



б)

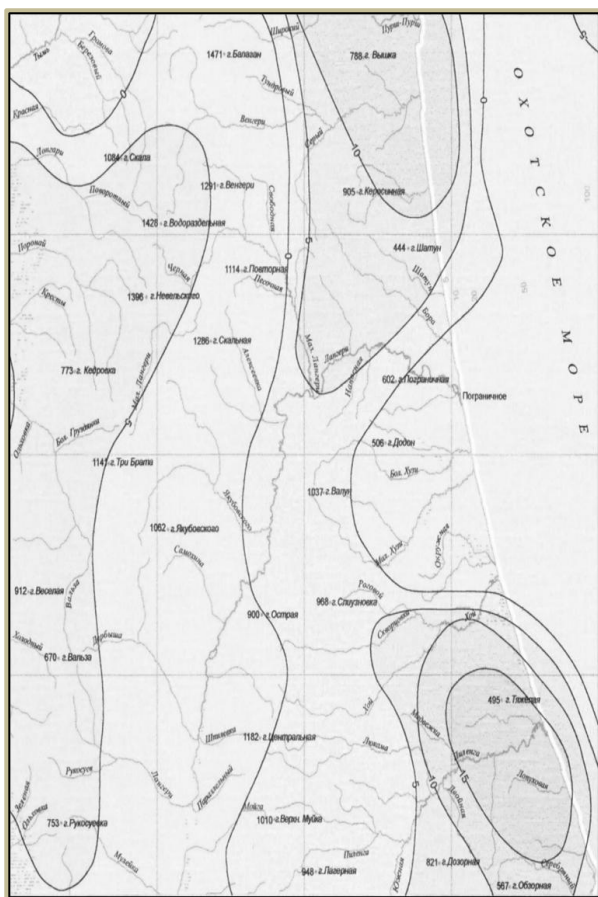
Рис.1 Геологическая карта 1-го поколения (1а) и результаты интерпретации современных гравиметрических материалов (1б)

На рис.2а и 2б приведена Гравиметрическая карта (ГФО-200), составленная с использованием материалов съемки, отнесенной в результате ревизии к категории 5. ГФО было составлено к листу нового поколения (ГГК-200, 2009 год). Информативность данной карты как основы для ГК-200/2 очень низка.

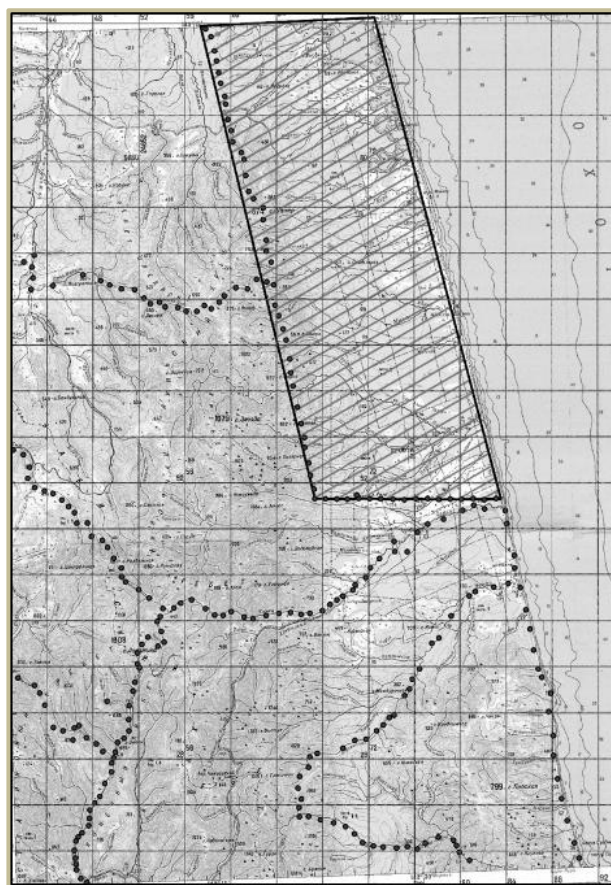
Из приведенных примеров видно, что использование съемок, отнесенных к низшим категориям качества при составлении Гравиметрических основ под ГДП-200 приводит к существенному ухудшению их информативности.

В результате проведенного анализа было выявлено, что плотность съемочной сети, указанная в отчетных материалах, недостаточно характеризует густоту сети, т.к. проводимые в середине XX века съемки зачастую имели сугубо поисковые задачи и выполнялись по регулярной сети на ограниченном пространстве листа с большой густотой. Остальная часть листа может иметь «дырки» от 100 до 500 км кв, а средняя плотность сети получается в пределах нормы. Так же допускались существенные отклонения от требований современных инструкций: высокие погрешности определения высот и координат, определение координат с использованием топокарт масштаба 1:100 000, определение высот по топокартам м-ба 1: 25000 в горных районах, многодневные рейсы, высокие погрешности при увязке опорной сети, недоучет сползания нуля-пункта гравиметра, что в сумме могло приводить к существенным искажениям в картине гравитационного поля участка исследования.

К сожалению, в силу необходимости срочного решения задач федерального уровня в области геодезии и обороны, фундаментальных задач прикладной физики, материалы вышеперечисленных съемок использовались при подготовке к изданию листов Государственной Гравиметрической карты СССР масштаба 1:200000. Таким образом, наличие изданной Гравиметрической карты СССР масштаба 1:200 000 не всегда эквивалентно наличию кондиционной гравиметрической основы для ГДП-200 нового поколения.



а)



б)

Рис.2 Гравиметрическая карта, составленная по результатам материалов середины XXвека (а) и вынесенные точки наблюдений (б)

Использование при геолого-геофизической интерпретации гравиметрических данных по среднемасштабным съемкам низкого качества приводит к дискредитации гравиметрического метода в целом и, в частности, к снижению запроса на наземные среднемасштабные гравиметрические исследования.

Основными особенностями изученности материковой и прибрежной части территории Дальнего Востока и Сибири среднемасштабными гравиметрическими съемками являются следующие (Рис.3):

- 73% (более 4.5 млн.кв.км) ДВФО и 81% СФО (более 3.2 млн.кв.км) обеспечено современной среднемасштабной гравиметрической основой,
- 11% территории ДВФО (более 660 000 кв.км) и 8% территории СФО (более 300 000 кв.км) не закрыто гравиметрическими съемками масштаба 1:200000,
- 5% (более 250 000 кв.км) территории ДВФО и 2% территории СФО (около 90 000 кв.км) закрыто съемками низкого качества, нуждающимися в проведении ревизионных работ или пересъемке
- 11 % территории ДВФО, 9% территории СФО нуждается в проведение углубленной камеральной проверки гравиметрических материалов перед использованием как гравиметрической основы для ГДП-200 нового поколения или выполнения других поисковых переинтерпретаций.

При современных темпах финансирования гравиметрических работ мы сможем «закрыть» вопрос об обеспечении ГК-200 качественным гравиметрическим материалом не менее чем за 100 лет.

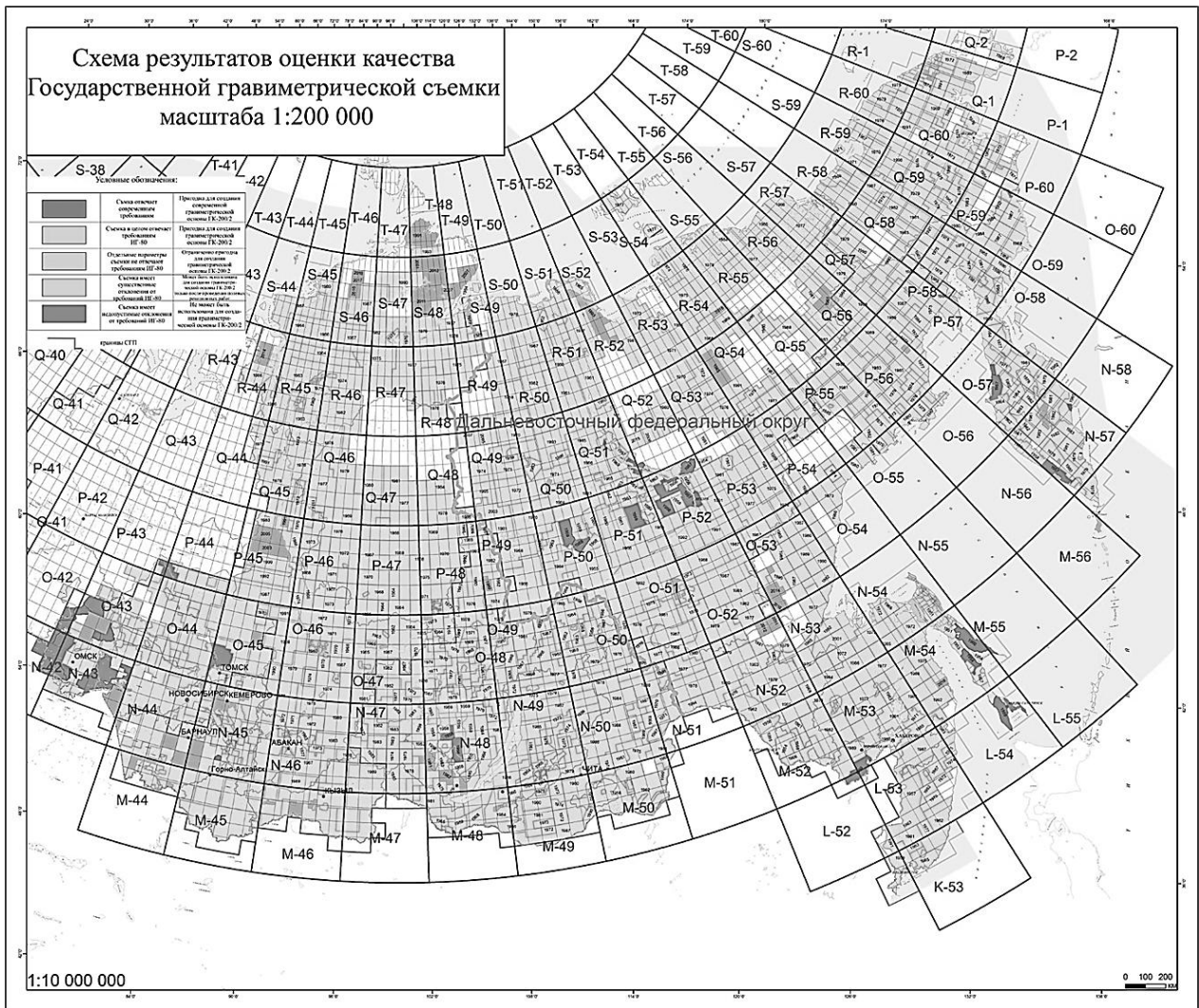


Рис.3 Схема результатов оценки качества Государственной гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000

Выполнение ревизионных работ по изученности территории Сибири и Дальнего Востока среднemasштабными гравиметрическими съемками проведено сотрудником Московского филиала ФГБУ «ВСЕГЕИ» Серыхом С.В. под руководством Директора ЦГД Нарского Н.В., экспертная оценка материалов проведена в Гравиметрической партии ФГБУ «ВСЕГЕИ» Триколиди Г.Ю., Кудрявцевым И.В., Зеленухиным И.А., Медведевым Н.О., так же были использованы материалы по выполнению ревизионных работ и оценке качества съемок, предоставленные сотрудником АО «СНИИГТиМС» по территории деятельности СГП №8 – Звягиным Е.М. Авторы выражают особую благодарность Ю.М.Эринчеку за поддержку и всестороннюю помощь в анализе ревизионных работ.

ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СДВИГОВ ЛИТОСФЕРЫ КАЗАХСТАНА В СТРУКТУРЕ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Урдабаев А.Т. (ТОО "НПЦ "КАЗГЕОФИЗИКА", г. Алматы, Республика Казахстан, akhmetzhan@yandex.ru)

Аннотация. В структуре геофизических полей прослеживается отражение Арало-Прикаспийского сдвига литосферы, который, возможно, является южным ограничением линейных коллизионных структур Урала. В связи с этим возникает необходимость пересмотра устоявшихся представлений о сопряжении Урало-Тянь-Шаньских структур в пределах бывшей акватории Аральского моря. В геопотенциальных полях также отражается Прииртышский сдвиг земной коры, возможно, являющийся северо-западным продолжением Иртышской зоны смятия Рудного Алтая.

Ключевые слова: геофизические поля, палеосдвиг (strike-slip) земной коры, тектоника плит.

Современные возможности анализа морфологии и структуры геопотенциальных полей позволяют пересмотреть и уточнить сложившиеся взгляды на структурно-тектоническое строение регионов Казахстана с позиций тектоники плит. В ограниченных рамках статьи невозможно отразить весь спектр отражений в геопотенциальных полях палеозойских и современных подвижек литосферы Казахстана. Рассмотрим лишь два наиболее крупных из них, которые до настоящего времени оставались за гранью пристальных исследований в силу слабой изученности отдельных территорий и глубинной геологической интерпретации геофизических данных по ним.

Арало-Прикаспийский сдвиг литосферы. В пределах Арало-Прикаспийского региона сочленяются разнородные тектонические блоки земной коры Устюрта, Казахского Урала (Мугодзар), Южного Тянь-Шаня и Казахстанских каледонид, имеющие сложное строение и сопряжение между собой. В XX столетии исследователи предложили серию тектонических построений, пытаясь обосновать сопряжение линейных коллизионных структур Урала и Тянь-Шаньских структур в пределах акватории Аральского моря. Практически все исследователи продолжали линейные коллизионные структуры Урала под дном бывшего Аральского моря, торцово сочленяя или подворачивая их к структурам Южного Тянь-Шаня через антиклинорий Султануиздага, несмотря на то, что в геофизических полях такая закономерность в явном виде не отражена.

Океаническая предыстория развития земной коры Аральского региона сформировала реликтовые структуры и ослабленные шовные зоны (сутуры и палеосдвиги), отразившиеся в современных геофизических полях. По многим из них, под влиянием глобальных тектонических процессов неоднократно возобновлялись активные сдвиго-надвиговые движения, сопровождавшиеся формированием зон растяжения и сжатия.

В геофизических полях и на структурных картах отчетливо видно, что преобладающее направление палеозойских структур субмеридиональное (уральское), северо-западное (центрально-устюртское) и северо-восточное (центрально-аральское).

Северо-западную ориентировку по фундаменту и горизонтам в чехле имеют структуры Северного Устюрта – Барсакельмесский и Косбулакский прогибы и ограничивающие их Центрально-Устюртская, Актумсукская и Аккулковская система поднятий.

О северо-восточной ориентировке палеозойских структур свидетельствует морфология гравимагнитных аномалий, расположенных преимущественно на узбекской стороне бывшей акватории Аральского моря. Эти аномалии отражают ориентировку реликтовых структур субокеанической коры Иргизской зоны, не вовлеченной в процесс позднепалеозойской коллизии. Этот микроблок земной коры, скорее всего не герцинской, а каледонской консолидации.

По результатам региональных морских сейсмических работ, выполненных Южморгео (А.И.Пилипенко, 1977), отмечено, что "в акватории не выделены какие-либо структуры, ко-

торые могли бы рассматриваться как погребенные продолжения герцинид-уралид. Напротив, устанавливаемая связь Косбулакского и Северо-Аральского прогибов, наряду, с наличием спокойно залегающих пород ПСЭ мощностью до 5-6 км, в пределах Центрально-Аральского блока, ранее выделявшегося в качестве области с герцинским фундаментом, свидетельствует о более раннем (догерцинском) возрасте консолидации фундамента в последнем". Такое заключение А.И.Пилипенко основано на результатах опытно-производственных сейсморазведочных работ МОГТ на длинных годографах. С тех пор целенаправленные региональные исследования МОГТ с целью изучения ПСЭ и фундамента на этой территории не проводились, а дальнейшие наши выводы и заключения строятся на анализе морфологии и структуры геопотенциальных полей.

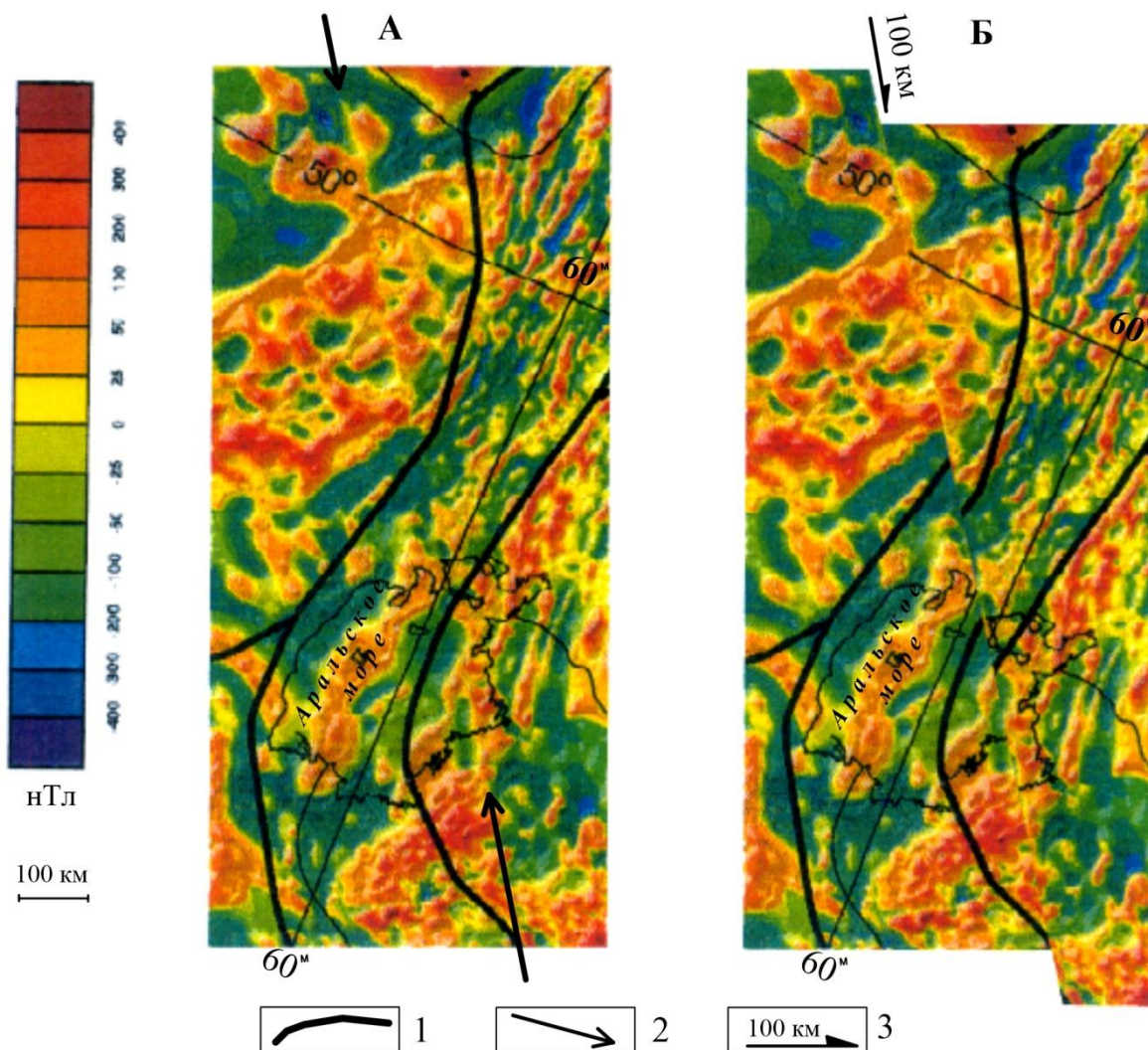


Рис. 1. Арало-Прикаспийский палеозойский сдвиг литосферы в морфологии магнитного поля

А - фрагмент карты "Магнитные аномалии и тектонические элементы Северо-Восточной Евразии", изданной в м-бе 1 : 10 000 000, 1995г., составители: Геологическая служба Канады, Коноко Инкорпорейтед (Оклахома, США), ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология (Россия), Институт Геофизики АН КНР, Дублинский институт передовых технологий (Ирландия); Б - вариант восстановления морфологических элементов магнитного поля, соответствовавших палеоструктурам земной коры Арало-Прикаспийского региона в допозднепалеозойское время; 1 - границы тектонических элементов в варианте авторов карты, 2 - стрелки, указывающие на линеймент магнитной карты; 3 - направление смещения верхней половины карты вдоль линеймента магнитного поля на расстояние тектонического сдвига в км

В морфологии потенциальных геофизических полей (рис. 1), охватывающих восток Прикаспийской впадины, структуры Казахского Урала, Аральский бассейн и Сырдарьинскую синеклизу, отражены субпараллельные палеосдвиги (strike-slip) земной коры северо-западного направления. Они являются, возможно, юго-восточным продолжением Костомукшско-Орского планетарного линеамента, отраженного в картах линеаментов России масштаба 1:10000000 (В.В.Архангельская, 2002г.). Рисунок демонстрирует возможность интерпретации аномального магнитного поля с целью палеотектонической реконструкции. Исходная карта магнитного поля приведена на рисунке в части А, где линия тектонического сдвига просматривается весьма отчетливо благодаря линеаменту в магнитном поле. Карта аномального магнитного поля рассечена нами в северо-западном направлении вдоль предполагаемой линии тектонического сдвига. При этом верхняя половина карты (рисунок в части Б) смещена вдоль линеамента на расстояние около 100 км, при котором достигнуто восстановление некоторых морфологических элементов магнитного поля, соответствующих палеоструктурам земной коры Арало-Прикаспийского региона в допозднепалеозойское время. Расстояния сдвигов отдельных тектонических элементов вдоль линеамента в магнитном поле могли быть разными в зависимости от времени проявления и фазы тектонических реактивизаций. Линия сдвига отмечается и в структуре гравитационного поля в виде широкой полосы градиентов поля силы тяжести, к которой торцово причленяются структуры северо-восточного направления Астраханско-Актюбинской системы поднятий и Иргизской зоны в центральной акватории Аральского моря. Тектонические сдвиги были многоэтапными и они в разной степени отразились в геофизических полях.

Вдоль зоны палеосдвигов земной коры располагается профиль ГСЗ-МОВЗ, отработанный НПО "ГЕОН" (бывшая СРГЭ, г. Москва), по которому разрез построить не удалось из-за сложного характера искажений полевого материала и отсутствия регулярных отражений сейсмических волн (устное сообщение исполнителей ГСЗ-МОВЗ). Высокий уровень рассеивания сейсмического сигнала, вызванный в данном случае сложной дислоцированностью среды, является дополнительным подтверждением существования палеозойской сдвиговой зоны.

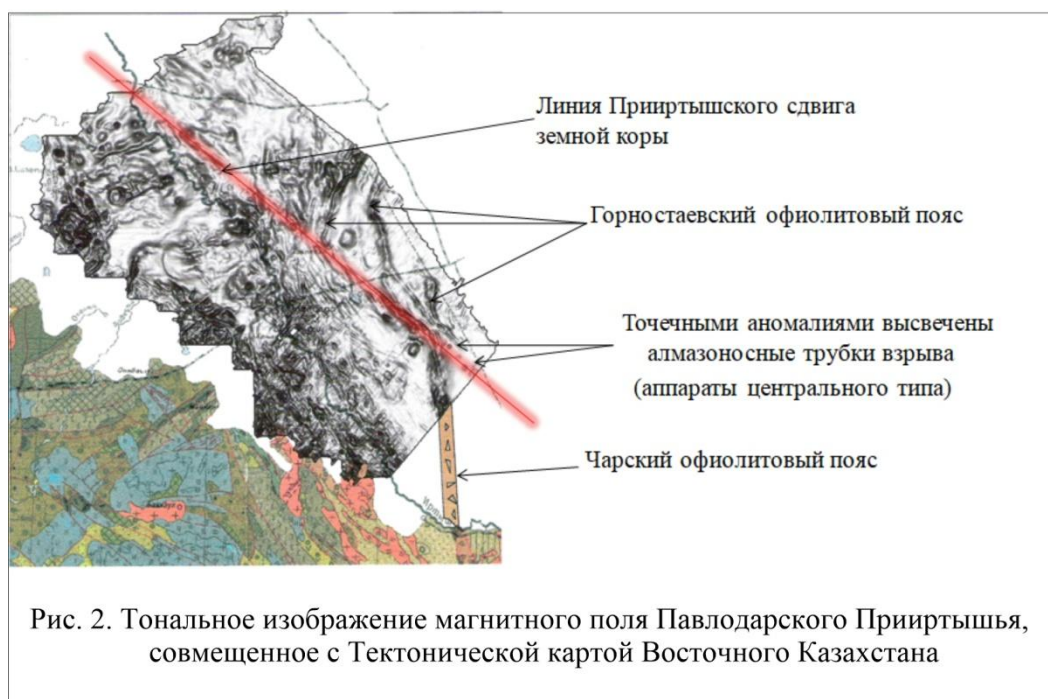
Зоны региональных палеосдвигов северо-западного направления являются, по сути, южной границей позднепалеозойских линейных коллизионных структур Урала. Интенсивное скупивание и складкообразование Большого Урала зародилось в результате раннепалеозойской субдукции океанической коры, а линейное горообразование и линейность структур были обусловлены завершением коллизии Восточно-Европейской платформы и Казахских каледонид в позднегерцинское время. Субдукция коры Иргизской зоны Казахского Урала (Мугодзар) происходила гораздо интенсивнее, чем в пределах бывшей акватории Аральского моря. Микроблок субокеанической коры Аральского бассейна не подвергался интенсивной коллизии и оставался неподвижным в отличие от северо-восточного крыла палеосдвига. В связи с этим в пределах микроблока Иргизская зона имеет более значительные размеры, чем в линейных структурах Казахского Урала. В центральной части бывшей акватории Аральского моря интенсивные положительные гравитационные и магнитные аномалии соответствуют группе пород основного и ультраосновного состава реликтовой субокеанической коры Иргизской зоны и отличаются от структуры полей Карашатауской и Валерьяновской зон, где гравимагнитные поля менее интенсивны и имеют дискретно-мозаичную картину, характерную преимущественно для эффузивно-осадочных пород.

Таким образом, можно утверждать, что Арало-Прикаспийский палеосдвиг земной коры северо-западного направления существует и является южным ограничением линейных коллизионных структур Большого Урала. Следует отметить, что природа и характер формирования Арало-Прикаспийского палеосдвига и Главного Каратауского разлома возможно одинаковы, они практически параллельны друг к другу. Происхождением оба тектонических элемента, вероятно, обязаны давлению со стороны Таримско-Алайского континента, во время окончательного закрытия в среднем карбоне Туркестанского палеоокеана [1]. По Арк.В.Тевелеву [4] континентальные крупномасштабные сдвиги подразделяются на два ти-

па: сдвиги близкие по простиранию к главным направлениям конвергенции (дивергенции) в соответствующих коллизионных или рифтовых поясах, и сдвиги косые до нормальных к этим направлениям. Арало-Прикаспийский и Главный Каратауский разломы относятся ко второму типу континентальных крупномасштабных сдвиговых зон и, по всей видимости, имеют смешанную (транспрессивную и транстенсивную) деформационную историю и должны быть структурно и морфологически схожими между собой.

С учетом изложенной точки зрения на геодинамическое развитие Арало-Прикаспийского региона необходимо пересмотреть прогнозную нефтегазоносность Аральского бассейна в сторону более высокой нефтегазовой перспективности Восточно-Аральской впадины, имеющей возможно мощный чехол слабодислоцированных осадочных отложений, в том числе карбонатно-терригенного состава в его нижней части.

Прииртышский сдвиг земной коры. Иртышская зона смятия (или главный Иртышский разлом) до настоящего времени рассматривается не как линейный разлом северо-западного направления, линейно продолжающийся и на территории России, а подворачивающийся на северо-восток и ограничивающий Рудный Алтай в северо-западной его части (рис. 2).



Такое представление сложилось за счет визуально-корреляционного эффекта от Чарско-Горностаевского пояса офиолитов и серпентинитов, являющихся маркерами в истолковании положительных интенсивных аномалий соответственно в гравитационном и магнитном полях. На самом деле Иртышский разлом в зоне сочленения Чарского и Горностаевского офиолитовых поясов не подворачивает на северо-восток, а линейно продолжается в северо-западном направлении и, возможно, смыкается на территории Западно-Сибирской впадины с Уренгойско-Колоторским желобом. Сдвиг литосферы был заложен в догерцинское время.

Прииртышский сдвиг земной коры, как и Иртышский разлом, пережил несколько фаз тектонической активизации литосферы, следы которых остались в современном рисунке гравимагнитных полей (рис. 2, 3). В структуре геопотенциальных полей прослеживаются и более сложные тектонические движения блоков земной коры, вплоть до осесимметричного вращения каледонского сегмента Рудного Алтая (а, возможно, и всего Большого Алтая) относительно герцинид Калба-Нарымской зоны Казахстана. Но эту тему, учитывая трансграничность территории Большого Алтая, необходимо рассматривать совместно со специалистами Казахстана, России и Китая [5, 6].

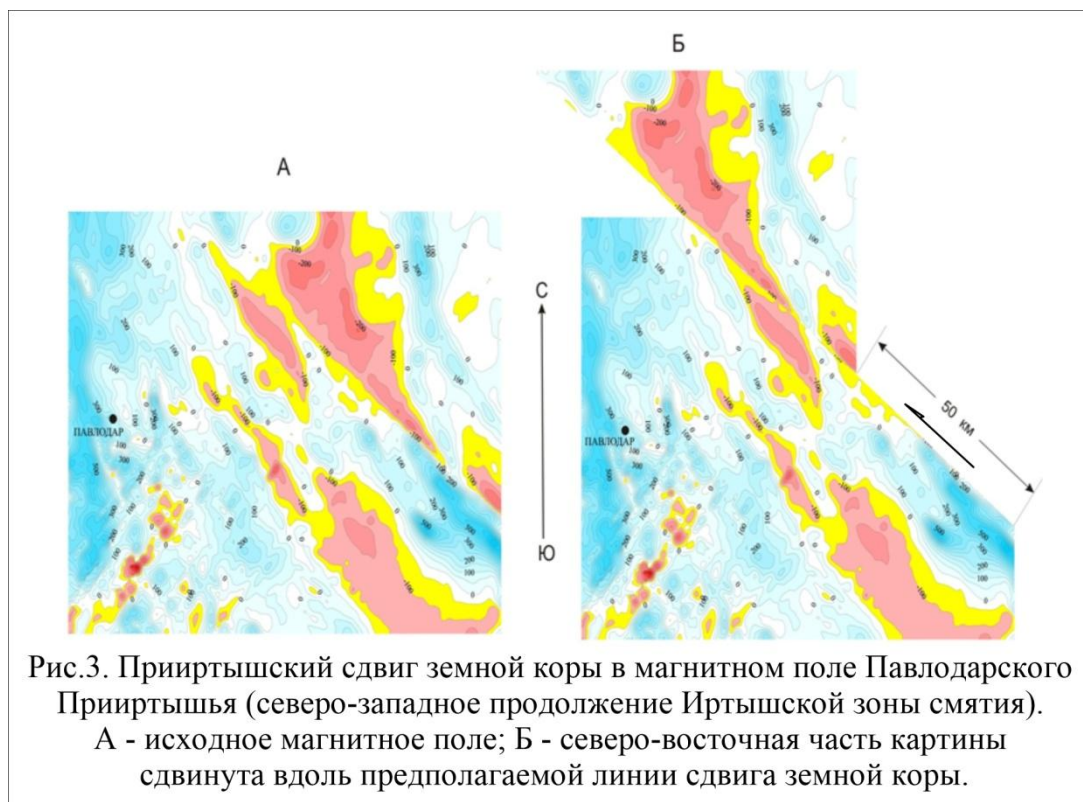


Рис.3. Прииртышский сдвиг земной коры в магнитном поле Павлодарского Прииртышья (северо-западное продолжение Иртышской зоны смятия).
 А - исходное магнитное поле; Б - северо-восточная часть картины сдвинута вдоль предполагаемой линии сдвига земной коры.

При блоковых движениях, происходивших до образования платформенного чехла, на поверхность фундамента были выведены спутники разломов в виде протрузий гипербазитов, серпентинитов, гипергенные изменения которых приводят к разуплотнению и образованию очень емкого коллектора. Подобный пример отмечен на Фестивальной площади Западной Сибири. В Павлодарском Прииртышье к перспективным участкам подобного рода могут быть отнесены офиолитовые пояса (Чарско-Горностаевский и северный борт Разумовской мульды).

Большой интерес представляют выступы и высокоамплитудные уступы фундамента, сформировавшиеся в результате блоковых движений на бортах отрицательных структур, прогибавшихся одновременно с образованием платформенного чехла (Абжанская, Разумовская и Железинская мульды). Карбонатные разности пород, слагающие отрицательные структурно-формационные зоны, в период предчехольной денудации могли образовать исключительно емкий коллектор за счет карстообразования. Перспективность рассматриваемых отрицательных структур, сформировавшихся вдоль линии палеосдвигов, обусловлена двумя причинами: с одной стороны, в них увеличивается мощность разреза осадочного чехла, с другой – возможность формирования залежей УВ за счет флюидоподтока по субвертикальной плоскости палеосдвига из палеозойских отложений фамена и карбона, разрез которых характеризуется высоким содержанием рассеянного органического вещества.

Список литературы

1. Буртман В.С. и др. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню. Геотектоника, №1. М., 1998, с.15-26
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990
3. Никишин А.М. Внутриплитная тектоника: тектонические обстановки и геодинамика. Тектоника и геофизика литосферы, том II. Материалы XXXV Тектонического совещания. М., "Геос", 2002, с. 52-55
4. Тевелев Арк.В. Группы новейших литосферных сдвигов. Тектоника и геофизика литосферы, том II. Материалы XXXV Тектонического совещания. М., "Геос", 2002, с. 231-234

5. Урдабаев А.Т. Современные возможности поисков месторождений полиметаллов комплексом геофизических методов. //Материалы Международной конференции "Большой Алтай – уникальная редометеалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии". Алматы-Усть-Каменогорск, 2010. стр. 172 – 174.

6. Урдабаев А.Т. Комплексное геолого-геофизическое моделирование глубинных рудно-магматических структур Рудного Алтая с целью оптимизации поисков месторождений полиметаллов. //Материалы Международной научно-практической конференции "Теория и практика разведочной и промысловой геофизики". Пермь, ПГУ-ПГНИУ, 2017

ПРОГНОЗ ДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГРАВИРАЗВЕДКИ НА ВЕРХНЕКАМСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Филатов В.В. (ВГУ, г. Владимир)

Болотнова Л.А. (УГТУ, г. Екатеринбург, L.bolotnova@yandex.ru)

Аннотация. Сформулированы критерии для прогнозирования опасных динамических явлений в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей по данным геолого-геофизических исследований, выполненных на ВКМКС.

Ключевые слова: Верхнекамское месторождение калийных солей, геодинамические явления, прогнозирование, критерии, геолого-геофизические данные.

Гравитационное взаимодействие масс было и остаётся важнейшим фактором в истории формирования и развития Земли. Разделение вещества по плотности, его перемещение и другие процессы деформируют земную кору и способствуют образованию в ней различных по масштабу, форме, механизмам и металлогеническому значению пликативных и дизъюнктивных структурно-тектонических элементов. «Сила тяжести, - по мнению Х. Рамберга, - контролирует в какой-то степени почти все типы тектонических процессов и играет главную роль в окончательном образовании многих деформационных структур» [1].

Основным параметром, характеризующим деформирование геологической среды, является дилатация (или дилатансия) – относительное изменение объёма среды, а значит, и её плотности, которое происходит в локальных зонах. Поэтому эффективным методом изучения разномасштабных палео- и современных динамических процессов, происходящих в геологической среде, является гравirazведка. Этот метод был использован при картировании структурно-тектонических элементов Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС), определения их влияния на формирование естественного и техногенного полей напряжения, как источников опасных динамических событий, а также для их пространственного прогнозирования.

Деформационные процессы, происходившие в прошлом и происходящие в настоящее время в осадочной толще ВКМКС, проявляются в образовании трещинных зон различного ранга и потому картируются в поле силы тяжести системами локальных отрицательных аномалий.

На наличие в осадочной толще месторождения трещиноватости впервые обратил внимание первооткрыватель ВКМКС П.И. Преображенский [2], отметив, «полное вероятно трещиноватости, пересекающей все надсолевые породы» и проникающей в соляные отложения, и подчёркивал, что «пластичность соли, препятствующая этому явлению, обязательно должна сказываться только на больших глубинах (ниже 500 м), но для верхов соляной массы возможность наличия таких трещин вполне допустима».

Обобщение и анализ результатов изучения трещиноватости различных толщ ВКМКС позволил сделать следующие выводы [3]:

- большинство трещин и трещинных зон ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях; это свидетельствует об общих причинах их образования в пределах всего месторождения, особенно в верхнепермское и более позднее время;

- значительное влияние на трещинообразование оказывают локальные структуры: антиклинальные складки и флексурные перегибы в рельефах кровли и подошвы надсоляных и подсолевых горизонтов;

- в продуктивной толще картируются открытые трещины, свидетельствующие об активности деформационных процессов в настоящее время;

- разуплотнение пород в трещинных зонах достигает от 0,10 – 0,15 до 0,20 – 0,30 г/см³; поэтому эти зоны уверенно картируются локальными отрицательными аномалиями в поле силы тяжести интенсивностью в первые десятые доли мГал.

Устойчивая пространственно-генетическая связь плотностных неоднородностей, находящихся в надсоляных и подсолевых горизонтах ВКМКС, с локальными структурно-тектоническими элементами послужили физико-геологической основой для картирования последних в поле силы тяжести. Решению этой задачи способствовали в основном результаты площадной высокоточной гравиметрической съёмки масштаба 1:25 000, выполненной на всю территорию месторождения. Без использования результатов этой съёмки было бы невозможно построить структурно-тектоническую схему всей территории месторождения.

Данные количественной интерпретации аномалий силы тяжести (в комплексе с результатами исследований других геолого-геофизических методов) позволили построить структурно-тектоническую схему как всего месторождения, так и отдельных его участков, определить структурно-тектоническую позицию районов, в которых произошли опасные динамические события в 1986 (БКРУ - 3) и в 1995 (СКРУ - 2) гг. и сформулировать признаки, пользуясь которыми можно прогнозировать динамические события [4]. Позже, опираясь на результаты этих и других исследований, было осуществлено прогнозирование динамических событий на всю территорию ВКМКС с построением соответствующей структурно-тектонической схемы [5].

К структурно-тектоническим элементам, оказывающим существенное влияние на нарушение равновесного состояния геологической среды ВКМКС, были отнесены: активные разломы или их фрагменты, линейные трещинные зоны, узлы пересечения активных разломов и трещинных зон. К прогностическим признакам динамических событий отнесены следующие:

- количество и вид динамических событий, произошедших в пределах активного разлома и узловой структуры;

- наличие в узловой структуре активного разлома;

- количество разломов и трещинных зон, образующих узловую структуру;

- наличие в районе узловой структуры участков повышенной трещиноватости;

- наличие в районе узловой структуры отрицательной аномалии силы тяжести;

- расстояние от узловой структуры до эпицентра динамического события;

- наличие в районе узловой структуры гелиевой аномалии;

- наличие в пределах узловой структуры осложнений в рельефе глубинных горизонтов земной коры;

- расстояние от узловой структуры до бортовой части растущего соляного купола;

- расстояние от узловой структуры до крупного водохранилища;

- наличие в пределах узловой структуры горных выработок;

- кинематический тип и азимут простирания разломов, образующих узловую структуру;

- изменение высот рельефа дневной поверхности на площади узловой структуры, т.е.

наличие морфоструктурных аномалий;

- расстояние до ближайшей узловой структуры или до ближайшего активного разлома;

- характер линеаментов, установленных на площади узловой структуры по результатам дешифрирования космо- и аэроснимков;

- характер речной сети в районе узловой структуры.

Последнее по времени катастрофическое событие с затоплением на этот раз рудника БКРУ – 1 произошло в октябре 2006 г. Оно подтвердило правильность, сделанных ранее оценок о том, что основными структурно-тектоническими элементами геологической среды, влияющими на характер естественного и техногенного полей напряжения и на динамический режим, являются активные на современном этапе тектогенеза разломы, линейные трещинные зоны и узлы пересечения разломов и трещинных зон.

На рис. 1 показана схема локальных аномалий поля силы тяжести территории рудника БКРУ – 1, а на рис. 2 структурно-тектоническая схема с элементами прогноза, установленными на основании интерпретации локальных аномалий. На территории БКРУ – 1 установлено четыре разломных структуры (I, II, III, IV) и несколько локальных зон повышенной трещиноватости (пониженной плотности).

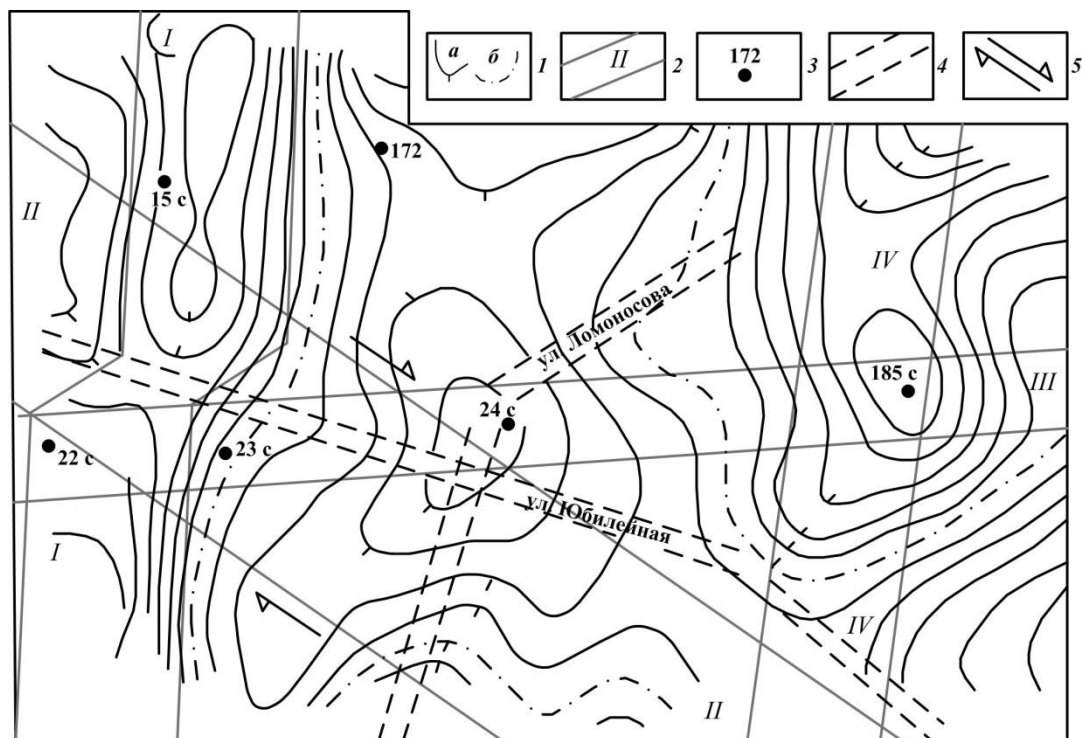


Рис. 1. Схема локальных аномалий поля силы тяжести шахтного поля БКРУ – 1 с элементами тектонического строения: 1 – а) изоаномалы силы тяжести, б) нулевая изоаномала; 2 - зоны разломов, установленные по гравиметрическим данным и номера разломов; 3 – положение солеразведочных и структурных скважин и их номера; 4 – некоторые улицы г. Березники; 5 – направление смещения по разломам.

Субмеридиональный разлом I картируется полосой пониженных значений силы тяжести шириной около 0,5 км. Восточный борт разлома отмечен аномалией типа «гравитационная ступень», характерной для сбросов. В северной и южной частях разломной структуры картируются два локальных понижения поля силы тяжести, которые обусловлены внутриразломной трещиноватостью и локальным поднятием по кровле солей. Оба поднятия имеют одинаковую длину по простиранию, их амплитуда составляет первые десятки метров; они являются структурами высокого порядка по кровле солей, осложняющими поверхность Березниковского соляного купола. Пространственная связь соляных структур с зоной разлома I свидетельствует и об их генетической связи, т.е. причиной их образования служат динамические процессы, происходящие в зоне разлома, а именно, новейшая (средний плейстоцен) активизация движений по разлому; на это же указывают наличие в зоне разлома полосы выщелачивания солей и высокое горное давление и газодинамические явления в районе скв. 22с.

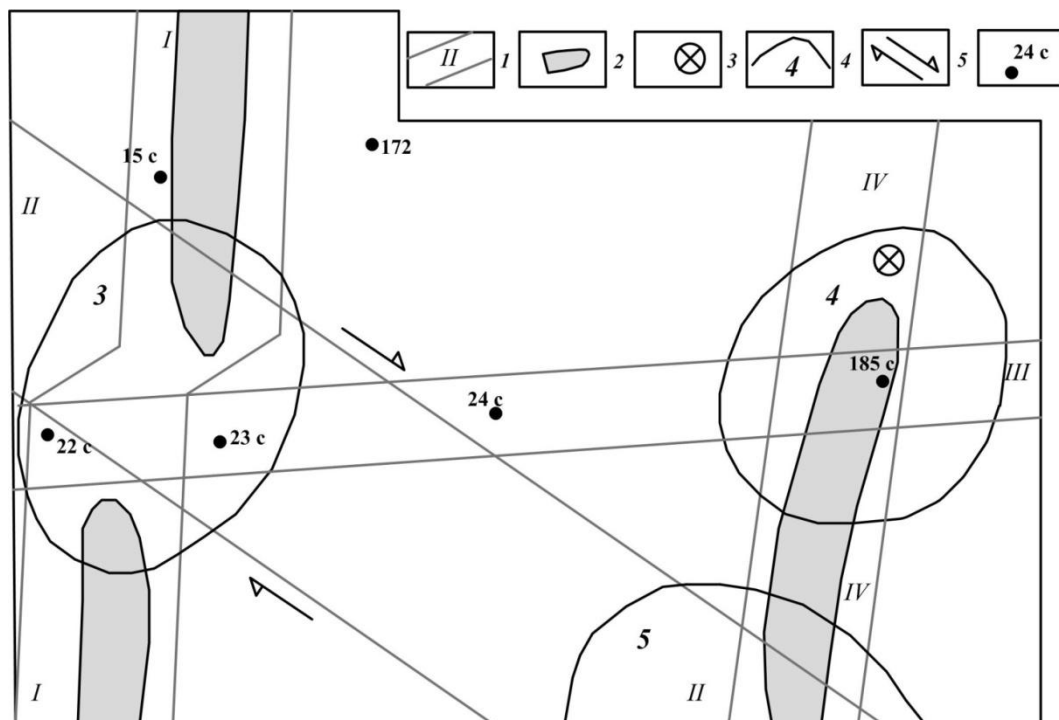


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема шахтного поля БКРУ – 1 с элементами прогноза опасных участков: 1 – зоны разломов, установленных по гравиметрическим данным и их номера; 2 – контуры зон трещиноватости в надсолевой толще; 3 – места разгрузки подсолевых вод; 4 – контуры прогнозируемых участков опасных на проявление динамических событий и их номера; 5 – направление смещения по разломам; б – положение солеразведочных и структурных скважин и их номера.

Разлом II в фундаменте выявлен по гравиметрическим данным впервые в этом районе. Он является продолжением Косевского разлома, представляющим собой часть Тимано-Кокчетавской системы глубинных разломов, служащей границей между Волго-Уральской антеклизой и Тимано-Печерской синеклизой. Разлом II более молодой, чем разлом I. Кинематически этот разлом представляет собой правосторонний сдвиг. По простиранию Косевский разлом картируется в гравитационном поле системой локальных аномалий, а в пределах шахтного поля БКРУ – 1 происходит смещение в плане меридиональной по простиранию аномалии силы тяжести, которой картируется разлом I. Кроме этого, в зоне разлома II находится коленообразный изгиб русел рек Камы м Зырянки, морфоструктурная аномалия, а бурением в зоне разлома выявлены зеркала скольжения, обогащённость пород битумами и их брекчирование.

Широтный разлом III картируется на всём протяжении локальными изгибами изоаномал поперечными к его простиранию. В зоне разлома установлено две локальные аномалии разного знака; эпицентр положительной аномалии находится возле скв. 24 с, отрицательной – у скв. 185 с. Источником отрицательной аномалии является субвертикальная зона разуплотнения пород развитая на всю мощность надсолевой толщи; в рельефе эта зона проявляется в виде оседания дневной поверхности. В пределах шахтного поля осевая линия разлома III картируется отрицательной формой дневного рельефа. На морфоструктурной схеме Соликамской впадины положению разлома соответствует широтная зона морфотрещиноватости первого порядка, простирающаяся от г. Березники на запад за пределы Соликамской впадины. Выраженность разлома III в современном рельефе дневной поверхности свидетельствует о новейшей активизации разлома.

Субмеридиональный разлом IV уверенно картируется в поле силы тяжести отрицательной аномалией, осложнённой также отрицательной локальной аномалией более высокого по-

рядка. Источником этой аномалии служит линейно вытянутая зона трещиноватости. Разлом IV пересекается с разломами II и III. В северной дистальной части трещинной зоны установлено место разгрузки подсолевых вод. Это свидетельствует о том, что в этой части шахтного поля геологическая среда существенно разрыхлена и является хорошо проницаемой и мобильной, т.е. динамически активной на современном этапе тектогенеза.

Из анализа структурно-тектонической схемы шахтного поля БКРУ - 1 (рис. 2) следует, что в его пределах находится все три основных типа структурно-тектонических элементов, оказывающих существенное влияние на динамический режим геологической среды: активный разлом, трещинная зона, узловая структура.

Три разлома (I, II, III), осложнённые трещинными зонами, пересекающиеся в районе скв. 22 с, образуют первый тектонический узел, геологическая среда в пределах которого характеризуется раздробленностью, мобильностью, высокой флюидопроницаемостью, развитием гидротермальных и экзогенных процессов. Поэтому эта узловая структура шахтного поля БКРУ – 1 была отнесена к потенциально опасной.

Разломы II, III и IV, один из которых также осложнён трещинной зоной, пересекаясь, образовали вторую узловую структуру. Геологическая среда в её пределах обладает такими же свойствами, что и в пределах первого тектонического узла. Таким образом, и вторая узловая структура является потенциально «перспективной» на проявление в её пределах динамических событий.

Соотнося свойства, которыми характеризуются обе узловые структуры, расположенные на небольшом расстоянии друг от друга, с описанными выше прогностическими признаками, было сделано заключение о потенциальной опасности шахтного поля БКРУ – 1 на проявление в его пределах динамических событий. Эта оценка состояния геологической среды подтвердилась в 2006 г.

Список литературы

1. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. – М.: Наука, 1985. – 339 с.
2. Преображенский П.И. Геологоразведочные работы на калий в Соликамском и Березниковском районах за период с 1 октября 1925 г. по 1 октября 1926 г. Материалы по исследованию Прикамского соленосного района. – Л., 1929. – 17 с.
3. Филатов В.В., Кассин Г.Г., Попов Б.А. Геофизические исследования на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. №6. С. 150 – 161.
4. Кассин Г.Г., Филатов В.В. К проблеме прогнозирования геодинамических явлений на территории Верхнекамского месторождения калийных солей // Изв. вузов. Горный журнал. 2002. №3. С. 155 – 164.
5. О природных причинах катастрофы на руднике ОАО «Уралкалий» в октябре 2006 года // Изв. вузов. Горный журнал. 2008. №4. С. 70 – 76.

ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НА ПЛОЩАДЯХ ЯНАО

*Халиулин И.И. (ООО «Газпром геологоразведка», г. Тюмень),
Мельникова М.В. (ООО «Газпром геологоразведка», г. Тюмень)*

В данной работе представлена совместная интерпретация данных сейсморазведки и электроразведки при картировании сеноманских газовых залежей на открытых месторождениях ЯНАО. Использование комплексирования сейсморазведки и электроразведки для картирования сеноманских перспективных ловушек возможно, как на суше, так и на акваториях.

В данной работе рассмотрены примеры картирования залежей на акваториях, в береговых границах Обской и Тазовской губ.

Характер волновой картины в зоне перспективных отложений в кровле сеномана изменится в зависимости от параметрических размеров самой залежи. На временных разрезах на границе «газ-вода» в результате резкого перепада акустических жесткостей газо-водяному контакту (ГВК) сеноманской залежи соответствует высокоинтенсивная динамическая аномалия, а также, в большей степени, аномалия типа «плоское пятно»[1]. Пример такого разреза показан на рисунке 1.

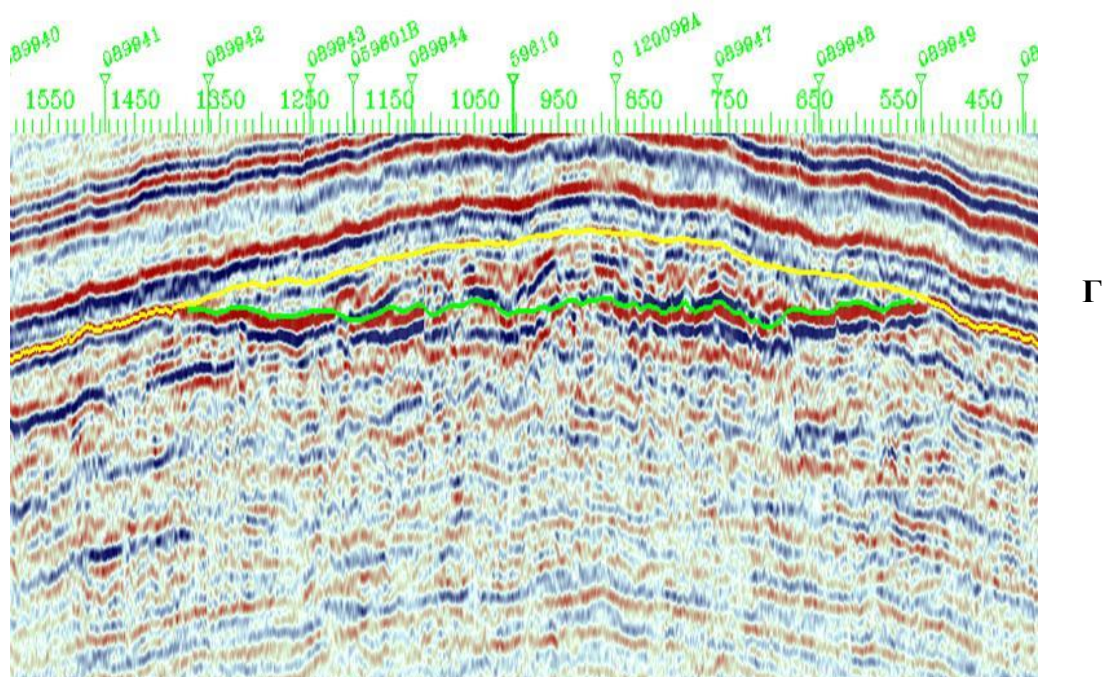


Рис. 1. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю работ МОГТ 2D

Представленный образ сейсмической записи характерен для массивных газовых залежей, максимальная высота залежи может достигать 150 м. Залежи описанного типа уверенно выделяются по характерному рисунку волновой записи, а по результатам динамического анализа отраженной волны (ОВ), контролирующей залежь, можно оценить размер залежи в плане.

Трудности картирования по данным сейсморазведки сеноманских газовых залежей возникают в случаях небольших газонасыщенных толщин. При высоте залежи не более 20-30 метров самостоятельная ОВ, связанная с ГВК не выделяется. Пример такой залежи показан на рисунке 2. На временных разрезах может наблюдаться иная картина: на одних площадях ОВ, контролирующая кровлю сеноманского резервуара имеет высокую интенсивность, а на других корреляция ОВ весьма затруднительна ввиду её динамической невыраженности [2]. В одном случае период волны возрастает, а в другом увеличивается частота сигнала вплоть до появления дополнительного отражения. Такое разноплановое отображение маломощных газовых залежей не позволяет однозначно выделить контуры ловушки. По этой причине картирование малоамплитудных сеноманских газовых залежей только по данным сейсморазведки может привести к ошибкам.

Для уверенного выявления малоамплитудных сеноманских залежей необходимо совместно с сейсморазведкой применять другие методы, например, электроразведку. На газовых месторождениях ЯНАО были проведены работы дифференциально нормированным методом электроразведки (ДНМЭ). По результатам интерпретации данных ДНМЭ авторами работ[4] были выделены аномалии, связанные с сеноманскими газовыми залежами. Аномалии выделялись на глубинных геоэлектрических разрезах параметра вызванной поляризации (ВП).

Аномальные области ВП выделялись авторами работ, вероятно, по максимально возможной области проявления повышенных значений ВП на разрезе (рисунок 3). Это повлекло за собой несовпадение границ, определённых по электроразведке сеноманской залежи с реально установленными размерами залежи. Закартированная по данным ДНМЭ в плане сеноманская залежь существенно превосходит её истинные границы (рисунок 4).

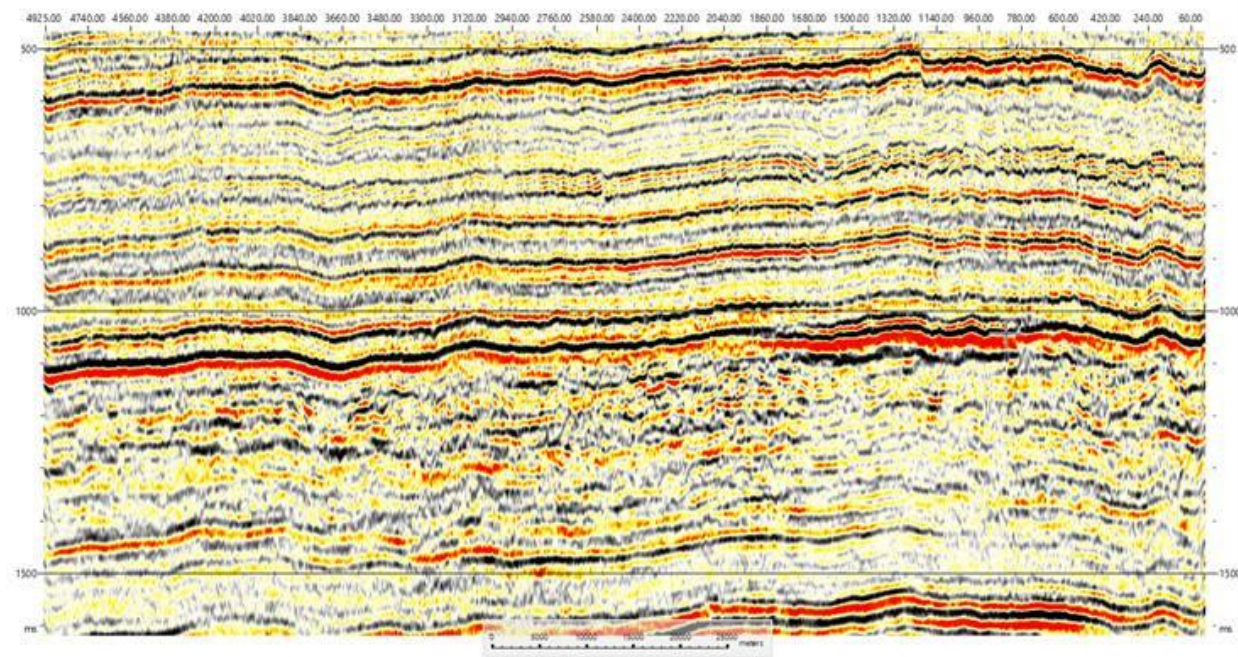


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю МОГТ 2D

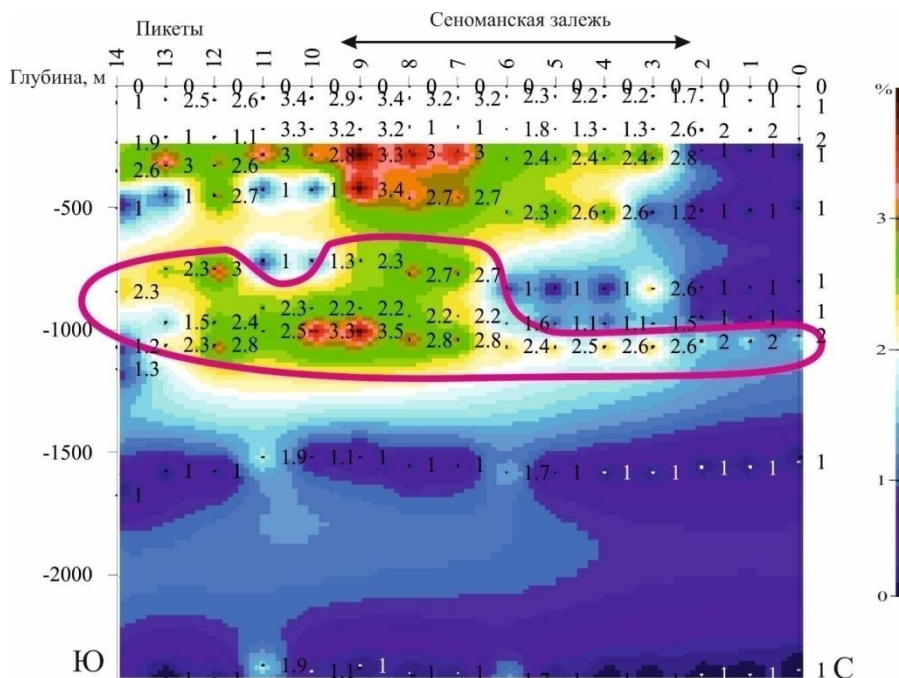


Рис. 3. Фрагмент глубинного геоэлектрического разреза параметра вызванной поляризации

Современные способы интерпретации данных различных методов электроразведки предполагают разные подходы. Один из них заключается в том, что электроразведочные данные интерпретируются в комплексе с данными сейсморазведки, используя их, как априорную информацию. Электрические свойства присваиваются объектам, параметры которых, в частности, глубина залегания и мощность определены по данным сейсморазведки. Так, на-

пример, работает компания Иркутское электроразведочное предприятие. Специалисты этой компании, опираясь на структурный каркас, полученный по данным сейсмоки, распределяют зарегистрированные ими электрические свойства пород внутри границ пластов.

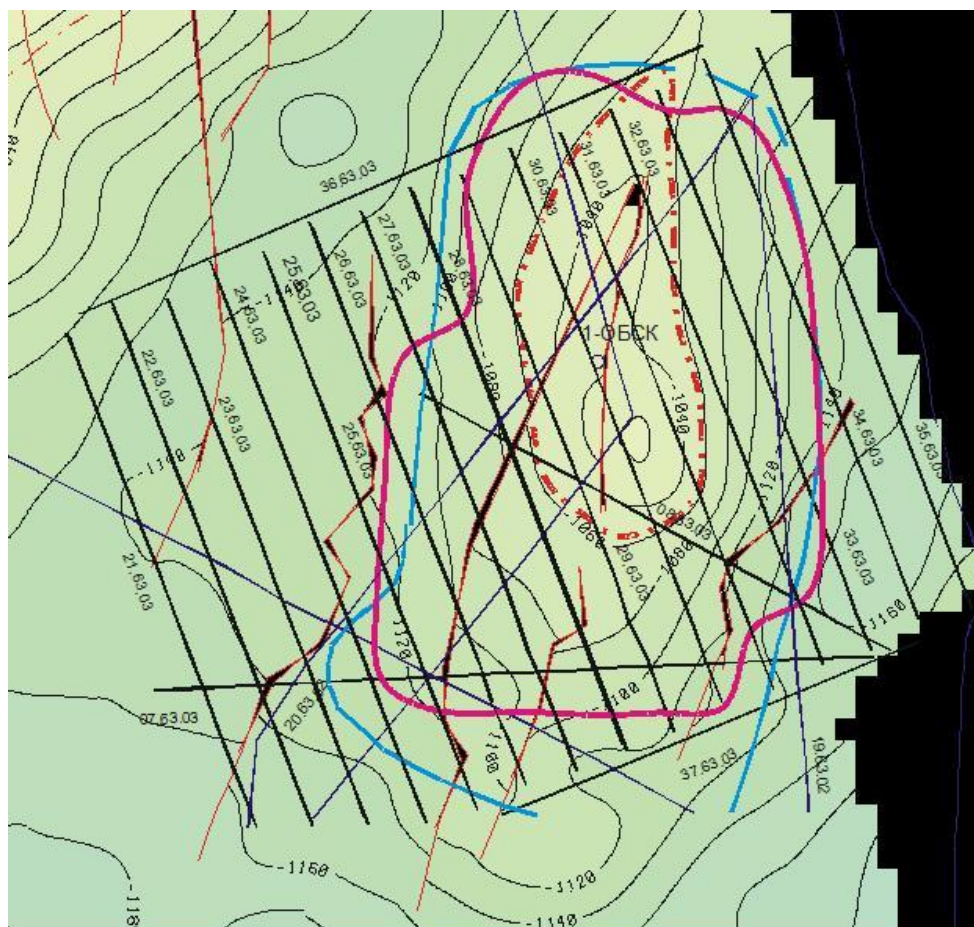


Рис. 4. Фрагмент структурной карты по кровле пласта ПК1 (сеноман) с выделенными по работам ДНМЭ контурами сеноманской залежи

Прямо применить данный подход к интерпретации данных ДНМЭ невозможно, ввиду несовпадения глубин определения электроразведочных аномалий с глубинами залегания газовых залежей. Для получения более достоверных данных о пространственных границах сеноманских залежей по работам ДНМЭ необходимо более строго определить границы аномалий. Картировать аномалии ВП (наиболее близкие по глубинам к глубинам залежей) по максимальным значениям, предполагая, что они являются откликом от газовой залежи. Таким образом, на электроразведочном разрезе можно выделить аномалии ВП в других латеральных границах, нежели они выделены ранее. Как видно на рисунке 5 размеры аномалии ВП меньше чем определили её по результатам ДНМЭ, таким же образом отредактированы границы аномалий ВП на всех разрезах.

По результатам работ ДНМЭ представлены, наряду с разрезами параметра ВП, глубинные разрезы параметра кажущегося сопротивления, на которых не картировались области значений, связанные с сеноманскими газовыми залежами. Предполагая, что ближайшие по глубине залегания к сеноманской залежи аномалии параметра кажущегося сопротивления связаны именно с залежью, можно закартировать максимально высокие значения кажущегося сопротивления (по аналогии со стандартным комплексом ГИС). Выделенные области (рисунок б), предположительно связанные с ловушкой газа, хорошо согласуются с определёнными по сейсмическим данным границами залежи. Тогда, границы сеноманской газовой залежи, по латерали, будут лежать в области взаимного наложения аномальных данных ВП и кажущегося сопротивления. Закартированная по всем электроразведочным профилям грани-

ца перспективной области в плане стала более-менее близка к границам залежи, зафиксированным по данным структурных построений и бурения.

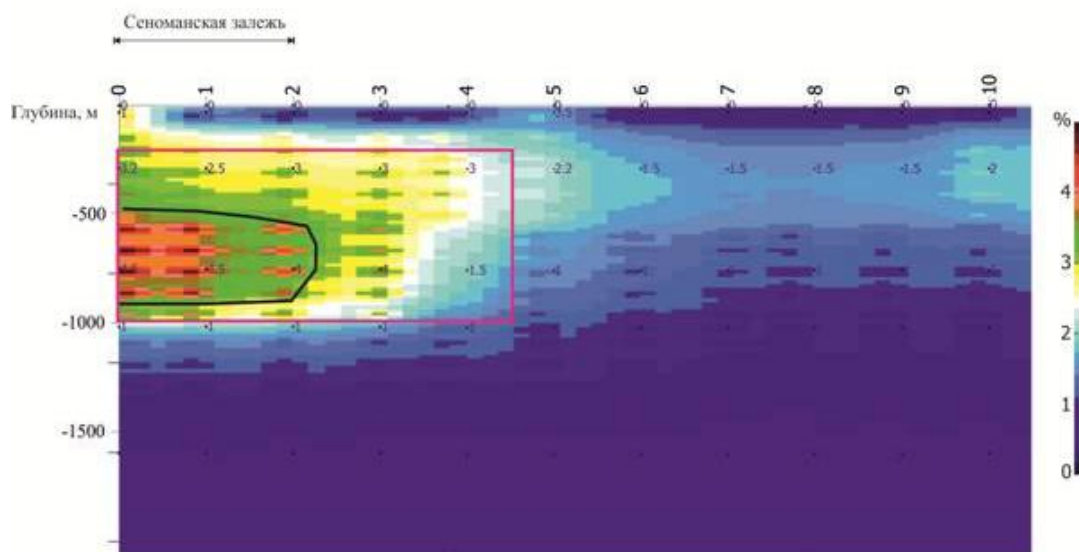


Рис. 5. Фрагмент глубинного геоэлектрического разреза параметра вызванной поляризации

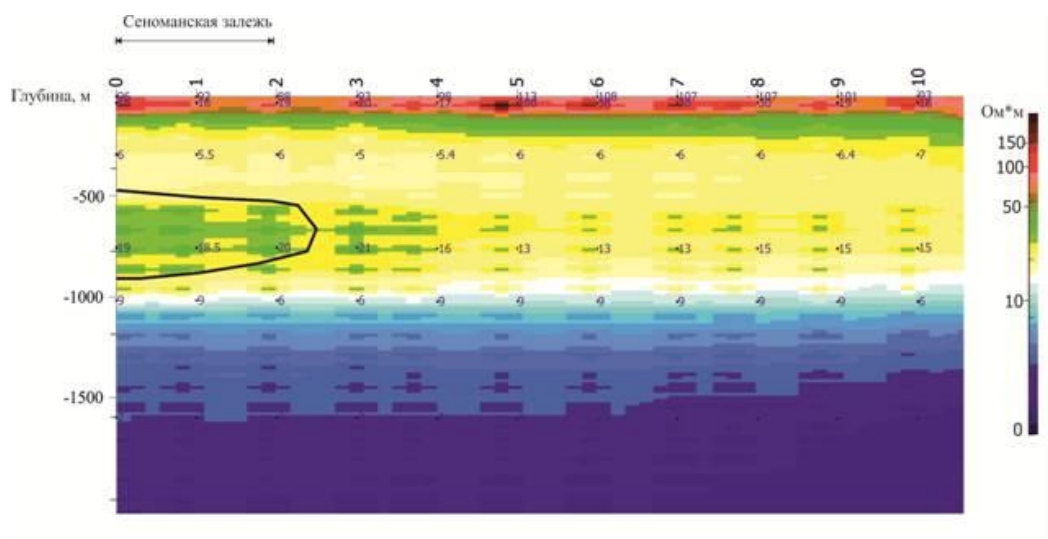


Рис. 6. Фрагмент глубинного геоэлектрического разреза параметра кажущегося сопротивления

Таким образом, комплексирование сейсморазведочных и электроразведочных данных, необходимо использовать при поиске малоамплитудных сеноманских газовых залежей. Рассмотренная в данной работе комплексная интерпретация сейсморазведки и электроразведки может применяться не только на акваториях, но и на суше.

Список литературы

1. Мельникова М.В. Особенности картирования ловушек углеводородов в апт-сеноманских отложениях на севере Западной Сибири/ Тезисы докладов 4 всероссийский научно-практический семинар с международным участием имени Г.С. Вахромеева «Современные методы поисков в рудной и нефтяной геологоразведке». – Иркутск, 2017. – С.40-46.
2. Мельникова М.В. Строение отложений осадочного чехла полуострова Гыдан и оценка перспектив его нефтегазоносности: диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук / М.В. Мельникова. – Тюмень, 2013 – 169 с.
3. Матвеев Б.К. Электроразведка. Учебник / Б.К. Матвеев. – Недра, 1990 – 368 с.

СОДЕРЖАТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ КЛАССИФИКАЦИЙ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ

Христенко Л.А. (ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь, liudmila.hristenko@yandex.ru),

Степанов Ю.И. (ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь),

Кичигин А.В. (ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь),

Паршаков Е.И. (ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь),

Тайницкий А.А. (ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь)

Аннотация. Рассматриваются результаты электрометрического мониторинга геологической среды в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей. Представлены результаты применения вейвлет-преобразования и классификационных процедур при обработке и интерпретации полученных данных. Установлено, что последовательное использование этих процедур повышает достоверность выделения и оконтуривания зон возможных инженерно-геологических осложнений.

Ключевые слова: электрометрические наблюдения, вейвлет-преобразование, статистические характеристики, инженерно-геологические осложнения.

Исследования выполнялись в рамках реализации Горным институтом УрО РАН одного из направлений создания научно-методических основ мониторинга геосистем и изучения закономерностей их пространственно-временной трансформации в процессе освоения недр. По результатам многолетних исследований, выполненных для потенциально опасных природно-техногенных территорий, разработана система комплексного мониторинга, включающая электрометрические наблюдения, которые в комплексе решаемых задач позволяют получить высокую детальность изучения геологической среды на сравнительно небольших глубинах, повысить точность получаемой информации при комплексировании с другими геолого-геофизическими методами. Целью исследований, результаты которых представлены в настоящей публикации, являлось повышение достоверности и информативности результатов интерпретации естественных и искусственных электрических полей за счет использования вейвлет-преобразований и методов вероятностно-статистического подхода. Задачи, которые необходимо было решить в процессе исследований: 1) выявление особенностей аномалий электрического поля, связанных с составом грунтов и их фильтрационными свойствами в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС); 2) определение эффективных процедур и последовательности их применения при обработке и интерпретации данных электрометрических наблюдений, проводящихся с целью выявления участков инженерно-геологических осложнений.

В пределах ВКМКС на территории нескольких шахтных полей были апробированы различные математические методы обработки и интерпретации электроразведочных данных. Результаты, полученные при классификации электрометрических параметров и их статистических характеристик, позволили локализовать зоны инженерно-геологических осложнений, пространственно совпадающие с осложнениями волнового поля и аномалиями газогеохимического опробования. При комплексном геолого-геофизическом мониторинге потенциально опасных участков на территории г. Березники были локализованы участки, соответствующие, как сезонным фильтрационным процессам, так и инженерно-геологическим осложнениям. Для более точного выделения границ этих участков были использованы оценки статистических характеристик значений потенциалов естественного поля и кажущихся сопротивлений. Структура многопризнакового пространства анализировалась с помощью различных методов безэталонной классификации. Интерпретация ежемесячных наблюдений позволила проследить динамику изменения гидрогеологической обстановки во времени. Выполнение процедуры классификации после быстрого вейвлет-преобразования значений кажущихся сопротивлений (КС) с базисными функциями Хаара позволило получить новые контуры клас-

сов (геофизических аномалий) и таким образом уточнить пространственное положение комплексных аномалий.

Исследования показали, что анализ статистических характеристик значений потенциала естественного поля и кажущегося сопротивления с помощью аппарата теории оценок, позволяет существенно увеличить объем полезной информации и более четко проследить неявно выраженные в наблюдаемых полях особенности геологического строения [5–9]. Все вычисления выполнялись программным комплексом «КОСКАД», возможности которого подробно рассмотрены в работе [4].

Быстрое вейвлет–преобразование дискретных значений кажущихся сопротивлений, которое выполнялось, как процедура предварительной подготовки (с помощью программы HAAR_2 [1]) данных для классификации, позволяет более отчетливо выделять скрытые закономерности изменения амплитуды поля КС.

Получены характеристики классов в пределах шахтных полей, что существенно дополняет уже имеющиеся данные для их анализа и определения возможности использования результатов при решении задач, поставленных перед мониторинговыми исследованиями.

Совокупности характерных изменений параметров волновых картин и удельных сопротивлений и их количественные значения обуславливаются структурными особенностями исследуемых интервалов геологических разрезов, а также сложной разветвленной сетью фильтрационных потоков. Геофизические исследования позволяют установить участки и зоны структурных нарушений геологической среды (повышенной трещиноватости пород), а также участки инфлюации (втоков) и перетоков фильтрационных потоков разной направленности с преобладанием вертикальной или горизонтальной составляющих [2]. Использование классификационных процедур при выделении зон возможных инженерно-геологических осложнений и структурно-тектонических особенностей строения, позволило получить характеристики классов с пониженными значениями сопротивления (рис. 1).

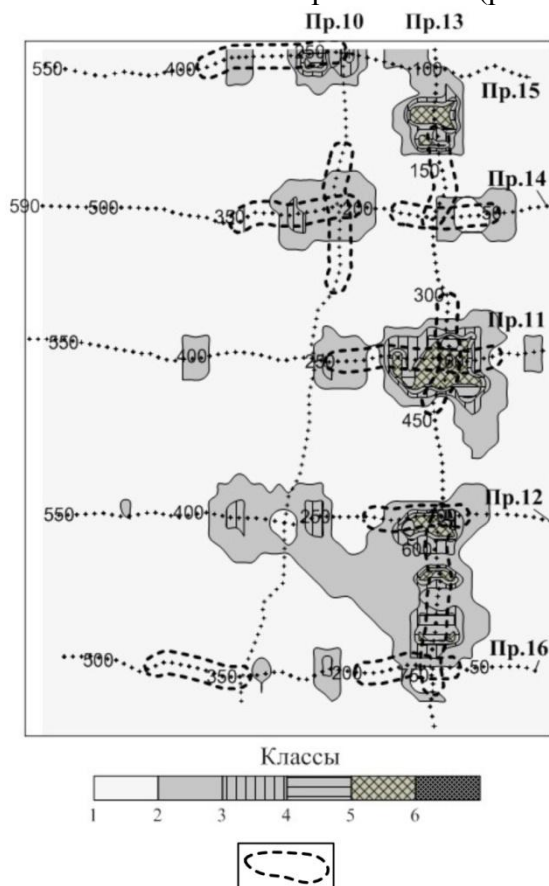


Рис.1. Результаты классификации по статистическим характеристикам ЕП и КС. Условное обозначение: осложнения волнового поля на интервале нестроцветной толщи по данным сейсморазведки

На рис.1 на карту результатов классификации, полученной по статистическим характеристикам потенциалов естественного поля (ЕП) и КС (для разности $AB=500$ м), вынесены осложнения волнового поля в пределах участка исследований, которые по сейсмическим данным отвечают интервалу развития пестроцветной толщи (ПТЦ) [8]. Однако, в условиях техногенных нагрузок (шламохранилища, солеотвалы) локальные области, выделяемые более высокими номерами классов, характеризуются повышенными значениями КС и пространственно отвечают областям наименее трещиноватых или необводненных пород (рис.2).

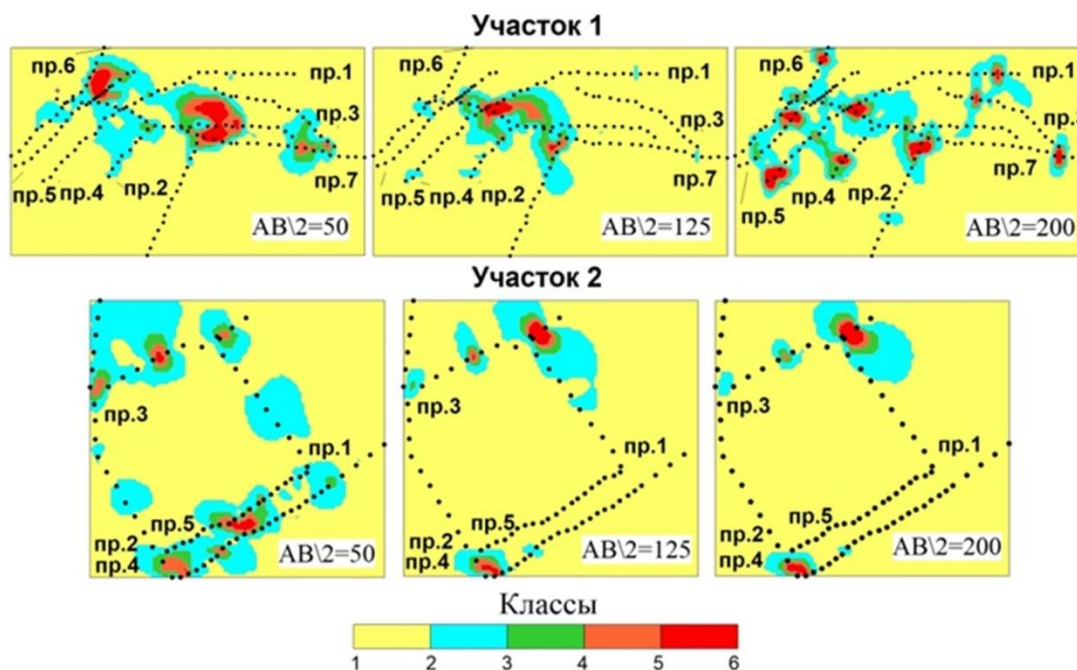


Рис.2. Результаты классификации в условиях техногенной нагрузки.

Анализ результатов [3] показал, что контуры аномальных классов, представленных на рис. 2, попадают за пределы положительной структурной формы (купол), выделенной по данным сейсмических исследований. Эти классы более четко, чем средние значения поля, отражают контрастные по физическим свойствам зоны, расположенные на флангах положительной геологической структуры.

Список литературы

1. Долгаль А.С. Применение кратномасштабного вейвлет-анализа при аналитических аппроксимациях геопотенциальных полей / Долгаль А.С., Симанов А.А. // Докл. Академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 256–261.
2. Организация и комплексный анализ мониторинговых исследований на подработанной территории затопленного рудника БКПРУ-1: отчет по договору № 1832/2013 с ОАО «Уралкалий»: в 2 кн. и 1 папке. / ГИ УрО РАН; рук. И.А. Санфиров. Пермь, 2013. 75 с. (Фонды ГИ УрО РАН).
3. Паршаков Е.И. Использование аппарата теории оценок при интерпретации данных вертикальных электрических зондирований / Паршаков Е.И., Тайницкий А.А., Кичигин А.В. // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: сборник научных трудов / гл. ред. В.И. Костицын; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. С. 225–229.
4. Петров А.В. Технология анализа геополей в скользящих окнах / Петров А.В., Солоха Е.В. // 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.

5. Христенко Л.А. Интерпретация геоэлектрических данных с использованием вероятностно-статистических характеристик при решении инженерно-геологических задач / Л.А.Христенко, Ю.И. Степанов // GEOINFORMATIKA. 2015. №4 (56). С. 29–34.

6. Христенко Л.А. Электрометрические наблюдения при оценке влияния выработанного пространства недр на основе железнодорожной насыпи / Христенко Л.А., Степанов Ю.И. Естественные и технические науки, 2014. № 7.- С. 58–62.

7. Христенко Л.А. Интерпретация электроразведочных мониторинговых наблюдений с использованием вероятностно-статистических характеристик / Л.А. Христенко, Ю.И. Степанов, А.В. Кичигин, Е.И. Паршаков, А.А. Тайницкий, К.Н. Ширяев // Инженерная и рудная геофизика 2018: материалы 14-й науч.-практ. конф. и выставки. Алматы, Казахстан, 2018. DOI 10.3997/2214-4609.201700419. Электрон. изд. режим доступа: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=91693>. Code: 46356.

DOI: 10.3997/2214-4609.201800511.

8. Христенко Л.А. Совершенствование интерпретации данных мониторинговых электроразведочных наблюдений с помощью аппарата теории оценок / Христенко Л.А., Степанов Ю.И., Кичигин А.В., Паршаков Е.И., Тайницкий А.А., Ширяев К.Н. // 13-я Международная научно-практическая конференция и выставка «Инженерная геофизика 2017». Кисловодск, Россия, 24-28 апреля 2017 г. DOI: 10.3997/2214-4609.201700419.

9. Христенко Л.А. 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. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 44-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского. Москва, 2017. Издательство: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН С. 379–383.

ПОСТРОЕНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ В СИСТЕМЕ ВЕКТОР ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Чадаев М.С. («ГИ УРО РАН», г. Пермь, genagravik@gmail.com),

Костицын В.И. (ПГНИУ, г. Пермь, geophysic@psu.ru),

Гершанок В.А. (ПГНИУ, г. Пермь, geophysic@psu.ru),

Простолупов Г.В. («ГИ УРО РАН», г. Пермь, genagravik@gmail.com),

Тарантин М.В. («ГИ УРО РАН», г. Пермь, genagravik@gmail.com),

Аннотация. В развитие интерпретационных возможностей системы ВЕКТОР рассмотрено построение глубинных профилей (разрезов). Исходными данными служат полевые гравиметрические съемки или банк данных аномалий силы тяжести. В качестве примера приведены гравитационные разрезы на материке и на море даны примеры прогноза неоднородностей строения нижней коры, в том числе положения раздела Мохо.

Ключевые слова: гравиметрический разрез, система ВЕКТОР, граница Мохо, Фенноскандинавский щит.

ВВЕДЕНИЕ. В проблеме изучения земной коры важными являются вопросы, направленные на раскрытие закономерностей образования и размещения полезных ископаемых. Ранее проведенными работами был установлен ряд геологических особенностей сочленения осадочных структур с глубинными. Именно раздел Мохо [5] является важным объектом при формировании структурных и разломных форм, участвующих в образовании и размещении рудных и углеводородных полезных ископаемых.

В качестве основных методов изучения глубинного строения коры используются сейсмический, а также гравиметрический и магнитометрический. Устанавливаются связи между геофизическими величинами и геолого-геохимическими и изотопными параметрами

земной коры и верхней мантии [1, 2]. Например, изучение микроэлементов в составе смолисто-асфальтеновых фракций нефти указывает на участие в генезисе нефти продуктов магматической деятельности.

При интерпретации материалов гравиразведки на практике, решение обратной задачи, то есть определение основных параметров: глубины залегания искомого объекта и его формы, выполняются путем подбора. Предварительно на основе имеющихся геологических и геофизических материалов создается первоначальная модель, и принимаются плотностные величины пород. Решение может сопровождаться расчетными интерпретационными профилями (В.С. Миронов, 1972). Трудности создают сложное строение земной коры, большие глубины, недостаточная достоверность вычислительных параметров, в том числе данных о плотности.

Тригональная технология обработки гравиметрических данных. Технология системы ВЕКТОР для разделения источников гравиметрических и магнитометрических аномалий в плане и по эффективной глубине рассмотрена в работе [2] и др.

Система сочетает разделительные свойства векторов полного горизонтального градиента с разночастотной фильтрацией поля, что позволяет дополнительно извлечь объем информации, который неявно содержится в наблюдаемом поле.

В каждом треугольнике (полигоне) по трем приращениям поля определяется полный вектор горизонтального градиента аномалии силы тяжести, который относится к центру треугольной площадки. Определив величину и направление среднего в пределах участка съемки вектора полного горизонтального градиента G_{cp} и, вычитая его из каждого "наблюденого" вектора $G_{набл}$, имеем поле векторов G_a со снятым трендом.

При определении величины и направления среднего вектора G_{cp} в скользящем окне учитывается криволинейный фон различной формы и степени "гладкости". Данная процедура не относится к простому осреднению исходного поля с разным размером окна, поскольку с переходом к градиентам поле получает еще одну характеристику – направление изменения поля Δg . Так как при трансформации происходит изменение именно векторной характеристики поля (а не только модуля вектора $G_{набл}$), то имеет место принципиально новая процедура обработки и трансформации, получившая название векторного сканирования. По результатам такой обработки строятся карты векторов горизонтального градиента, восстановленного поля силы тяжести, модулей горизонтального градиента.

Анализ гравиметрической карты при помощи построения разрезов с отображением глубинного аномального поля решает задачу экстраполяции данных с земной поверхности на глубину. Получаемые в системе ВЕКТОР глубинные аномалии по-прежнему относятся к поверхности задания поля. Уровень прослеживания аномалий зависит от размеров площади осреднения.

В результате интегрирования из аномальных градиентов восстанавливается поле $\square g_{вст}$, составляются разностные и интегральные диаграммы. При построении разностной диаграммы последовательно применяют процедуру осреднения в скользящем окне величин поля на двух соседних уровнях. Размер площади осреднения (максимально площадь полигона) связан с глубиной источников. Продолженное таким образом в нижнее полупространство поле не сопровождается эффектом «распадения».

Содержательная интерпретация диаграмм и разрезов. При геофизических исследованиях наиболее достоверно определяются раздел Мохо и поверхность консолидированной коры (кристаллический фундамент). Поэтому часто для оценки по глубине источников аномалий используют нейтральные названия основных слоев земной коры: верхняя, средняя и нижняя (Кашубин С.Н. и др., 2013).

При изучении глубинного строения верхней, средней и нижней земной коры применяют комплекс сейсмических методов с привлечением гравиметрии и магнитометрии. По Шарову Н.В. [3] рекомендуется совмещение технологий ОГТ-МРС (метод разведочной сейсмологии) – ГСЗ (глубинного сейсмического зондирования, усовершенствованный на основе

многоволновой сейсмоки), МОГТ – метод общей глубинной точки, который особенно эффективен при картировании структур в осадочном чехле.

В системе ВЕКТОР не требуется схема или эскиз геологического строения и плотностная характеристика разреза.

Ниже рассмотрена задача изучения гравиметрическим методом строения нижней земной коры [2, 3], уделяя основное внимание анализу раздела Мохо. Новизна предложенного способа интерпретации заключается в непосредственном переходе к построению глубинных гравиметрических разрезов, которые могут быть дополнены геологическими или другими материалами на любой стадии интерпретации.

С теоретических позиций познание строения и тектонических процессов зон сочленения морской и сухопутной частей региона, океанической и континентальной земной коры, соотношения разноплановых мегаблоков Фенноскандинавского щита, Баренцевской микроплиты, Печорской и Русской плит относят к числу приоритетных исследований геологической науки, рассматривая Евро-Арктический регион как уникальный энергосырьевой район.

На рис. 1 приведена схема вертикального разреза куба диаграммы в системе ВЕКТОР по линии (примерно по широте 60° с. ш.) расположения (с запада на восток) структур: плато Телемарк, Бергслаген, Выборгская, Ладожская, Онежская.

В векторном отображении данные структуры, характеризуемые (А.П. Светов, Л.П. Свириденко, 2001) как сводовые и депрессионные, исходя из их формы и интенсивности и глубины источника аномалий, различны по своей природе. Прежде всего, плато Телемарк (высокоинтенсивная положительная аномалия **1**), является составной частью Скандинавских гор, находится в районе сильных землетрясений. Структуры Бергслаген (близкая к нулевым значениям аномалия **2**), Выборгская (высокоинтенсивная отрицательная **3**), Ладожская (интенсивная отрицательная **4**) и Онежская (слабоинтенсивная отрицательная **5**) находятся в области в той или иной степени распространения массивов гранитов рапакиви.

В пределах территории России (Ладожская структура **4**, местоположение о. Валаам) выделен наиболее ранний Салминский диапир, завершившийся формированием Валаамского силла (интрузивная залежь). Для Салминского массива обосновывается многократное внедрение гранитного расплава. В системе ВЕКТОР массив характеризуется отрицательными значениями поля.

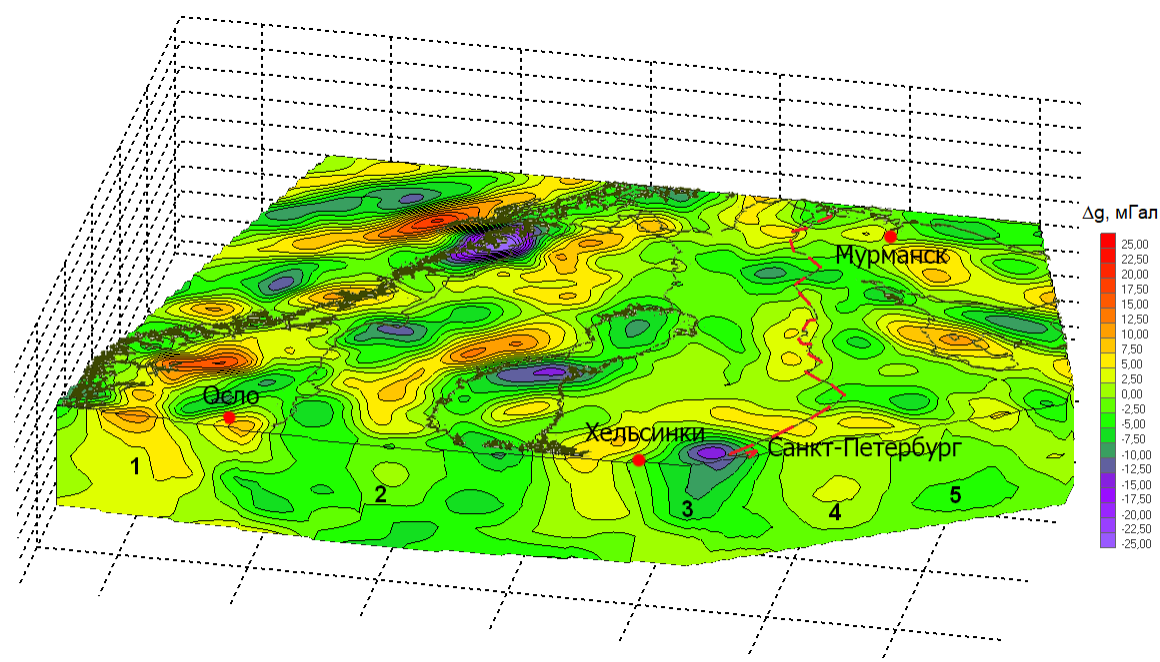


Рис. 1. Вертикальный разрез диаграммы квазиплотностей ВЕКТОР через выделяемые примерно по широте 60° глубинные структуры, отображаемые в гравитационных аномалиях: 1 – Телемарк, 2 – Бергслаген, 3 – Выборгская, 4 – Ладожская, 5 – Онежская

Величины значений силы тяжести по линии профиля КВАРЦ были дополнительно обработаны по системе ПОЛЮС [4] с целью определения местоположения и глубины источников (рис. 2). Учитывая, что, как измеренные, так и получаемые при вычислениях величины силы тяжести содержат случайные помехи, была выполнена фильтрация.

В пределах Балтийского щита (Русская плита) по данным системы Polus2D просматриваются глубинные вытянутые вертикальные цепочки полюсов примерно на долготе 33° и 36°. В интервале профиля 34°-43° имеется ряд таких вертикальных линий в нижней коре. На территории Печорской плиты линии полюсов мантийного заложения соответствуют отрицательным и слаболожительным аномалиям. Наиболее крупный Западно-Тиманский разлом фиксируется на 48°, а также глубинный разлом на 50°. В интервале 51°-54° следует серия линий (возможно разломов) рифейского, вендско-раннепалеозойского, позднепалеозойского, раннемезозойского возраста.

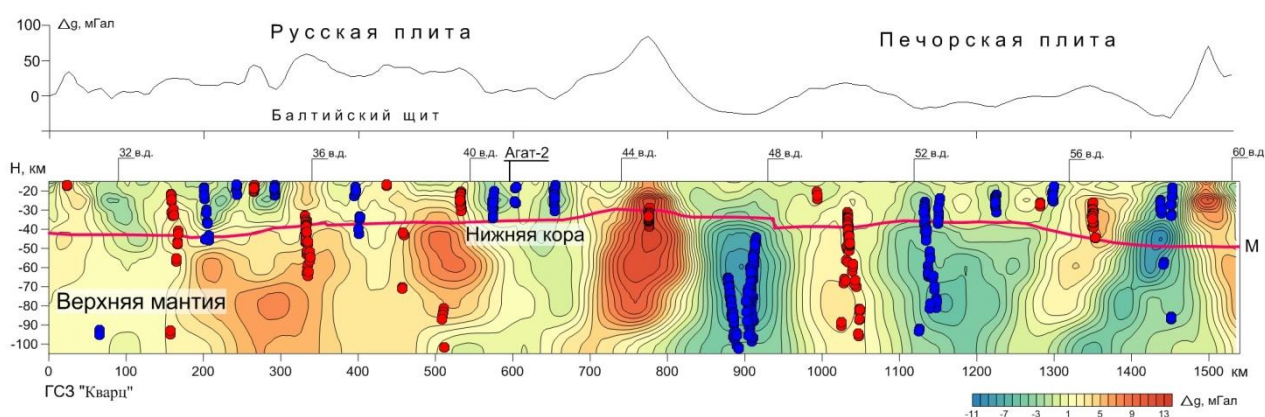


Рис. 2. Вертикальный срез гравитационной диаграммы 3D в системе ВЕКТОР по линии профиля ГСЗ КВАРЦ: источники красного цвета соответствуют положительным избыточным массам, синего – отрицательным (определены по программе ПОЛЮС)

Выводы. Рассмотренная технология построения 3D диаграмм в системе ВЕКТОР позволяет получать горизонтальные и вертикальные срезы полей, расширяющие возможности изучения земной коры, и прежде всего, положения границы Мохо. Эта граница прогнозируется на приведенных глубинных гравитационных разрезах по сопоставлению двух рядов аномалий. Верхний ряд (выше границы Мохо) с менее размерными аномалиями торцеобразно контактирует с нижележащими более крупными аномалиями второго ряда (ниже границы Мохо), образуя специфическую полосу. Эта полоса принимается за маркер для прогнозирования границы Мохо. Данные, полученные по программе ПОЛЮС, сопутствуют этим заключениям.

Список литературы

1. Чадаев М. С., Костицын В. И., Ибламинев Р.Г., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Тарантин М.В.. Параметрические связи геофизических и геохимических полей в области прикладной геологии / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2016. – 100 с.
2. Чадаев М.С., Костицын В.И., Ибламинев Р.Г., Гершанок В.А., Тарантин М.В., Простолупов Г.В., Христенко Л.А. Возможности геофизических методов при изучении неоднородностей земной коры / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2017. – 136 с.
3. Шаров Н.В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным / Карельский науч. центр РАН. – Петрозаводск, 2017. – 168 с.
4. Простолупов Г.В., Тарантин М.В. Полярная трансформация производных гравитационного потенциала. Геофизика. 2013. № 2. С. 13-18.
5. Grad M. The Moho depth map of the European Plate / Grad M., Tiira T. / Geophysical journal international. 2009. V. 176, № 1. С. 279-292.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И МАССЫ ТОЧЕЧНОГО ИСТОЧНИКА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ С УЧЕТОМ СФЕРИЧНОСТИ

Чепиго Л.С. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *chepigos@yandex.ru*),

Ткаченко Н.С. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *kostinans@mail.ru*),

Лыгин И.В. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *ivanlygin@mail.ru*)

Аннотация. Рассматриваются вопросы определения параметров (координат и массы) точечного источника по гравитационному полю в сферической системе координат.

Ключевые слова: гравитационное поле, обратная задача, метод характерных точек, точечный источник.

В данной работе приводится описание метода определения координат точечного источника по значениям поля силы притяжения, заданным на сфере. Поскольку основное внимание исследователей при решении задач гравиразведки на сфере сосредоточено на решении прямых задач [Старостенко и др., 1986; Булычев и др., 1998; Кузнецов и др., 2017], а методы быстрой оценки параметров источников аномалий, т.е. решения обратной задачи, практически не рассматриваются, описываемая задача является актуальной.

При решении обратной задачи гравиразведки на сфере для изометричных аномалий в качестве начального приближения может использоваться точечный (или сферический) источник. В сферической системе координат (R, θ, λ) (R – расстояние от начала координат, θ и λ – зенитный и азимутальный углы соответственно) выражение для радиальной компоненты силы притяжения точечного источника массы M , расположенного в точке $P_0 (R_0, \theta_0, \lambda_0)$, выглядит следующим образом:

$$V_R(R, \lambda, \theta) = GM \frac{R - R_0 \cos \psi}{(R^2 + R_0^2 - 2RR_0 \cos \psi)^{3/2}} \quad (1)$$
$$\cos \psi = \sin \theta_0 \sin \theta \cos(\phi_0 - \phi) + \cos \theta_0 \cos \theta,$$

где G – гравитационная постоянная.

Сила притяжения достигает максимума в точке с угловыми координатами (θ, λ) , равными координатам (θ_0, λ_0) точечного источника. В данной точке $\cos \psi = 1$ и выражение для силы притяжения принимает следующий вид:

$$V_{R_{\max}} = GM \frac{1}{(R - R_0)^2} \quad (3)$$

Таким образом, зенитный и азимутальный углы (или широта и долгота) источника могут быть определены по координатам точки экстремума. Расстояние от начала координат до точечного источника определяется через отношение силы притяжения в произвольной точке $P(R, \theta, \lambda)$ к силе притяжения в точке максимума:

$$k = \frac{V_R(P)}{V_{R_{\max}}} = \frac{(R - R_0 \cos \psi)(R - R_0)^2}{(R^2 + R_0^2 - 2RR_0 \cos \psi)^{3/2}} \quad (4)$$

Выражение (4) сводится к уравнению 6-й степени относительно R_0 , которое можно решить численными методами с необходимой точностью. Масса тела определяется с помощью выражения (3) для силы притяжения в точке максимума:

$$M = \frac{V_{R_{\max}}(R - R_0)^2}{G} \quad (5)$$

Для оценки целесообразности применения описываемого подхода были выполнены тестовые вычисления для трех радиусов сфер (2000, 6371 и 25000 км) и четырех глубин залегания точечного источника (30, 100, 250, 500 км). Для каждой сферы и глубины тела рассчитывалось гравитационное поле, после чего решалась обратная задача с учетом и без учета сферичности. В тестовых расчетах определялась только глубина залегания источника. Для

решения обратной задачи на плоскости сферические координаты пересчитывались в цилиндрическую проекцию Миллера, после чего глубина залегания точечной массы определялась методом характерных точек [Блох, 2009; Булычев и др., 2017]:

$$h = 1.31x1/2. \quad (6)$$

Результаты сравнения двух подходов приведены в таблице 1:

Таблица 1.

Сравнение результатов определения глубины точечного источника с учетом и без учета сферичности

Радиус сферы, км	Истинная глубина, км	Глубина по обратной задаче		Относительное расхождение, %
		с учетом сферичности, км	на плоскости, км	
2000	30	30	35	17
	100	100	119	19
	250	250	328	31
	500	500	713	43
6371	30	30	34	13
	100	100	117	17
	250	250	297	19
	500	500	637	27
25000	30	30	33	10
	100	100	115	15
	250	250	292	17
	500	500	595	18

Очевидно, что при определении положения центра масс источника без учета сферичности, глубина оказывается завышенной. Погрешность возрастает с увеличением глубины залегания центра масс и с уменьшением радиуса сферы, на которой задана аномалия. При учете сферичности, результаты соответствуют теоретическим значениям при условии, что исключены ошибки при измерении поля силы тяжести.

Список литературы

1. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий / Ю. И. Блох – , 2009.– 229с.
2. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномально-го гравитационного потенциала и его производных на сфере. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология 1998. Т.4. №2. С. 42–46.5
3. Булычев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Фадеев А.А., Бровкин Г.И. Конспект лекций по курсу “Гравиразведка”. Часть I. / А.А. Булычев и др. – М.: «КДУ», «Университетская книга», 2017. 124 с.
4. Кузнецов К.М., Лыгин И.В., Булычев А.А. Алгоритм численного решения прямой задачи гравиметрии от сферического слоя переменной плотности, Геофизика, М.: Ред.-изд. центр ЕАГО; (Тверь: Полипресс), 2017 - № 1, с. 22-27
5. Старостенко В.И., Манукян А.Г., Заворотько А.Н. Методы решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. / Киев. Наукова думка. 1986. 112 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА НА ОСНОВЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Шайхуллина А.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, anzhe-la.shaikhullina@gmail.com),

Дубинин Е.П. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва),

Булычев А.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва),

Гилод Д.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

Аннотация. На основании данных аномального гравитационного и магнитного полей, сейсмотомографии и другой геолого-геофизической информации произведено изучение строения тектоносферы и эволюции подводных поднятий юго-западной части Индийского океана. Результаты анализа всей полученной информации подтверждают, что тектоносфера плато Кергелен разбита на блоки, имеющие разный генезис и эволюцию. Также выявлены различия в строении и эволюции поднятий Крозе и Конрад.

Ключевые слова: потенциальные поля, тектоносфера, земная кора, поднятия, Индийский океан.

Рельеф юго-западной части Индийского океана характеризуется весьма неравномерным чередованием понижений (котловин) и повышений дна, причем последние сложены блоками как океанического, так и континентального происхождения (рис. 1). Сложность строения и развития структур этой части океана отражается не только в разнообразии форм рельефа, но и в геофизических полях.

В качестве основного фактического материала использованы аномалии силы тяжести в свободном воздухе [7], аномалии силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных с помощью авторской программы с учетом сферичности Земли ($\sigma_{сл} = 2,67 \text{ г/см}^3$). Также использовались модель аномального магнитного поля EMAG 2 [5], модель сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [8], модель земной коры GEMMA [6], данные о мощности осадков [9] и превышения геоида над эллипсоидом относимости [3]. Также на основании имеющихся геолого-геофизических данных произведено двумерное плотностное моделирование по профилям, пересекающим основные морфоструктуры изучаемого региона.

Анализ потенциальных полей и их сопоставление с имеющимися данными по батиметрии и возрасту океанического дна и данными других геофизических методов, в частности с данными сейсмотомографии, позволил изучить глубинное строение подводных поднятий, по-новому взглянуть на их природу и выявить особенности тектонического строения региона. Так, анализ геолого-геофизических данных и двумерного плотностного моделирования подтверждает справедливость, сделанного ранее (см., например, [4]) вывода о разделении плато Кергелен на северную, центральную и южную провинции, которые представляют собой блоки различного генезиса [1]. Также подтверждается тот факт, что тектоносфера поднятий Конрад и Крозе различна, так как структуры были образованы в разное время. Кроме того, результаты двумерного плотностного моделирования показали сходное строение коры и литосферы подводной горы Марион Дюфре (поднятие Конрад) и поднятия Афанасия Никитина, что подтверждает вероятность их одновременного образования 83-73 млн лет назад в результате действия горячей точки. На основании полученных результатов также подтверждается предположение, что подводные горы Лена и Обь на поднятии Конрад сформировались впоследствии за счет возобновления деятельности горячей точки под Антарктической плитой [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00127).

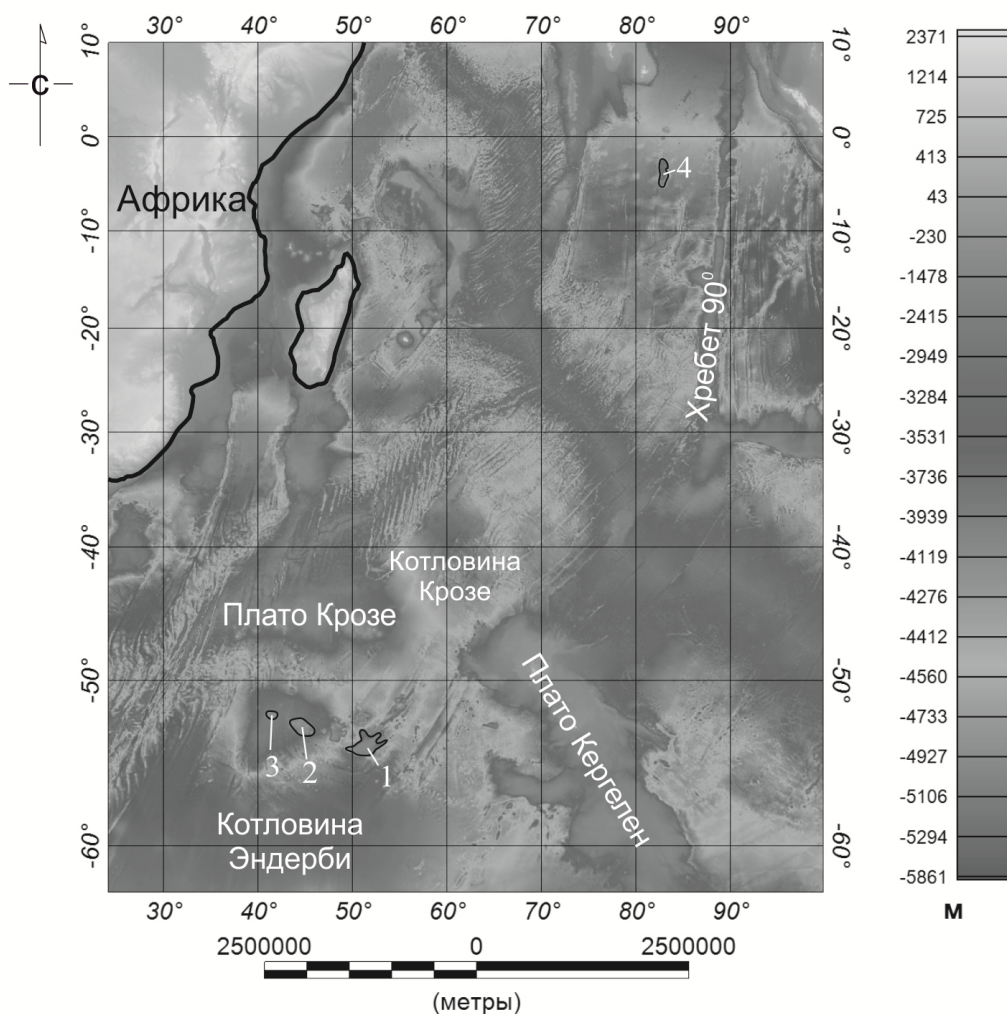


Рис. 1. Обзорная схема изучаемых структур на батиметрической основе: Подводные горы поднятия Конрад: 1 – Марион Дюфре, 2 – Лена, 3 – Обь; 4 – поднятие Афанасия Никитина.

Список литературы

1. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. Тектоносфера плато Кергелен по геофизическим данным // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2018. – Т. 37. № 1. – С. 43–50.
2. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. Тектоносфера поднятий Крозе и Конрад по геофизическим данным // Геофизика. 2018. – № 2. – С. 44–51.
3. Barthelmes F. Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models. Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Revised Edition. 2013. Doi: 10.2312/GFZ.b103-0902-26
4. Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Coffin M.F., Symonds P.A. Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins. Canberra City: Geoscience Australia Record, 2002. 120 p.
5. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. – V. 10. № 8. – 12 pp.
6. Reguzzoni, M., Sampietro, D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinf. (2014), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>
7. Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. – V. 346.

№ 6205. – P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213 (<http://www.ngdc.noaa.gov/>, <http://topex.ucsd.edu> .)

8. Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // Journal of Geophysical Research. 2012. – V. 117. B10302. Doi: 10.1029/2012JB009525.

9. Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. – V. 14. № 8. – P. 3297-3305. DOI:10.1002/ggge.20181.

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОДНЯТИЙ АФАНАСИЯ НИКИТИНА И КОНРАД ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Шайхуллина А.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, anzhe-la.shaikhullina@gmail.com),

Дубинин Е.П. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва),

Булычев А.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва),

Гилод Д.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

Аннотация. По результатам анализа геолого-геофизических данных и двумерного плотностного моделирования изучено строение и эволюция поднятий Афанасия Никитина и Конрад.

Ключевые слова: потенциальные поля, земная кора, поднятия Конрад и Афанасия Никитина, Индийский океан.

Поднятие Конрад протягивается между 40° и 53° в.д. с северо-запада на юго-восток в юго-западной части Индийского океана и включает в себя цепь подводных гор: Обь, Лена и Марион Дюфре. Поднятие Афанасия Никитина расположено в Центральной котловине Индийского океана между 82° и 84° в.д. и представляет собой протяженную в меридиональном направлении магматическую структуру длиной около 400 км и шириной ≈ 150 км, с многочисленными подводными горами, вулканического происхождения (рис. 1).

По предположениям ряда исследователей [1] подводная гора Марион Дюфре и поднятие Афанасия Никитина образовались в результате действия горячей точки 83-73 млн лет назад. В начальной фазе спрединга под воздействием горячей точки была сформирована подводная гора Марион Дюфре на Антарктической плите, а затем плато поднятия Афанасия Никитина на Индийской плите. После этого горячая точка вновь сместилась под Антарктическую плиту, образовав подводные горы Обь и Лена [1].

Плотностное моделирование показало, что подводная гора Марион Дюфре и поднятие Афанасия Никитина имеют схожее строение (мощность коры около 15 км, подошва литосферы на глубине 75 км). Подводные горы Обь и Лена также имеют схожее строение, но отличаются большей мощностью коры (20-25 км), а граница литосферы, располагается на глубине 80 км.

На основе современных геолого-геофизических данных [2-6] и результатам двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим исследуемые поднятия, подтверждается возможность одновременного образования подводной горы Марион Дюфре и поднятия Конрад 83-73 млн лет назад в результате действия единой горячей точки. Также на основании полученных результатов подтверждается предположение, что подводные горы Лена и Обь на поднятии Конрад сформировались впоследствии за счет возобновления деятельности горячей точки под Антарктической плитой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00127).

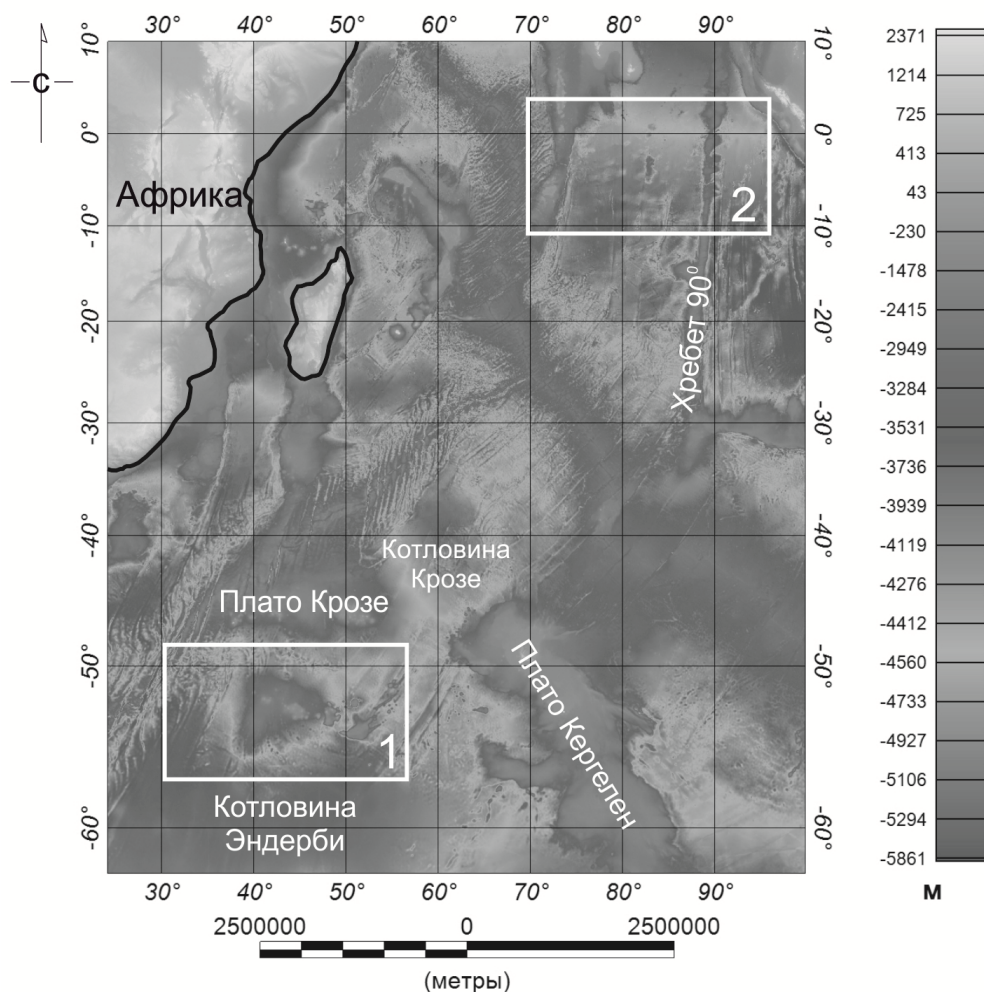


Рис. 1. Обзорная схема изучаемых структур на батиметрической основе (прямоугольниками указаны районы исследования): 1 – область поднятия Конрад; 2 – область поднятия Афанасия Никитина.

Список литературы

1. Krishna K.S., Bull J.M., Ishizuka O., Scrutton R.A., Jaishankar S., Banakar V.K. Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85°E Ridge, northeastern Indian Ocean // *Journal of Earth System Science*, 2014. – V. 123. № 1. – P. 33-47.
2. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. – V. 10. № 8. – 12 pp.
3. Muller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. – V. 9. № 4. – 19 pp. DOI:10.1029/2007GC001743.
4. Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. – V. 346. № 6205. – P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213 (<http://www.ngdc.noaa.gov/>, [http://topex.ucsd.edu.](http://topex.ucsd.edu/)) 6205, pp.
5. Weatherall P., Marks K. M., Jakobsson M., Schmitt T., Tani S., Arndt J. E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., and Wigley R. A new digital bathymetric model of the world's oceans // *Earth and Space Science*. 2015. – V. 21. № 2. – P. 331–345. DOI:10.1002/2015EA000107.
6. Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. – V. 14. № 8. – P. 3297-3305. DOI:10.1002/ggge.20181.

К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ ТОЧНОСТИ АЭРОГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТ

Шелихов А.П. (ООО «Газпром геологоразведка», Тюменский индустриальный университет, г.Тюмень, a.shelikhov@ggr.gazprom.ru)

Аннотация. Статья посвящена сравнению результатов двух способов оценки погрешности отчетных гравиметрических карт: принятого при производстве аэрогравиметрических исследований и предусмотренного Инструкцией для наземных гравиметрических работ.

Ключевые слова: аэрогравиметрия, точность измерений, погрешность интерполяции

«Погрешность съемки - это основной параметр, определяющий качество работ, и поэтому ее вычисление является обязательным элементом любых геофизических исследований». Это утверждение, взятое из аннотации к статье «Оценка погрешности данных аэрогравиметрической съемки» [1] очевидно и бесспорно. Используемые же для этих целей подходы и методы, если они не регламентированы соответствующими инструкциями, неочевидны и нуждаются в доказательствах.

Коллеги из АО «ГНПП Аэрогеофизика» для оценки погрешности аэрогравиметрической съемки используют формулу: $E = E'/2$, где E' – стандарт разности регулярных сеток, полученных по четным и нечетным съемочным маршрутам. Авторы работы [1] высказывают мысль, что полученная таким образом ошибка «по своему смыслу близка (но не идентична) полной погрешности интерполяции».

Автор данных строк попытался разобраться, как полная погрешность интерполяции, посчитанная по формуле, рекомендованной «Инструкцией по гравиразведке» [2], соотносится с погрешностью, полученной на основе стандарта разности двух сеток. Для этого были произведены соответствующие вычисления.

Основой для вычислений явились результаты наземной гравиметрической съемки масштаба 1:50 000, выполненной в 1990 году на Топсалинской площади в ЯНАО (рис. 1). Площадь съемки составляет 2.6 тыс. кв. км, рядовые наблюдения выполнены по сети 1000×250 м. Погрешность определения аномалий Буге по результатам контрольных измерений равна 0.074 мГал.

Для оценки качества гравиметрической карты в соответствии с требованиями «Инструкции...» [2] были выполнены специальные наблюдения по интерполяционным профилям с шагом 125 м. Большая их часть (196 пунктов) ориентирована субмеридионально вкост профилей рядовых наблюдений, однако часть интерполяционных профилей совпадает с рядовыми, отчего интерполяционные пункты (в количестве 186) оказались между пунктами рядовых наблюдений.

По формуле вычисления погрешности интерполяции была выполнена оценка регулярных сеток, рассчитанных при различных вариантах искусственно разряженной сети исходных данных. Выходные сетки с размером ячейки 0.5×0.5 км рассчитывались средствами пакета Surfer методом Кригинг с одинаковыми параметрами.

Некоторые основные результаты этих вычислений приведены в таблице 1. Жирным шрифтом выделены погрешности, рассчитанные по всему набору данных.

При анализе связи полной погрешности интерполяции с разреженностью исходных данных была обнаружена логарифмическая зависимость величины полной погрешности интерполяции от разреженности исходных данных, отраженная на рис. 2.



Рис. 1. Схема расположения пунктов
Топсалинской площади



 рядовые профили
  интерполяционные профили

Таблица 1

Результаты вычисления полной погрешности интерполяции
при различной геометрии исходных данных

	1	2	3	4	5	6	7	8
Геометрия исходных данных (км×км)	1x0.25	1x0.5	1x1	2x2	5x5	10x10	2x0.25 (нечет.)	2x0.25 (чет.)
Средняя погрешность (мГал)	0.23	0.25	0.28	0.35	0.42	0.52	0.27	0.28
Погрешность по широтным профилям (мГал)	0.16	0.18	0.22	0.30	0.35	0.56	0.25	0.22
Погрешность по секущим профилям (мГал)	0.27	0.30	0.32	0.37	0.46	0.50	0.28	0.32

Соотношение погрешности интерполяции с погрешностью, полученной по разности двух сеток, проанализировано на основе различных наборов входных данных размерностью 1×1 км. При полевых наблюдениях, выполненных с шагом 1×0.25 км можно сформировать четыре таких набора независимых данных и четыре соответствующих сетки. Для каждой была рассчитана полная погрешность интерполяции, как по данным специальных интерполяционных наблюдений (см. рис.1), так и на основе данных рядовых наблюдений, не используемых для вычисления соответствующих сеток. Во втором случае погрешность вычислялась дважды для каждой пары сеток с последующим осреднением. То есть для пары 1-2 вычислялась погрешность сетки 1 по набору рядовых данных 2 и погрешность сетки 2 по набору рядовых данных 1 с последующим осреднением результатов.

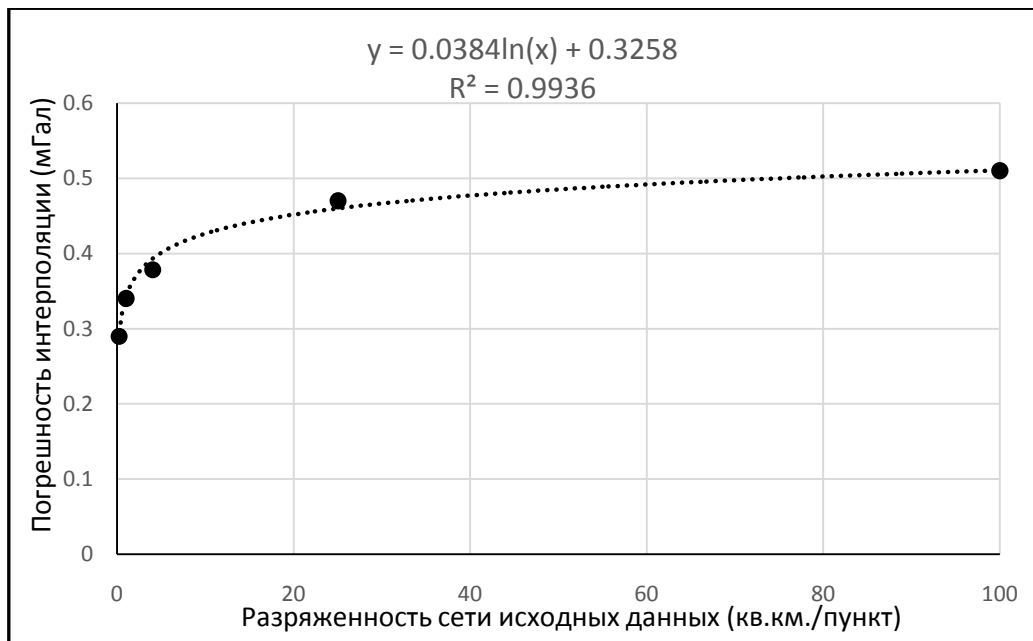


Рис. 2. Зависимость полной погрешности интерполяции от разреженности сети исходных данных

Для шести пар возможных сочетаний анализируемых карт посчитаны стандарты их разности. Результаты вычислений приведены в таблице 2.

Таблица 2

Результаты оценки погрешности сеток

Индекс разностной сетки	Относительный сдвиг данных по профилю (км)	Стандарт разности (мГал)	Погрешность интерполяции по рядовым наблюдениям (мГал)
1 - 2	0.25	0.190	0.242
1 - 3	0.5	0.212	0.270
1 - 4	0.25	0.178	0.248
2 - 3	0.25	0.182	0.243
2 - 4	0.5	0.215	0.272
3 - 4	0.25	0.190	0.236
В среднем для сдвига 0.25 км		0.18	0.24
В среднем для сдвига 0.5 км		0.21	0.27

Для указанных четырех сеток было выполнено вычисление полной погрешности интерполяции на основании данных по интерполяционным профилям. Средние значения практически равны погрешности одной из реализаций, данные по которой приведены в колонке 2 таблицы 1.

Из приведенных данных видно, что величины стандарта разности и погрешности интерполяции зависят от взаимного расположения исходных данных, по которым формируются регулярные сетки и выполняются вычисления погрешности интерполяции. Очевидно, что чем дальше они отстоят друг от друга, тем больше погрешность интерполяции. Числовое различие представлено в двух последних строках таблицы 1.

Из результатов вычислений следует, что максимальная величина стандарта разности сеток, рассчитанных по данным с шагом 1×1 км ($E' = 0.21$ мГал, см. табл. 2), меньше минимальной погрешности интерполяции, рассчитанной для такой же густоты исходных данных по широтным интерполяционным профилям ($E_{инт} = 0.22$ мГал, см. табл. 1). Следуя же логике оценки погрешности двойных равноточных измерений, формально примененной авторами

[1] к оценке погрешности равномерных сеток, для того, чтобы оценить погрешность сетки, полученной по данным с удвоенным шагом (1×0.5 км), мы стандарт поделить на 2, т.е. получим:

$$E_{1 \times 0.5} = E' / \sqrt{2} \sqrt{2} = 0.21/2 = 0.105 \text{ мГал}$$

Для сетки с исходным шагом (1×0.25 км) по этой методике мы получим:

$$E_{1 \times 0.25} = E' / \sqrt{2} \sqrt{4} = 0.21/2\sqrt{2} = 0.074 \text{ мГал}$$

Полученная таким способом характеристика оказывается в 3 (!) раза меньше полной погрешности интерполяции, посчитанной по методике, рекомендованной «Инструкцией по гравirazведке» (колонка 1 табл. 1) и удивительным образом равна погрешности определения аномалий Буге по результатам контрольных измерений. То есть указанный в публикации [1] подход кратно занижает вероятную реальную оценку погрешности карты.

Полное повторение методики, указанной в публикации [1], а именно оценка погрешности итоговой карты на основании стандарта разности сеток, построенных по четным и нечетным маршрутам (профилям), в нашем случае означает оценку регулярных сеток, построенных по крайне неравномерной сети наблюдений 2×0.25 км и дает величину стандарта $E_{2 \times 0.25} = 0.278$ мГал. Она близка к погрешности интерполяции этих сеток (табл. 1, колонки 7,8), но даже в этом случае переход к оценке целевой карты дает заниженный результат:

$$E_{1 \times 0.25} = 0.278/2 = 0.14 \text{ мГал}$$

Приведенные выше данные ставят больше вопросов, чем дают ответов, но по мнению автора, однозначно говорят о завышении оценок точности регулярных сеток при использовании анализируемой методики.

Для внесения ясности в данный вопрос необходимо проведение дополнительных исследований в этом направлении.

Список литературы

1. Могилевский В.Е., и др. Оценка погрешности данных аэрогравиметрической съемки //МОНИТОРИНГ. Наука и технологии, 2018. - № 3.-С. 6-17
2. Инструкция по гравirazведке. М., 1980, стр. 32.

ПРИМЕНЕНИЕ НЕЙРОСЕТЕВОГО АЛГОРИТМА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ

Шимелевич М.И. (МГРИ-РГГРУ, г. Москва, *shimelevich-m@yandex.ru*),
Оборнев Е.А. (МГРИ-РГГРУ, г. Москва),
Оборнев И.Е. (МГРИ-РГГРУ, г. Москва),
Родионов Е.А. (МГРИ-РГГРУ, г. Москва),
Ляховец Д.А. (МГРИ-РГГРУ, г. Москва)

Аннотация. В данной работе приводится пример применения аппроксимационного нейросетевого (АНС) метода для решения условно-корректной обратной нелинейной 3D задачи гравirazведки, которая заключается в определении геометрии нижней границы исследуемого геолого-геофизического объекта с известной эффективной плотностью и сводится к уравнению вида (1). Приводимый пример имеет своей целью проиллюстрировать принципиальную возможность применения АНС метода к нелинейным задачам гравirazведки.

Ключевые слова: обратная задача, нейронные сети, гравirazведка

Обратная задача гравirazведки в классе заданных моделей сред относится к типу конечно-параметрических обратных задач, которые сводятся к операторному уравнению вида:

$$A_N s = e, \quad s \in S_N \subset R^N, \quad e \in F, \quad (1)$$

где $s = (s^1, \dots, s^N) \in S_N$ - вектор искомых параметров модели среды, изменяющихся в конечных пределах, N - число параметров; $S_N \subset R^N$ - ограниченное замкнутое подмножество допустимых значений параметров среды (множество априорных ограничений) в конечномерном пространстве R^N ; $e \in F$ - элемент пространства данных F , определяемый измеренными значениями характеристик гравитационного поля и его производных в области измерений на поверхности Земли; A_N - нелинейный, непрерывный, взаимно-однозначный оператор прямого отображения.

Задача (1) на компактном множестве S_N является условно-корректной. Если известен уровень δ_0 погрешности правой части, то в качестве приближенного решения задачи (1) можно принять любое решение с невязкой, не превышающей δ_0 , которое называют δ_0 -квазирешением, при этом может быть оценена погрешность решения [1]. Если величина δ_0 неизвестна (что является типичным для задач геофизики) то в качестве приближенного решения задачи (1) принимается решение с минимальной невязкой (квазирешение). На практике, в сложных нелинейных обратных задачах большой размерности, строго минимальной невязки обычно добиться не удается, поэтому за приближенное решение принимается решение с приемлемой по величине фактической невязкой δ (δ -квазирешение). При этом могут быть получены априорные и апостериорные оценки степени неоднозначности δ -квазирешения [2-4]. Классические методы поиска δ -квазирешения условно-корректных задач на компактных множествах представляют собой различные модификации метода подбора и сводятся к проблеме нахождения минимума функции N переменных. При этом, в случае нелинейных обратных задач большой размерности, возникают существенные сложности, связанные с наличием локальных экстремумов, вычислением производных функционала невязки и др. В работах [2,4-6] развивается аппроксимационно-нейросетевой (АНС) метод поиска устойчивых δ -квазирешений условно-корректных нелинейных обратных задач геофизики большой размерности, сводящихся к операторному уравнению вида (1). АНС метод основан на построении *приближенного обратного оператора* задачи в заданном классе моделей сред с помощью нейронных сетей. В указанных работах данный подход успешно применяется для решения *обратных коэффициентных задач геоэлектрики*.

В настоящей работе приводится пример применения АНС метода для решения *условно-корректной* обратной нелинейной 3D задачи гравиразведки, которая заключается в определении геометрии нижней границы исследуемого геолого-геофизического объекта с известной эффективной плотностью и сводится к уравнению вида (1) [7]. При этом используется АНС алгоритм инверсии, разработанный авторами для решения обратной задачи геоэлектрики и адаптированный к задаче гравиметрии. Основное отличие адаптированного алгоритма заключается в используемом численном операторе прямой задачи, с помощью которого рассчитывается выборка известных решений для обучения нейронной сети. При построении обучающей выборки использовалась программа PRIZMA решения прямой 3D задачи гравиразведки (автор А.С. Долгаль). Рассматриваемый в работе пример имеет своей целью проиллюстрировать принципиальную возможность применения АНС метода к нелинейным задачам гравиразведки.

Авторы выражают признательность проф. Долгалью А.С. за полезные советы и обсуждения в ходе выполнения работы.

Работа выполнена с использованием вычислительных ресурсов Межведомственного суперкомпьютерного центра Российской академии наук (МСЦ РАН). Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-11-00579, И.Е. Оборнев, НИИЯФ МГУ).

Список литературы

1. Ягола А.Г. Обратные задачи и методы их решения. Приложения к геофизике. - 2-е изд. (эл.): учебное электронное издание. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний. 2014. 218 с.
2. Шимелевич М.И. Методы повышения устойчивости инверсии данных геоэлектрики на основе нейросетевого моделирования // Геофизика. 2013. С. 49-56.
3. 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.
4. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А. Аппроксимационный нейросетевой метод решения многомерных нелинейных обратных задач геофизики // Физика Земли. 2017. № 4. С. 100–109.
5. Шимелевич М.И. Оборнев Е.А. Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей // Физика Земли. 2009. № 12. С. 22–38.
6. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А. Алгоритм решения обратной задачи геоэлектрики на основе нейросетевой аппроксимации // Сибирский журнал вычислительной математики. 2018. № 4. С. 437–452.
7. Гравиразведка. Справочник геофизика. Недра, Москва, 1981. 397 с.

ОСОБЕННОСТИ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В РАЗНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИТУАЦИЯХ

Широкова Т.П. (Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва),
Лыгин И.В. (Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва),
Соколова Т.Б. (Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, *tb-sokolova@yandex.ru*),
Кузнецов К.М. (Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва),
Чепиго Л.С. (Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва)

Сейсмоплотностное или сейсмогравитационное моделирование является основой интерпретации аномалий поля силы тяжести при изучении осадочных разрезов. В общем случае, типичные для таких геологических структур субгоризонтальные границы раздела, безусловно, неблагоприятны для метода. Существенно меняет дело и позволяет получать практически важные результаты интегрированная интерпретация сейсморазведки и гравиразведки, в рамках которой ставится задача заполнения сейсмического структурного каркаса плотностными параметрами. Основные положения метода и история его развития, начиная с работ Г.А. Гамбурцева, который в 40-х г.г. XX в. провел интерпретацию гравитационной аномалии вдоль сейсмического профиля ГСЗ на основе связи между скоростью сейсмических волн и плотностью, подробно рассмотрены в работе Романюк [Романюк Т.В., 2012].

Несмотря на то, что изменение петрофизических свойств, в том числе и плотности, в осадочных разрезах непрерывно, наиболее распространенной формой аппроксимации плотностного разреза до последнего времени являлась слоисто-блоковая, при которой детальность разделения на блоки обеспечивала требуемую точность подбора. Плотность в пределах элементарного блока подбиралась постоянной, а изменение плотности на границе блоков предполагалось скачкообразным, что позволяло в процессе подбора использовать классические схемы решения прямой задачи.

Особенности современного этапа сейсмоплотностного моделирования обусловлены значительным развитием обоих геофизических методов: увеличением точности и детальности гравиметрии с одной стороны, повышением качества сейсмических материалов (регистрации, обработки) и увеличением объемов 3D съемок, с другой. Опыт работ показал, что при проведении сейсмогравитационного моделирования многих случаях требуется переход к учету непрерывного закономерного изменения плотности по разрезу.

Ключевым моментом интерпретации является создание исходной плотностной модели и определения параметров закона изменения плотности. Источником базовой информации о плотности могут являться результаты денситометрии образцов с поверхности или керна скважин, данные плотностного $\gamma\gamma$ -каротажа, определение плотности на базе установления параметров статистической зависимости скорость/плотность. В разных геологических ситуациях: в зависимости от особенностей геологического строения, поставленной задачи, объема и качества априорной информации методика построения исходной плотностной модели меняется. В докладе приведены примеры нескольких практических, принципиально отличных подходов к созданию исходной плотностной модели (или плотностной модели нулевого приближения).

1. Сейсмогравитационное моделирование верхней части разреза. Особенности физико-геологического строения – высокая степень неоднородности разреза и по вертикали, и по латерали. В приводимом примере, объект работ – площадь точечной застройки в черте города, проектируемой на территории засыпанного оврага, развиты зоны пониженной прочности, вызванные антропогенной неоднородностью основания и влиянием карстово-суффозионных процессов. Задача гравиразведки – локализация областей пониженной плотности.

Априорная информация о распределении плотности получена на основании **лабораторной денситометрии керна сети инженерно-геологических скважин**. Гравиметрические данные – высокоточная (± 4 мкГал) детальная съемка по серии профилей.

По общей выборке образцов керна 30 инженерно-геологических скважин пробуренных на площадке проведен статистический анализ изменения плотности с глубиной (рис. 1). На фоне высокой изменчивости плотности (от 1.65 г/см^3 до 2.20 г/см^3) выявлено закономерное уменьшение плотности с глубиной.

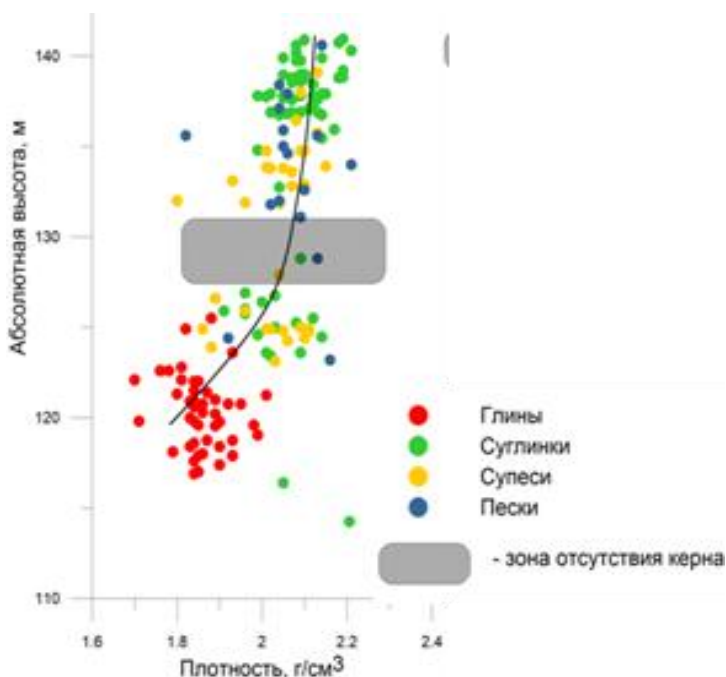


Рис. 1. Плотностная характеристика верхней части разреза

На рис. 2, б приведены значения плотности по данным измерений керна 8-ми скважин, расположенных вдоль линии профиля. На графиках (рис. 2, а) показаны результаты расчета прямой задачи при аппроксимации плотностной модели разреза гридом значений соответствующим фактическим данным каротажа (б), элементами (призмами) с постоянной плотностью (в) и блоками с плотностью, меняющейся по линейному закону (г).

Для решения прямой и обратной задачи гравиразведки использована авторская программа TG2D1g, в которой реализован расчет гравитационного эффекта многоугольников с линейным градиентом плотности. Закон изменения плотности внутри каждого тела задается по значениям плотности в трех произвольных точках, не лежащих на одной прямой [1,2].

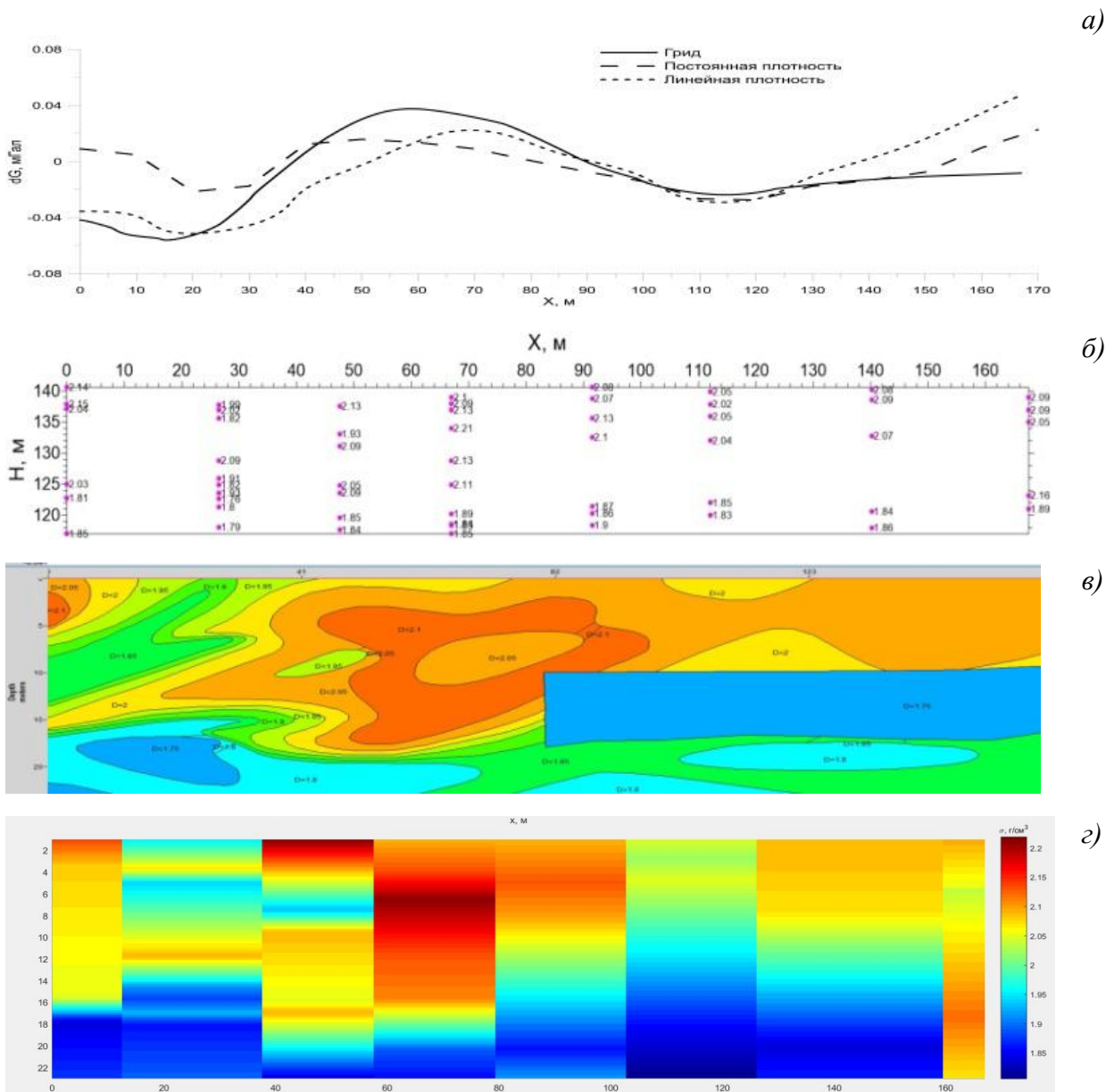


Рис. 2. Графики аномалий поля силы тяжести (а) по результатам решения прямой задачи при разных моделях аппроксимации верхней части плотностного разреза: б – грид плотностей, в – блоками постоянной плотности, г – блоками с линейным изменением плотности внутри элементарных блоков.

На графиках (рис. 2, а) видно, что при использовании различных законов изменения плотности существенно, в данном случае на 18-20%, меняется не только амплитуда аномалий, но и их форма.

2. Сейсмогравитационное моделирование осадочно-терригенного сложно дислоцированного разреза. Априорная информация о распределении плотности получена по установленному закону статистической зависимости скорость–плотность. Задача гравиразведки – реконструкция плотностной структуры разреза и выявление возможной связи локальных аномалий плотности с нефтеперспективными объектами.

Исходя из сейсмогеологического строения, выбрано 3 толщи, для которых отдельно подбирались зависимости скорость-плотность (сверху вниз):

1) *Терригенная толща*, состоящая из двух частей: от морского дна до поверхности несогласия (J-T), скорость от 1300 м/с до 2800 м/с, мощность 600-800 м; и от поверхности несогласия J-T до отложений P₁, скорость от 2800 м/с до 3800 м/с, мощность до 3000 м.

2) *Карбонатные отложения* – толща отложений D₃-P₁, скорость 3800-5600 м/с., мощность 800-1400 м.

3) *Терригенно-карбонатные отложения* – толща отложений O-D₂, скорость 6100 м/с., мощность 1700-4300 м.

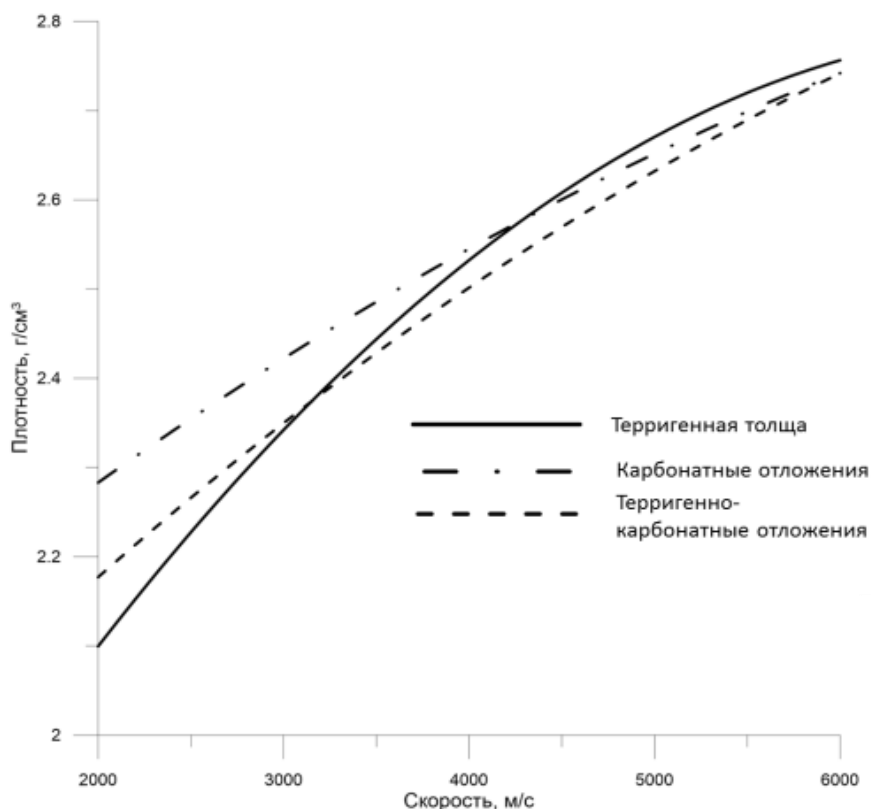


Рис. 3. Зависимости скорость-плотность, использованные для построения сейсмогравитационной модели

Трехмерная сейсмоплотностная модель, построенная с использованием установленных закономерностей, даже в первом приближении не противоречила наблюдаемому гравитационному полю. В результате подбора получен плотностной куб, удовлетворяющий гравитационному полю (амплитуды аномалий Буге порядка 30 мГал) с высокой точностью (± 0.06 мГал).

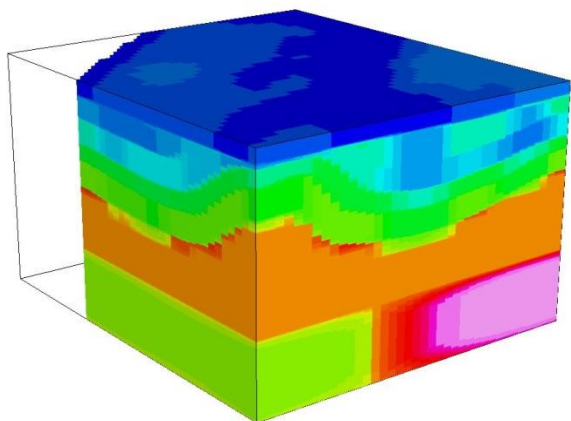


Рис. 4 Фрагмент результативной трехмерной сейсмоплотностной модели

На следующем этапе комплексной интерпретации данных сейсморазведки и гравиразведки по плотностям рассчитан и уточнен скоростной куб, пересчитана морфология отра-

жающих горизонтов. Изменение мощностей отдельных горизонтов и глубин залегания в пределах куба, откорректированного по результатам интерпретации данных гравиразведки, достигает 800-1000 м.

3. Сейсмогравитационное моделирование осадочно-терригенного сложно дислоцированного разреза на объекте, характеризующемся сложной историей тектонического развития с чередованием режимов поднятия и опускания блоков. Задача гравиразведки, как и в рассмотренном выше случае – реконструкция плотностной структуры разреза и выявление возможной связи локальных аномалий плотности с нефтеперспективными объектами. То есть, и объект сходный и задача стоит та же самая. Однако, попытка в качестве априорной информации о плотности использовать статистическую зависимость скорость/плотность (рис. 5), оказалась несостоятельной – структура аномалий поля силы тяжести плотностного куба первого приближения (рис. 6, а) не соответствует наблюдаемому гравитационному полю. По геологическим представлениям многокилометровая осадочная толща триасовых отложений претерпевала эпохи локальных воздыманий. Величины эрозии мезо-кайнозойских отложений, вскрытых скважинами вблизи изучаемых структур, меняются от 1500 м до 500 м. По геолого-геофизическим данным проведена корректировка зависимости с учетом возможного поднятия осадочного разреза на 800 м (смещения вверх по разрезу более плотных толщ). Результирующая модель, полученная во втором случае (рис.6, б) в целом соответствует структуре наблюдаемого поля силы тяжести и при интерпретации использована в качестве нулевого приближения для подбора и уточнения латеральных плотностных неоднородностей разреза.

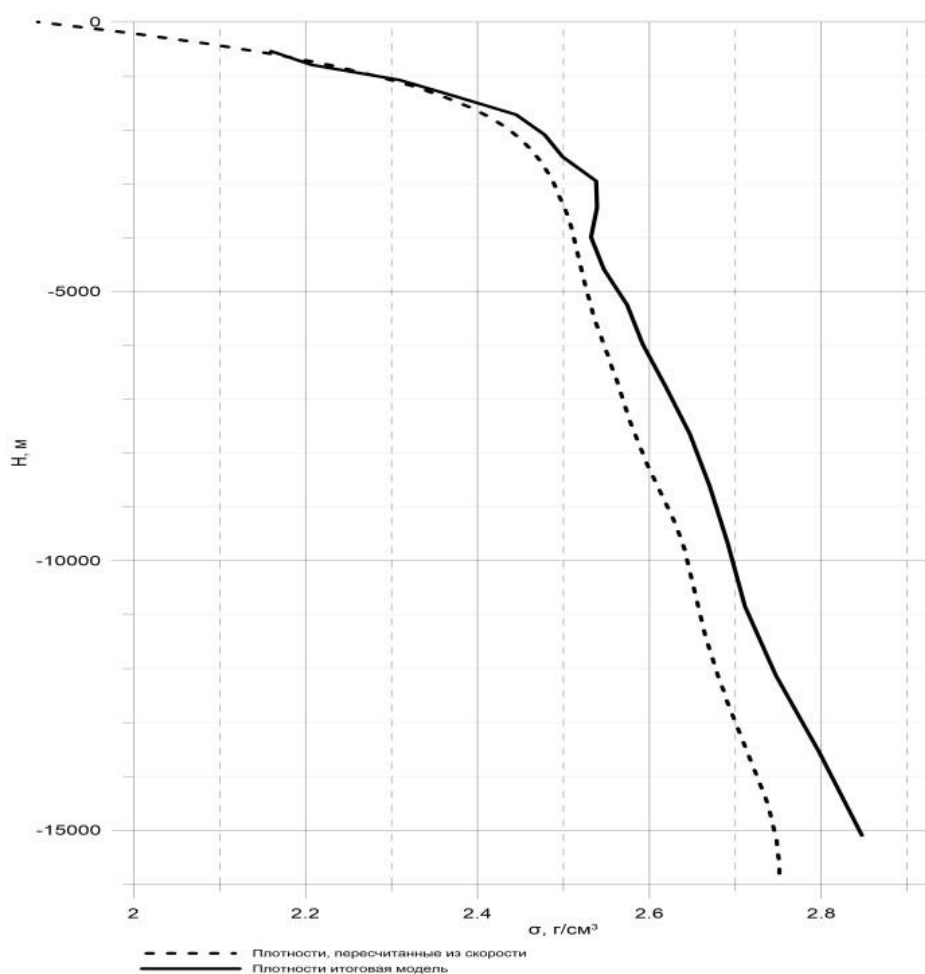


Рис. 5. Характер изменения плотности, установленный по зависимости скорость-плотность (---) и использованный для 3Д плотностного моделирования (—)

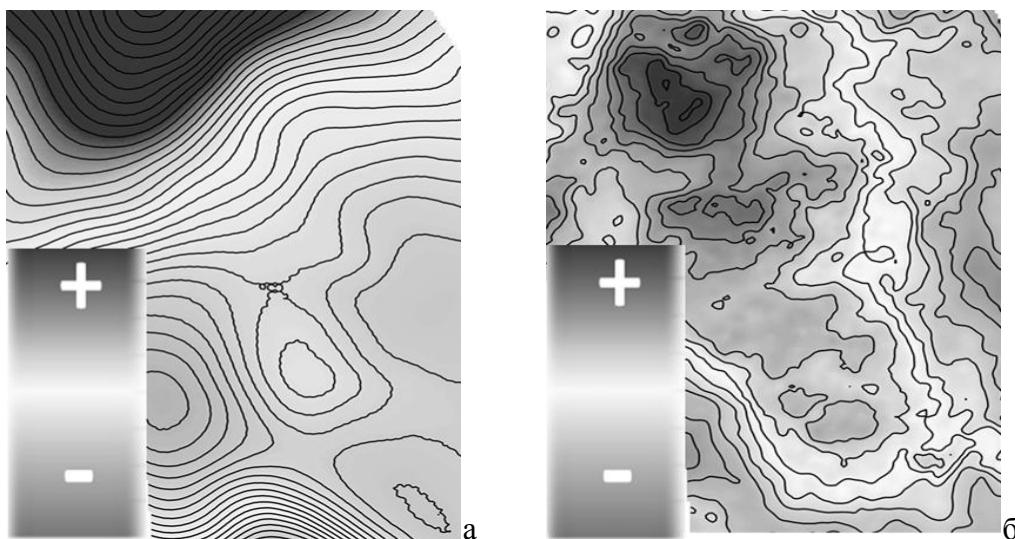


Рис. 6. Гравитационное поле исходной плотностной модели: а – построенной на основе куба согласно статистической зависимости скорость/плотность; б – построенной согласно закону изменения плотности, откорректированному с учетом эрозии мезокайнозойских отложений

Заключение

В основе представленного доклада лежит опыт комплексной интерпретации геофизических данных, использующих методику построения согласованных сейсмогравитационных моделей.

Показано, что точность и детальность современных комплексных геофизических работ в зависимости от физико-геологических особенностей строения изучаемых геологических сред и степени изученности позволяют использовать гибкие методики совместной интерпретации гравиметрических и сейсмических данных. Важнейшим фактором, влияющими на ход сейсмогравитационного моделирования, являются: структурная сложность геологической среды, объем и качество исходных данных, возможность построения корректных эмпирических связей скорость-плотность. В приведенных примерах отражено разнообразие подходов к созданию исходной плотностной модели (используемой далее при сейсмогравитационном моделировании в качестве нулевого приближения), в зависимости от особенностей геологического строения территорий и специфики петрофизических данных.

Список литературы

1. Зайцев А.Н., Гилод Д.А., Булычев А.А., Мелихов В.Р. Программы для интерактивного моделирования в 2-мерных задачах гравиразведки и магниторазведки. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-ой сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, место издания М.: ОИФЗ РАН, с. 306-309
2. Романюк Т.В. Изучение соотношений между скоростью сейсмических волн и плотностью в литосфере методом сейсмогравитационного моделирования // Академик В.Н. Страхов. Геофизик и математик. М.: Наука, 2012. С. 118–143.
3. Чепиго Л.С., Широкова Т.П. Гравитационные эффекты верхней части разреза с учетом градиента плотностей. Тезисы доклада. Конференция «Ломоносов 2018» Секция «Геофизические методы исследования Земной коры»

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ВОДОЗАЩИТНОЙ ТОЛЩИ НА ВЕРХНЕКАМСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СОЛЕЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ НАЗЕМНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Шкиря М.С. (ООО «Гелиос», ФГБОУ ИРНИТУ, г. Иркутск, shkirya.ms@gmail.com),

Богданович Д.В. (ООО «Гелиос», ФГБОУ ИРНИТУ, г. Иркутск),

Айкашева Н.А. (ООО «Гелиос», г. Иркутск),

Белова А.Ю. (ФГБОУ ИРНИТУ, г. Иркутск, missmcguiness11@gmail.com),

Бухалов С.В. (ООО «Гелиос», ФГБОУ ИРНИТУ, г. Иркутск),

Жуков А.А. (ПАО «Уралкалий», г. Березники),

Давыденко Ю.А. (ООО «Гелиос», ФГБОУ ИРНИТУ, г. Иркутск)

Аннотация. Провалы почвы происходящие в результате затопления калийных шахт являются актуальной проблемой не только в России, но и за рубежом. К затоплению шахт приводит нарушение целостности водозащитной толщи над выработками, в результате чего, вода пробивает себе дорогу в пространство рудников. В настоящее время для поиска возможных зон нарушения сплошности водозащитной толщи применяются различные методы, в том числе и геофизические. Импульсная электроразведка благоприятна для выделения низкоомных аномалий в высокоомных соляных породах, связанных с обводнением.

Ключевые слова: Электромагнитное зондирование, импульсная электроразведка, трехмерное моделирование, водозащитная толща, месторождения солей.

Первая крупная авария на Верхнекамском месторождении солей (ВКМС) произошла еще в 1986 году, тогда из-за поступления вод в шахту был потерян рудник Березниковского калийного производственного рудоуправления № 3 (БКПРУ-3). Ситуация повторилась в 2006 году на руднике БКПРУ-1. Приток в рудник БКПРУ-1 был зафиксирован еще в 2006 году, а в 2007 г. в районе фабрики техсоли, произошел провал над техногенной карстовой полостью. Позже, на площади занимаемой затопленным рудником, произошли еще четыре провала. Березники, второй по величине город Пермского края, значительная часть жилой застройки города расположена над шахтными выработками рудника БКПРУ-1. Средняя глубина до выработок от 200 до 350 м. Третья авария на ВКМС произошла в 2014 году, провал образовался над шахтным полем рудника Соликамского калийного рудоуправления № 2 (СКРУ-2) в городе Соликамске. В настоящее время приток в вод контролируется, и рудник продолжает функционировать. Сложившаяся ситуация имеет повышенную техногенную опасность и несет урон для народного хозяйства. В следствии чего актуальным стоит не только вопрос мониторинга образования новых провалов, но и сохранности водозащитной толщи над действующими рудниками. Применение технологии электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП) позволяет уточнить геологическое строение разреза и выделить потенциально опасные низкоомные зоны в водозащитной толще.

ЭМЗ-ВП – метод импульсной электроразведки, использующий полную форму переходного процесса, что позволяет перейти от использования кажущихся параметров (кажущееся сопротивление (ρ_k) и кажущаяся поляризуемость (η_k)) к полноценному решению задач одномерной или трехмерной инверсии с учетом частотной дисперсии электропроводности для становления поля горизонтального электрического диполя[3].

В методе ЭМЗ-ВП разрез возбуждается последовательностью разнополярных импульсов с помощью генераторного диполя АВ. На приемных электродах заземленной линии регистрируется полная последовательность импульсов, что позволяет рассчитать переходный процесс на 128 временных задержках, нормированных на разность потенциалов, взятую перед выключением токового импульса. Данный подход существенно повышает информативность традиционных методов постоянного тока и дает возможность более детально изучать литологическое строение разреза. Кроме того, для индукционных токов прозрачны высоко-

омные экраны: мерзлота, базальты, траппы, в том числе соли и т.д., которые существенно ограничивают область применения методов постоянного тока.

В преддверии полевых опытно-методических работ методом ЭМЗ-ВП на ВКМС для оценки состояния солевых и надсолевых пород было выполнено опережающее математическое моделирование, которое показало чувствительность системы к аномалеобразующим объектам в трехмерной горизонтально-слоистой среде. Основой данных для моделирования служит геолого-геофизическая информация, представленная заказчиком в виде каротажных диаграмм геофизических исследований скважин, данных вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и сводной стратиграфической колонки района ВКМС.

По результатам расчётов для полевых работ было рекомендовано использовать как соосную, так и ортогональную установку измерений. За соосную установку принимается установка, когда приемные линии субпараллельны генераторной, за ортогональную – приемные линии субперпендикулярны генераторной. Два генераторных диполя, располагались перпендикулярно друг другу и имели одну общую точку А.

В июле 2018 г. геофизическим отрядом были выполнены работы методом ЭМЗ-ВП на ВКМС. Участок работ расположен на шахтном поле рудника СКРУ-2, за пределами городской застройки и примерно, в 20 км, от г. Березники. Всего было записано 599 рядовых и 61 контрольных измерений, с общей протяженностью профилей 7500 м и площадью 0.9 км². Регистрация переходных процессов, осуществлялась аппаратно-программным комплексом «МАРС» [1]. Шаг между профилями – 128 м, между пикетами – 25 м. Схема сети наблюдения и расположение генераторных линий представлены на рисунке 1. Положение низкоомной аномалии идентично по результатам регистрации данных, записанных от соосной и ортогональной установок. Длина генераторной линии АВ1 – 1420 м, длина линии АВ2 – 2000 м.

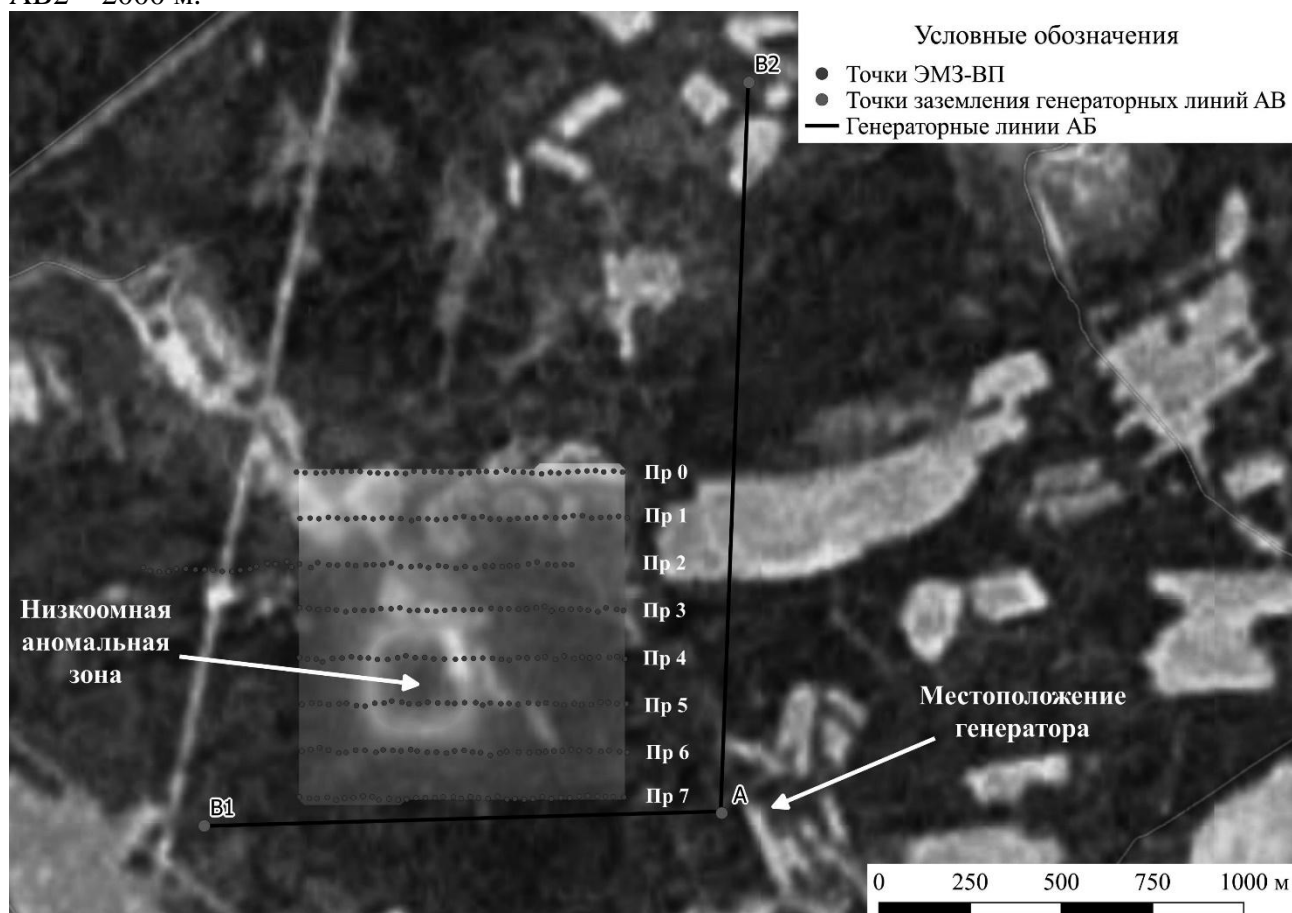


Рис 1. Карта удельного электрического сопротивления для соосной установки по результатам трехмерной инверсии высокоомного слоя на интервале глубин 235-255 м, наложенная на схему расположения профилей и генераторных линий

В отличие от методов постоянного тока, в методе ЭМЗ-ВП анализируется форма переходных процессов. Поскольку на постоянном токе заданные целевые объекты не регистрируемы, то регистрацию необходимо производить путем анализа поля становления. Регистрируемым считается аномальный сигнал со значением выше 0.01 мВ.

Как известно, все хомогенные осадочные отложения имеют низкое удельное электрическое сопротивление (УЭС) за исключением некоторых солей, имеющих высокое УЭС, низкую поляризуемость и время релаксации в сравнении со вмещающими породами.

Инверсия данных ЭМЗ-ВП в рамках одномерной горизонтально-слоистой модели выполнялась в программном комплексе «Mars1D» [4]. На первом этапе массовой обработки данных ЭМЗ-ВП выполнен подбор УЭС с помощью применения различных алгоритмов минимизации функционала в многомерном признаковом пространстве [2], при этом поляризационные параметры были закреплены и не подбирались. Функционал невязки рассчитывался среднеквадратическим и робастным способами.

Для учета влияния на качество трехмерной инверсии формы спада импульса при выключении тока в генераторной линии, была произведена оценка различных видов спада токового импульса и расчет невязки между экспериментальными и теоретическими кривыми в программе ИТЕМ-IP [5,6].

В ходе моделирования распространения сигнала в среде при наличии спада импульса различной формы, было установлено, что минимуму невязки соответствует импульс с линейным спадом тока с 1 А до 0 А за период времени с 0.2 мсек до 0.5 мсек (рис. 2).

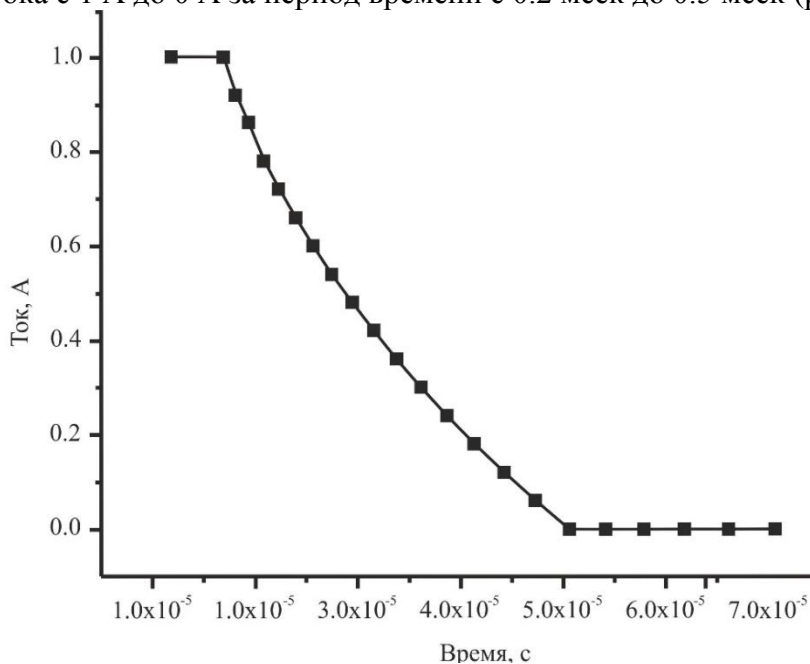


Рис. 2. Форма спада импульса тока. Амплитуда импульса нормирована на 1 А

Была произведена оценка невязки между экспериментальными кривыми и теоретическими кривыми от среды с учетом и без учета импульса с для соосной и ортогональной установок. При подборе свойств вмещающей горизонтально-слоистой среды в качестве начального приближения используется усредненная модель, полученная в Mars1D в результате одномерного подбора. На рисунке 3 представлено сравнение теоретических кривых, рассчитанных для однородной среды, с соответствующими экспериментальными кривыми для соосной установки. Высокие значения невязки соответствуют случаю расположения приемников в области аномалеобразующих объектов в верхних слоях среды. Влияние учета спада импульса тока в основном сказывается на ранних временах – до 0.7 мсек, что обусловлено эффективным затуханием высокочастотной составляющей импульса в верхних слоях среды. Распределение электромагнитных полей в нижних слоях среды обусловлено преимущественно низкочастотной составляющей импульса. Тем не менее, не смотря на то, что подбор анома-

леобразующих объектов в дальнейшем осуществлялся в диапазоне времен от 0.3 до 10-20 мсек, в зависимости от вида установки, учет формы спада импульса был необходим для получения корректного результата.

Чтобы регистрировать расслонасыщенные зоны без связывающих каналов необходимо поднять силу тока в генераторной линии минимум до 4 А для соосной установки и до 7 А для ортогональной. В этом случае, уровень сигнала повысится до регистрируемого, однако, при любых обстоятельствах данный объект размером 80x50x50 м зарегистрировать сложно – уровень сигнала находится на границе порога чувствительности.

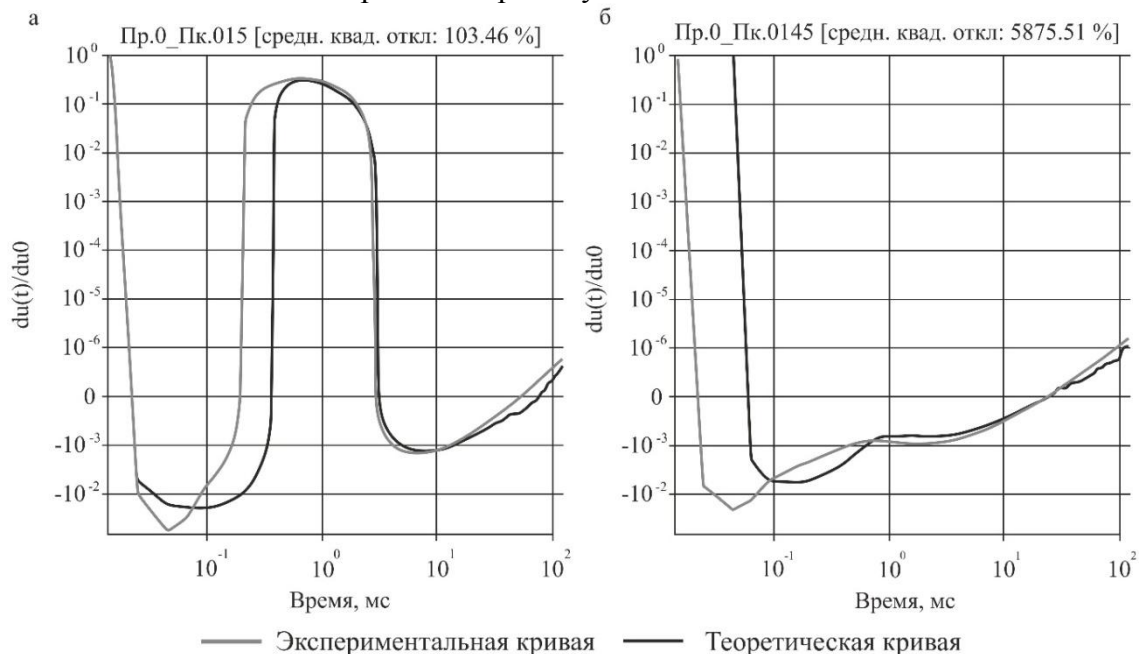


Рис. 3. Сравнение формы спада фронта импульса в среде для соосной установки. Невязка рассчитана для интервала времен 0.015-0.065 мсек. (а) – наилучшее значение невязки на площади, (б) – наихудшее значение невязки на площади

В результате трехмерной инверсии был выделен высокоомный слой для соосной и ортогональной установок. На полученных картах оконтурена аномальная низкоомная зона, в солях, связанная с водонасыщением пород (рис. 4).

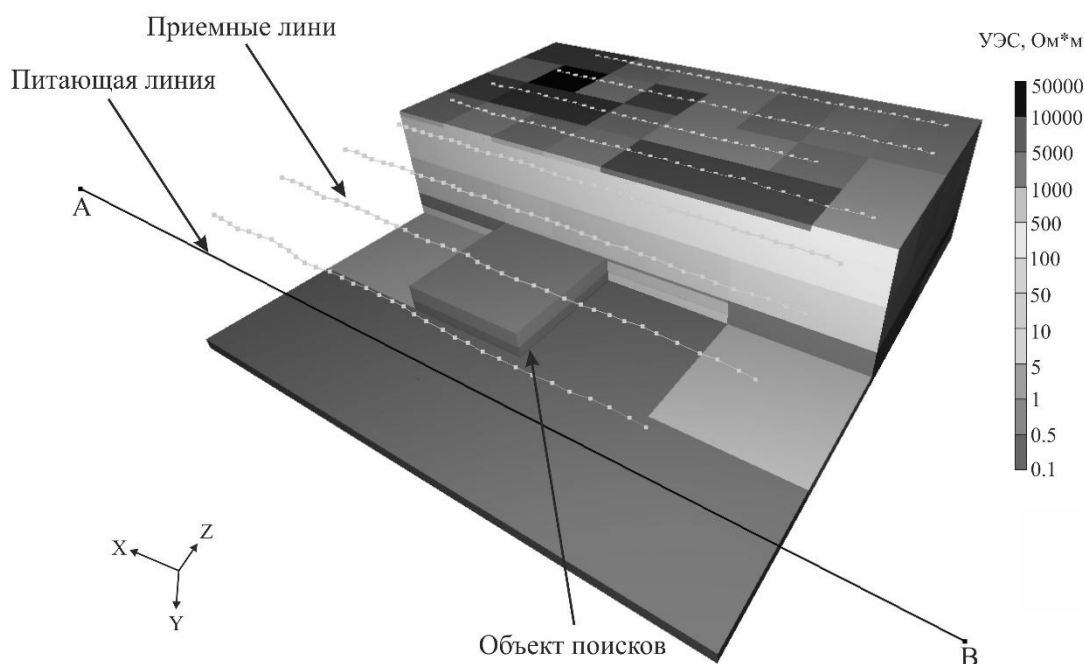


Рис.4. Пример трехмерной инверсии данных ЭМЗ-ВП

По результатам опытно-методических работ технологией ЭМЗ-ВП на Верхнекамском месторождении калийных солей сделаны следующие выводы:

1. Учет формы импульса тока при решении обратной трехмерной задачи повысил сходимость наблюдаемых и модельных данных. Однако выделились несколько зон, осложненных влиянием близ поверхностных неоднородностей, в которых ранняя часть переходного процесса не может быть подобрана с учетом формы импульса тока, подходящей для большинства кривых на площади.

2. В результате трехмерной инверсии данных площадной съемки для соосной и ортогональной установки были получены устойчивые решения прямых и обратных задач.

3. Удалось уточнить геологическое строение разреза до глубины 250 м. По результатам одномерной инверсии данных ЭМЗ-ВП в высокоомном слое была выявлена аномальная зона. По результатам трехмерной инверсии данная низкоомная зона была локализована как в плане, так и по глубине - в интервале 160-210 м.

Опытно-методические работы показали, что имеющиеся на площади работ техногенные объекты (трубопроводы, линии электропередач и т.д.) вызывают существенное искажение кривых зондирования, при этом их влияние уменьшается до незначительного при удалении на 250~300 м.

Список литературы

1. Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Пестерев И.Ю., Яковлев С.В., Давыденко М.А., Комягин А.В., Шимьянский Д.М. Патент на изобретение № 2574861, RU 2012134345/28 «Способ измерения и обработки переходных процессов с заземлённой линией при импульсном возбуждении электрическом диполем с целью построения геоэлектрических разрезов и устройство для осуществления этого способа с помощью аппаратно-программного электрозведочного комплекса (АПЭК «МАРС»)). Приоритет изобретения от 1 августа 2012 г., Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 10 февраля 2016 г., Правообладатель: Общество с ограниченной ответственностью «Гелиос».

2. Давыденко Ю.А., Ковальский Я.Ф., Лаврентьева Н.А. Применение многомерного статистического анализа к обработке данных электромагнитных зондирований на примере Приольхонья, Забайкальского края и Якутии // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Выпуск 1. 2015 г./ Отв. ред. И.В. Бычков, А.Л. Казаков. - Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. – С. 102-108.

3. 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.

4. Пестерев И.Ю. А.с. № 2012660743 «Программа одномерной инверсии «MarsID». Заявка № 2012618705 от 16.10.2012. Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ 28 ноября 2012 г. Правообладатель: Общество с ограниченной ответственностью «Гелиос».

5. 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. Phys. Solid Earth*. 49 (2013) 329–343. doi:10.1134/S1069351313030117.

6. 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 2012 - 2nd International Research and Application*.

НАДСОЛЯНАЯ ТОЛЩА – ВАЖНЫЙ ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ РАЗРАБОТКИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

Щербинина Г.П. («ГИ УрО РАН», г. Пермь),

Простолупов Г.В. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, genagravik@gmail.com)

Аннотация. Обобщение результатов многолетних исследований Верхнекамского месторождения калийных солей гравиметрическим методом и материалов комплексной интерпретации потенциального поля и геологических данных показало, что надсоляная толща имеет весьма неоднородное плотностное строение, изменяющееся по латерали и вертикали. Наблюдается связь местоположения разуплотненных участков со структурным планом кровли соли. Разуплотненные участки представляют области ослабления механических свойств пород и поэтому являются предрасположенными к проявлению негативных явлений при ведении горных работ. Неоднородное плотностное состояние вызывает в подработанном массиве появление сложной картины техногенных напряжений, что усложняет процесс эксплуатации месторождения. Поэтому изучение плотностного строения надсоляной толщи и учет этих данных при планировании горных работ, при отработке горных выработок является важным элементом освоения месторождения.

Ключевые слова: Верхнекамское месторождение солей, надсоляная толща, разуплотненные участки пород, гравиметрия.

Верхнекамское месторождение калийных солей (ВКМКС) разрабатывается с 1930 года - 87 лет. За такое продолжительное время из недр были извлечены огромные объемы пород. В результате в горном массиве появилось большое количество пустот. Это привело к существенному усложнению напряженно-деформированного состояния толщ, залегающих над горными выработками, и вызвало изменение первичных физических свойств в подработанных толщах, в том числе плотности и прочности. Под влиянием геодинамических процессов техногенного генезиса сформировались участки ослабленных трещиноватых пород, проявившие себя в деформации земной поверхности.

Неоднородности физических свойств, обусловленные техногенными причинами, наложившись на существенную первичную неоднородность, существовавшую до начала разработки месторождения. Дело в том, что в толще пластичной соли, подстилающей надсоляной комплекс, первоначальное, формирующееся на стадии седиментации, горизонтальное залегание слоев позже было нарушено под действием региональных тектонических сил и развития явлений галокинеза [1, 2]. В результате, в кровле соляной толщи сформировались соляные поднятия и впадины амплитудой до 230 м.

При этом более жесткая, чем соляные отложения, надсоляная толща относительно небольшой мощности 100–300 м, покрывающая плащом соляные породы, испытала тектонические деформации с образованием трещиноватых зон [3]. Это сопровождалось изменением физических свойств надсоляной толщи – в том числе снижением плотности и прочности. Зоны повышенной трещиноватости в большей степени подвергались выветриванию и растворению под влиянием атмосферных вод. Здесь происходило дальнейшее понижение плотности и прочности.

Таким образом, еще до начала разработки Верхнекамского месторождения породы соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса (надсоляной толщи) в пределах распространения соляной залежи, в отличие от соседних территорий, например платформы, характеризовались повышенной неоднородностью физических свойств.

С началом проведения горных работ на природную неоднородность физических свойств надсоляного разреза в пределах шахтных полей наложилась неоднородность техногенной деструкции подработанных толщ и это привело к усложнению неоднородного состояния пород над солями, что вызвало различные негативные последствия. С 1986 года (по-

сле 56 лет с начала разработки) на Верхнекамском месторождении в результате накопления изменений в напряженно-деформационном состоянии наступила эпоха формирования аварийных оседаний и провалов земной поверхности. К 2018 году произошло около десятка таких явлений. Это привело, несмотря на наличие водозащитной толщи, к затоплению трех рудников. Комплекс пород, отнесенный системой отработки продуктивных пластов к водозащитной толще, замедляет процессы, ведущие к затоплению рудников, при неоднородном строении надсоляной толщи, но не предотвращает его, т.к. и сам является составной частью общей геодинамически сложной породной системы.

Для выявления участков с аномальным физико-механическим состоянием пород в настоящее время на ВКМКС широко применяется метод гравиметрической съемки, чутко реагирующей на все плотностные неоднородности. В результате появилась возможность заранее выявлять разуплотненные ослабленные участки и учитывать их наличие при отработке продуктивных пластов солей.

В конце 1980-х годов для исследования плотностных неоднородностей подрабатываемых толщ специально для условий Верхнекамья в Горном институте УрО РАН был разработан метод обработки гравитационного поля.

Система *Vector* предполагает трансформацию горизонтальных градиентов поля V_{zx} , V_{zy} в замкнутом контуре разных размеров с разделением на локальную, фоновую и разностные составляющие и последующем интегрировании с целью визуализации в размерности V_z . Интерполяция между разностными трансформантами, расположенными на одной вертикальной оси, позволяет получить диаграмму аномалий поля, локализация которых в пространстве, как показали модельные эксперименты, совпадают с точечными источниками, что позволяет рассчитывать эффективные глубины трансформант. Процедура названа векторным сканированием и может быть отнесена к томографическим методам обработки поля. Метод обладает высокими возможностями по разделению источников, как по горизонтали, так и по вертикали [4].

Таким образом, происходит разделение потенциального поля на составляющие для послойного исследования геологической среды. Несомненным достоинством метода VECTOR является получение информации при решении обратной задачи без дополнительных априорных данных об исследуемом объекте. Это дает возможность построить квазиплотностную объемную 3D-диаграмму поля, отражающую первоначальную модель пространственного распределения избыточной плотности для дальнейшей геологической интерпретации.

Разработанный метод векторного сканирования применяется на Верхнекамском месторождении в разных случаях: на территориях, не подработанных горными выработками, перед составлением проектов разработки с целью учета опасных слабоустойчивых участков; на функционирующих рудниках для выявления участков с аномальной плотностной картиной и их мониторинга с целью прогноза местоположения возможных оседаний земной поверхности и провалов.

Объективность полученных при проведении гравиметрической съемки сведений о состоянии горного массива подтверждается многочисленными случаями подтверждения прогнозов.

Различие горно-геологических условий изучаемых участков вызывает необходимость дополнительно применять при интерпретации гравитационного поля различные методические приемы: вычитание гравитационного влияния той или иной гравиактивной поверхности, например, поверхности кровли и (или) подошвы соляного тела; введение поправок за влияние (в том числе боковое) терриконов - соляных отвалов; учет гравитационного влияния пустотного пространства горных выработок; разбиение площади изучаемого участка на части в зависимости от морфологии поля или недр и др.

Используя гравитационный эффект от любого горизонтального слоя, ограниченного парой коэффициентов трансформации – разностную трансформату в системе VECTOR, возможно рассчитать аномальную плотность в данном слое и получить картину ее изменения по площади. Далее к рассчитанным избыточным плотностям добавляется средняя плотность,

характерная для толщи данной конкретной литологии, полученная из результатов исследований керна на территории месторождения.

Адекватность полученной при интерпретации плотностной модели проверяется путем ее сопоставления с данными бурения. Породы в областях отрицательных значений поля (в отрицательных аномалиях) обычно характеризуются интенсивным выветриванием (иногда до обломков), повышенной трещиноватостью, низкой крепостью, иногда наблюдаются значительные углы наклона слоистости, нехарактерные для нормального напластования.

Таким образом, гравиметрическая съемка масштаба 1 : 10 000, проводимая на участках ВКМКС, и обработка результатов съемки по программе векторного сканирования позволяет получить объемную картину плотностного строения надсоляной толщи. Это является базой для прогноза участков будущих осложнений при производстве горных работ, позволяет выяснить обстоятельства в тех или иных проблемных ситуациях и дать понимание происходящих процессов в подрабатываемых толщах.

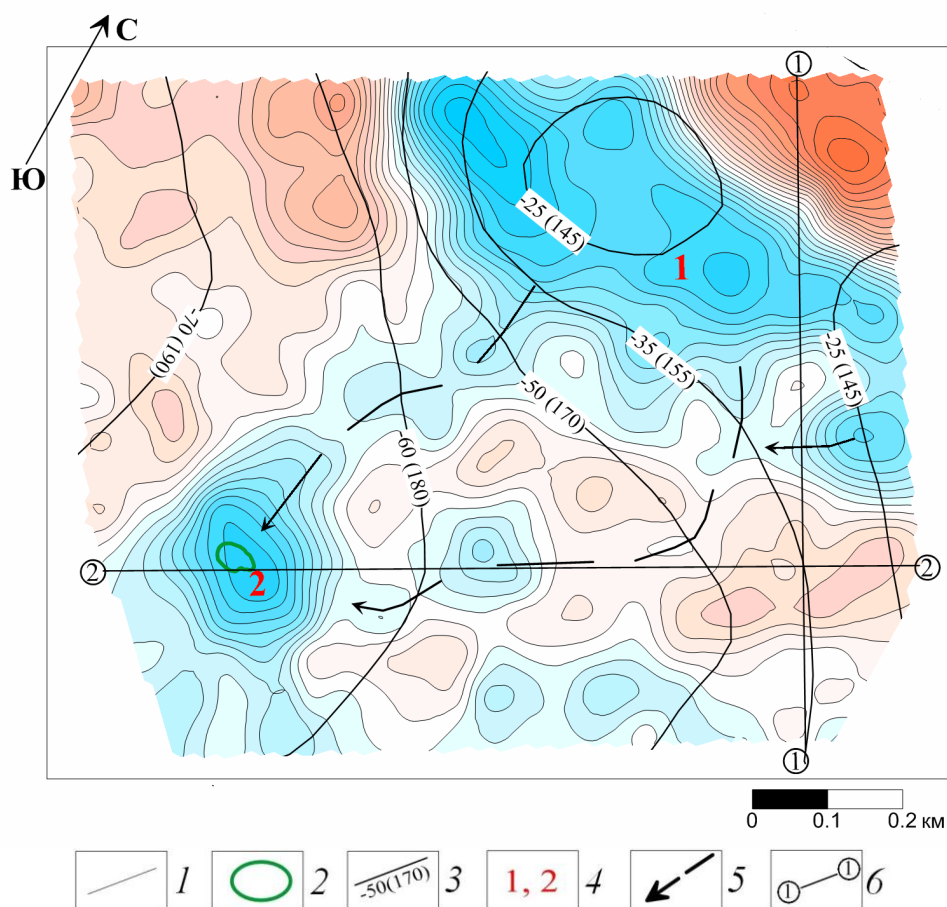


Рис. 1. Гравитационный эффект слоя 0 - 140 м: 1 – изоаномалы; 2 – контур провала земной поверхности (2010 г.); 3 – изогипсы кровли покровной каменной соли (абс. отметка, глубина); 4 – отрицательные аномалии; 5 – линии гидродинамической связи разуплотненных участков; 6 – линии вертикальных сечений трехмерной трансформанты

Большие объемы проведенных гравиметрических исследований на разных участках Верхнекамского месторождения показали, что надсоляная толща представляет пространственно неоднородную среду с изменяющимися плотностными свойствами по латерали и вертикали. Изменчивость плотности не хаотична по площади и разрезу, а характеризуется некоторым закономерным распределением, которое обусловлено разными причинами: морфологией соляной поверхности, наличием подработанных участков, геологическими объектами в нижних слоях осадочного чехла (пермские и франско-турнейские рифы и др.) [5, 6].

В качестве примера приведем результаты интерпретации гравитационного поля в районе провала земной поверхности, случившимся на Первом Березниковском руднике в 2010 г.

Участок характеризуется разнообразием объектов геологического строения (рис. 1): соляное поднятие на севере (глубина залегания кровли соли 140 – 150 м); соляной склон, с перепадом глубин залегания соляной поверхности от 140 м до 190 м – падение 3.5°; ложбина в кровле соли; провал земной поверхности, расположенный в нижней части ложбины.

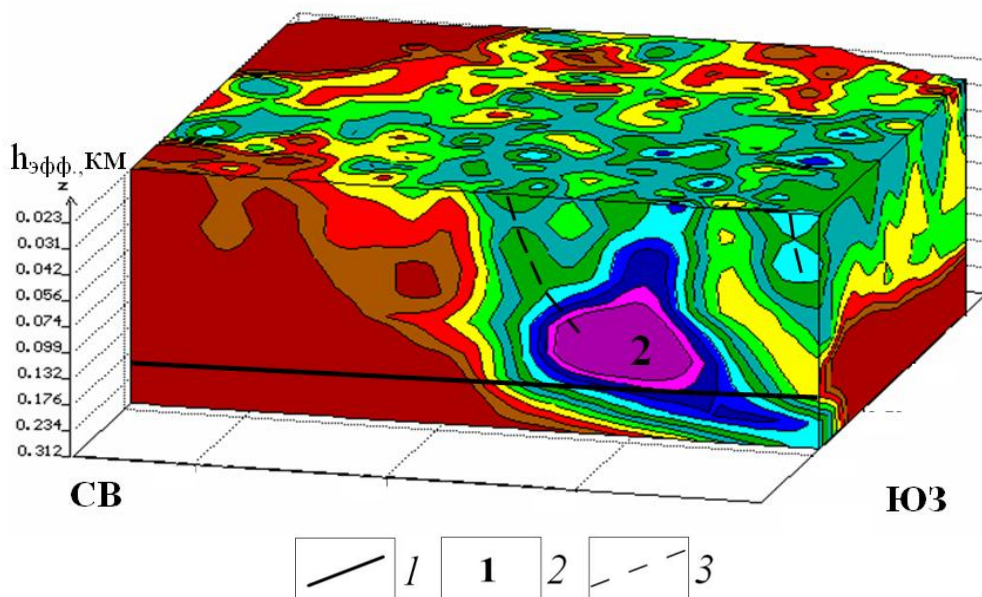


Рис. 2. Сечение трехмерной трансформанты гравитационного поля по линии 1 – 1: 1 – уровень залегания кровли покровной соли на шкале эффективных глубин; 2 – отрицательная аномалия, создаваемая соляным поднятием; 3 – оси разуплотнений в надсоляной толще

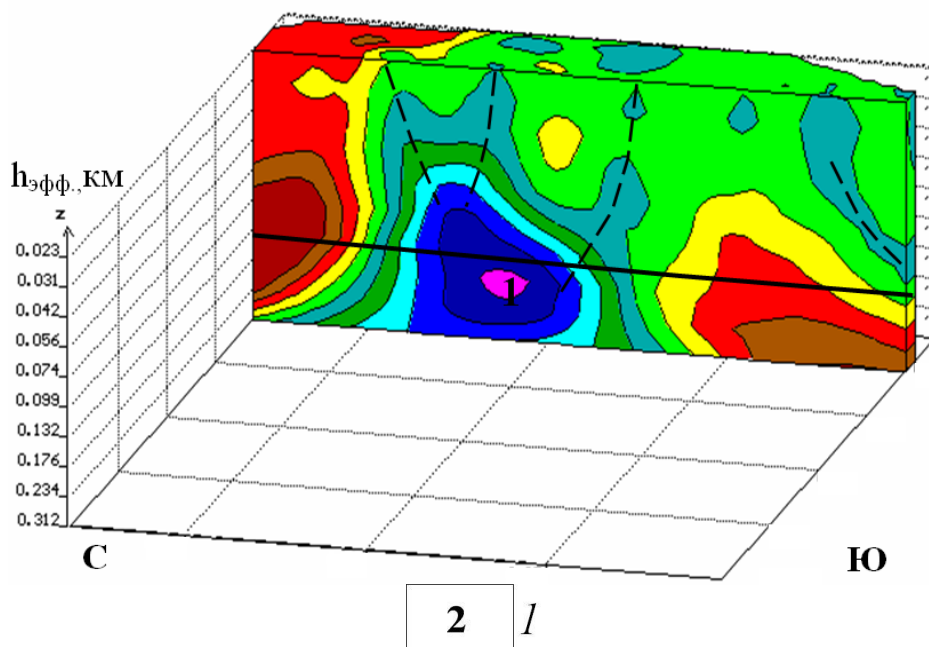


Рис. 3. Сечение трехмерной трансформанты гравитационного поля по линии 2 – 2: 1 – отрицательная аномалия в районе провала

На рис. 1 приведен гравитационный эффект от надсоляной толщи (эффективный слой от поверхности наблюдений до глубины 140 м), изображенный на фоне структурной карты поверхности соли.

Обширной отрицательной аномалией 1 отражается разрыхление надсоляной толщи над соляным поднятием. Дефект плотности в районе аномалии 1, согласно модельному расчету, составляет 0.1 г/см^3 . Детально характер изменчивости плотности над поднятием демонстрирует вертикальное сечение 3D-диаграммы квазиплотности по линии 1 – 1 (рис. 2), где веером отходящие вверх от аномалии 1 оси локальных разуплотнений отображают особенности деструкции надсоляной толщи над соляным поднятием.

Аномалией 2 на другом вертикальном сечении трехмерной диаграммы (рис. 3) проявляется область провала и разрыхления пород в его окрестностях. Гравитационное моделирование и положение аномалии 2 на трансформанте показали, что гипоцентр разуплотнения находится в средней части надсоляной толщи на глубине 70 – 100 м.

На рис. 1 цепочка отрицательных аномалий, протянувшаяся от аномалии 1 на соляном поднятии к аномалии 2, зафиксированной в районе провала, очевидно, отражает разуплотненное состояние пород надсоляной толщи, обусловленное выносом вещества водным потоком, локализованным поперек соляного склона. Эти данные позволили сделать прогноз о возможном появлении в будущем очередного провала в районе данной цепочки. В 2011 году на участке одной из локальных аномалий цепочки в верхней части соляного склона случился очередной провал в земной поверхности. Этим четко демонстрируется и важность изучения плотностного строения надсоляной толщи и прогностическая функция гравиметрической съемки

Выводы. Надсоляной комплекс пород на Верхнекамском месторождении - важный объект, от состояния которого в значительной степени зависит безопасность разработки месторождения. Состояние надсоляного комплекса, неоднородность его петрофизических свойств определяются историей его эволюции в течение геологического времени. Строение надсоляной толщи должно изучаться с максимальной детальностью не только бурением скважин, но и площадными детальными гравиметрическими исследованиями до начала проектных работ и в течение всего процесса разработки.

Список литературы

1. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. – 429 с.
2. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей // Под редакцией д.г.-м.н. Н.М. Джиноридзе // СПб-Соликамск: ОГУП Соликамск. типография, 2000. – 400 с.
3. Щербинина Г.П. Исследование причин обрушения пород на втором Соликамском руднике Верхнекамского месторождения солей по геолого-геофизическим данным // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Пермь, Перм. ун-т, 1998. С. 85-95.
4. Новоселицкий В.М., Чадаев М.С., Погадаев С.В., Кутин В.А. Метод векторного сканирования // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Межвуз. сб. науч. тр. Пермь, ПГУ, 1998. С. 54-59.
5. Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. Гравиметрические исследования при решении горно-геологических задач на Верхнекамском месторождении калийных солей // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. СО РАН. 2011. №5. С. 28-35.
6. Щербинина Г.П. Реконструкция тектонических элементов по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. Вып. 16 // ГИ УрО РАН. - Пермь, 2018. С. 167-172.

ВЫЯВЛЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ КАВЕРНОВО ТРЕЩИННЫХ ЗОН, ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (ВОЛНОВОЕ, ГРАВИТАЦИОННОЕ, МАГНИТНОЕ)

*Яицкий Н.Н. (ООО «Газпром геологоразведка», г.Тюмень),
Касьянов В.В. (ООО «Газпром геологоразведка», г.Тюмень),
Мельникова М.В. (ООО «Газпром геологоразведка», г.Тюмень),
Халиулин И.Э. (ООО «Газпром геологоразведка», г.Тюмень)*

Проблема представления о физике влияния флюидонасыщения (нефть, газоконденсат, газ и рапа) на изменение энергии колебаний до настоящего времени точно не решена и носит неоднозначный характер.

Расчет потери энергии за счет трения флюидов о стенки пор и за счет теплообмена между твердой фазой и заполнителем на основе применения теории Френкеля-Био, следует, что флюидонасыщения (нефть, газоконденсат, газ и рапа) приводит к некоторому увеличению поглощения продольных волн. Эффект потери энергии продольных волн наблюдается при прохождении фронта волны через зоны с резким изменением фильтрационно-емкостных свойств среды. В областях с высокой трещиноватостью, кавернозностью происходит перераспределение энергии падающих продольных волн в сторону увеличения восходящих потоков за счет эффекта рассеивания.

В последнее десятилетие получили развитие методы по изучению трещиноватых зон, использующие данные сейсморазведки. Основной проблемой является выделение рассеянной компоненты волнового поля (по другой терминологии – рассеянных волн) на фоне более интенсивных отражённых волн. Теоретические аспекты волнового поля в случайно-неоднородных средах (зонах развития трещиноватости и каверн) изучены недостаточно, что сказывается на состоянии интерпретации зарегистрированных рассеянных колебаний. Перераспределение энергии восходящих волн происходит при падении волны на локальную неоднородность, размер которой значительно меньше доминирующей длины волны. Для единичного включения формирование рассеянной сферической волны происходит от центра данной неоднородности. Несколько включений формируют соответственно столько же сферических рассеянных волн, направление и интенсивность которых зависит от размеров и пространственного положения рассматриваемых неоднородностей.

По многочисленным теоретическим и экспериментальным данным выявлено, что наиболее интенсивные рассеянные волны (РВ) возникают в зонах открытой трещиноватости и многочисленных каверн. Значительная густота и раскрытость трещин в подобных зонах приводят к существенному затуханию сейсмической энергии и возникновению рассеянных волн. Микротрещиноватость резервуаров, в значительной степени образуется вследствие естественного флюидоразрыва пород резервуаров при образовании залежи УВ за счет инъекции глубинных флюидов (в виде паро-газовой смеси), что приводит к дополнительному возрастанию спектральной энергии рассеянной компоненты в волновом поле.

В настоящее время, в связи с повышенным интересом нефтегазовой промышленности к изучению трещиноватых коллекторов в плотных породах осадочного чехла и кристаллических породах фундамента, активно развиваются методы численного моделирования распространения сейсмических волн. Анализируя опубликованные материалы, отметим наиболее важные для практики результаты этих исследований:

– интенсивность рассеянной волны на несколько порядков ниже интенсивности регулярной отражённой волны;

– совокупность неоднородностей формирует сложную многофазную рассеянную волну, у которой наиболее когерентная и интенсивная фронтальная часть обусловлена резкостью границы перехода от вмещающих пород к зоне неоднородностей;

– диаграмма направленности рассеянной волны, как правило, неоднородна: наиболее интенсивная волна распространяется вперёд по направлению падающей, а в противоположном направлении волна в 1,5-2 раза слабее;

– форма и длительность рассеянной волны зависит от размеров области рассеяния;

– повышение концентрации и равномерности распределения трещин увеличивает амплитуду рассеянной волны;

– трещины по сравнению с кавернами при одинаковом их числе и размере создают в целом более слабый фон рассеянной компоненты;

– однонаправленное поле трещин формирует несимметричный волновой отклик на падающую волну, т.е. энергия, рассеянная от подобной трещиноватой зоны будет зависеть от направления распространения падающей волны.

При хаотичной трещиноватости и кавернозности, рассеивание энергии происходит неупорядочно. Волновое поле рассеянных волн накладывается на общее поле восходящих волн, а поскольку энергия РВ на несколько порядков ниже энергии зеркально отраженных волн выделение этих волн требуется дополнительная специализированная обработка.

По результатам анализа материалов МОГТ обработанных по стандартному графу обнаружить резервуары флюидонасыщения (трещинно-кавернозного и порово-трещинного типов), отличающиеся высокими коллекторскими свойствами на большинстве месторождений практически невозможно, из-за малых размеров каверн и трещин. Определённый практический интерес представляет решение задачи выделения рассеянных волн с целью поиска зон с наибольшей трещиноватостью по материалам стандартной сейсморазведки МОГТ.

Региональные гравитационное и магнитное поля обусловлены в основном структурой и вещественным составом кристаллического фундамента платформы. Изменение уровня поля свидетельствует об изменении строения, которое повлияло на тектонику осадочного чехла. В свою очередь изменение условий залегания фундамента может привести к утяжелению базальных горизонтов осадочного чехла. Наиболее чувствительны к процессам, происходившим в кристаллическом фундаменте, соляные пласты как наиболее пластичные и подверженные деформациям. Деформация солей при нагнетании приводит к формированию гравитационного поля, достигающего до 0,5 мГал.

Структура гравитационного поля обусловлена плотностными переслоениями на этажах осадочного чехла и кристаллического фундамента и более значительные аномалии при равных соотношениях плотностей иллюстрируются для менее удаленных приповерхностных плотностных неоднородностей. Как показывает сравнительный анализ электроразведки с данными сейсмических разрезов с гравитационными наблюдениями сложение основных аномалеобразующих неоднородностей частично соответствует платформенному осадочному комплексу. Локальными минимумами в гравитационном поле будут фиксироваться участки существенно трещиноватых пород, так как трещиноватость уменьшает среднюю объемную плотность. Соленасыщенность разреза и трещиноватость межсолевых карбонатных пород – два фактора, определяющих условия существования залежей рапы. Поэтому основные расолоносные структуры карбонатного резервуара, вероятно, будут формировать участки отрицательных локальных аномалий гравитационного поля.

О возможности использования потенциальных полей для прогноза зон рапопроявления свидетельствовали различные авторы [1, 2]. Прогноз рапороявления в пределах Восточной Сибири в районе Ковыктинского ГКМ осуществлялся по потенциальным и волновому (РВ) полям с опорой на скважины. В районе Ковыктинского ГКМ высокоточные наземные гравимагниторазведочные работы не производились поэтому прогноз осуществлялся с использованием региональных гравитационного и магнитного полей, что понижает доверие к нему. В пределах зон флюидонасыщения гравитационное поле характеризуется понижением значений, что обусловлено целым рядом причин и факторов. Некоторые из них доказаны опытным путем, другие являются рабочими гипотезами, в той или иной степени обоснованными, но все они свидетельствуют о наличии локального минимума в гравитационном поле в пределах зон рапопроявления. Сложность заключается в определении величины локального по-

нижения, обусловленной зонами флюидонасыщения.

Гравитационное и магнитное поля в виде гридов загружались в ИС Пангея®. В программе Certanty производился расчет различных атрибутов потенциальных полей (локальные с различными радиусами, первые и вторые производные и др.). Преобразования исходных карт осуществлялись с целью расширения признакового пространства и улучшения соотношения сигнал/помеха для наиболее полного извлечения полезной информации при комплексной интерпретации. Вычисления производились в квадратном скользящем окне с различными радиусами (от 3 до 41 км) и получаемый результат относится к центру окна. По характеру получаемой информации и применяемому математическому аппарату преобразования делятся на несколько групп.

После расчета различных преобразований производился прогноз на основе теории регрессионного анализа прогнозируемых параметров со скважин-эталонов на сопредельную площадь. Прогнозирование проведено с использованием карт-признаков потенциальных полей с привлечением в качестве эталонов для обучения скважин, как с рапой, так и без ее наличия.

Предварительно, на основании вычисления ранговых коэффициентов корреляции, была произведена оценка связи между признаками и параметрами об отсутствии или наличии УВС в скважинах. Анализ получаемых коэффициентов корреляции дал возможность сделать определенные выводы о пригодности того или иного признака для прогнозирования продуктивности. Из признаков с максимальными значениями коэффициентом корреляции, с помощью программы Хелвига ИС Пангея®, были составлены оптимальные комбинации, которые в дальнейшем использовались в программах «Линейная регрессия» и «Кластеризация» непосредственно для прогноза зон рапопроявления на исследуемой территории. Сначала производили прогноз зон флюидонасыщения суммарно по всем отложениям платформенного чехла, а затем отдельно по свитам.

На завершающей стадии производится прогноз зон флюидонасыщения по комплексу геофизических полей. Прогноз зон рапопроявления по комплексу полей, имеющих различную природу, наиболее надежен. Сначала выбирали наиболее коррелируемые атрибуты волнового и потенциальных полей и производили прогноз зон рапопроявления.

У авторов работы имеется опыт прогноза зон флюидонасыщения (нефти, газоконденсата, газа, рапы) по комплексу геофизических полей (волновое (РВ) и потенциальные) по нескольким участкам в Западной Сибири и одному участку в Восточной Сибири.

Основные выводы по прогнозу зон флюидонасыщения, по комплексу геофизических полей

1. Рассеянная составляющая волнового поля зачастую обусловлена, увеличением поглощения продольных волн в зонах флюидонасыщения, поэтому использование карт абсолютных значений РВ и их преобразований для прогноза вполне обосновано

2. Для повышения надежности прогноза по комплексу полей следует выявить и расширить использование атрибутов волнового поля характеризующих зоны флюидонасыщения

3. Зоны флюидонасыщения, по данным различных исследователей находят отражение в потенциальных полях и их использование в комплексе с другими геофизическими полями вполне обосновано. Для повышения надежности использования потенциальных полей необходимо проводить высокоточные наземные гравиразведочные и магниторазведочные работы м-ба 1:50000.

4. При прогнозе зон флюидонасыщения основную роль играют атрибуты волнового поля (РВ), а преобразования потенциальных полей позволяют повысить достоверность

Список литературы

1. Алексеев С.В. Промышленные рассолы Сибирской платформы: гидрогеология, бурение и добыча, переработка, утилизация/ С.В. Алексеев, А.Г. Вахромеев, Н.П. Коцупало, А.Д. Рябцев – Иркутск: Изд-во «Географ» 2014 – 162 с.

2. Вахромеев А.Г. Закономерности формирования и локализации месторождений промышленных рассолов в карбонатных каверново-трещинных резервуарах кембрия юга сибирской платформы (по данным глубокого бурения, испытания скважин и полевой геофизики) // Издательство Иркутского национального исследовательского технического университета, г. Иркутск, 2015 г.

О ПОСТРОЕНИИ АНАЛИТИЧЕСКИХ АППРОКСИМАЦИЙ В ГРАВИМЕТРИИ

Якимчик А.И. (Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, yakimchik@igph.kiev.ua)

Аннотация. Разработан и программно реализован метод построения линейных аналитических аппроксимаций (в локальном варианте) поля силы тяжести по данным на поверхности Земли. На основе использования линейной аналитической аппроксимации поля возможно нахождение набора линейных трансформаций аномального поля.

Ключевые слова: гравитационное поле, аппроксимация, решение систем линейных алгебраических уравнений.

В работе В.Н. Страхова [1] и в серии других его публикаций, утверждается, что идея аналитической аппроксимации имеет в некотором смысле центральное значение. Однако, отмечая в целом новизну и актуальность исследований, предпринятых В.Н. Страховым в серии работ [1, 3 - 8 и др.], все же необходимо указать на некоторые обстоятельства, существенно затрудняющие построение аналитических аппроксимаций элементов аномальных гравитационных полей [2]. Отметим, что реализация аппроксимационного подхода к решению геофизических задач требует принципиально нового подхода к данным экспериментальных исследований геофизических полей [3].

На сегодняшний день вся территория Украины покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:200000 с сечением изоаномал 1,0 – 2,0 мГал. В фондах различных предприятий накоплено громадное количество гравиметрических материалов, которые были получены в разное время и представлены, как правило, на бумажных носителях. Не вызывает сомнений, что решение проблем сохранения информации и эффективного использования ее следует осуществлять при помощи современных информационных технологий и создания банков данных.

Рассмотрим ряд возможных классификаций аналитических аппроксимаций элементов аномальных гравитационных полей [7]. Первая классификация: 1) линейные коэффициентные аппроксимации; 2) линейные интегральные аппроксимации. Вторая классификация: 1) локальные аппроксимации; 2) региональные аппроксимации; 3) глобальные аппроксимации. Третья классификация: 1) метрологические аналитические аппроксимации; 2) специальные (интерпретационные) аналитические аппроксимации.

Если речь идет о построении метрологических линейных аппроксимаций на больших территориях, то целесообразно использовать иерархию, содержащую три уровня: высший, средний и низший [7]. Заметим, что на низшем уровне аппроксимация строится в масштабе 1:200000, в форме совокупности составных аппроксимаций – по листам масштаба 1:200000. Суть составной аппроксимации состоит в том, что для каждого листа строится своя собственная аппроксимация, причем только по данным для данного листа и смежных с ним. При этом в случае листов масштаба 1:200000 берутся данные с двадцати четырех ближайших листов.

Оценим количество данных наблюдений (имеются в виду аномальные значения ускорения силы тяжести, координаты и высоты точек), которое необходимо иметь для построения аналитической аппроксимации гравитационного поля в масштабе 1:200000 для конкретного листа, например, М-37-XXXI. Известно, что на лист L-37-III гравиметрической карты СССР нанесено 81 опорный пункт, 1057 рядовых точек съемок масштаба 1:200000 и 498 то-

чек детальных съемок [9], т. е. всего 1636 точек. Вполне логично предположить, что количество точек нанесенных на каждый из оставшихся 24 листов приблизительно такое же. Умножая число точек на количество листов, получим 40900 точек.

В методах построения линейных аналитических аппроксимаций определяющее значение имеет задача нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений вида

$$Ax = f_{\delta} = f + \delta f,$$

в которых f_{δ} – N -вектор данных, а A есть $(N \times N)$ – матрица. Если использовать, разработанный в работе [6], например, подход к построению линейных аналитических аппроксимаций поля Δg , основанный на составлении и (приближенном) решении соответствующей системы линейных алгебраических уравнений, то возникающая в процессе решения матрица в нашем случае будет иметь большую размерность, а именно $P = N \cdot N \approx 1,67 \cdot 10^9$. Естественно, что эта задача требует весьма больших вычислительных ресурсов. Тем не менее, опыт решения подобных задач имеется. В частности, в публикации [8] приводится пример решения на персональном компьютере недоопределенной системы линейных алгебраических уравнений с числом уравнений $N = 13000$ и числом искомых неизвестных $M = 1039961$, т. е. $P = N \cdot M \approx 1,35 \cdot 10^{10}$.

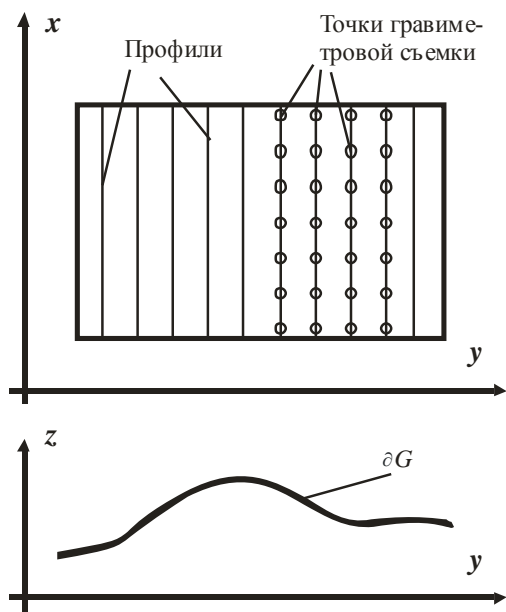


Рис. 1. К постановке задачи построения линейной аналитической аппроксимации поля $\Delta g(x, y, z)$ в локальном варианте

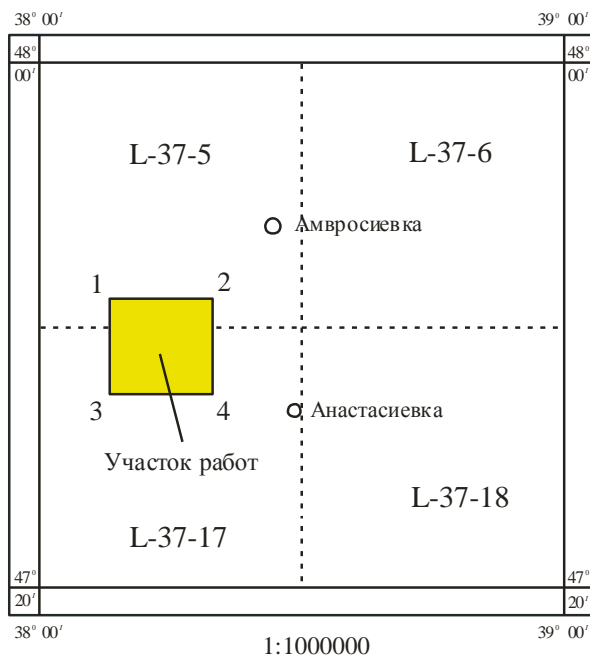


Рис. 2. Схема использованного гравиметрического материала

Будем использовать прямоугольную декартовую систему координат с осью Oz вверх (рис. 1). Рассмотрим проблему построения линейных аналитических аппроксимаций элементов внешнего аномального гравитационного поля Земли по заданным на ее физической поверхности ∂G значениям $\Delta g_{i,\delta} = \Delta g_i + \delta \Delta g_i$, $i = 1, 2, \dots, n$. Речь идет о построении функции $\Delta g_{аннп}(x, y, z) \approx \Delta g(x, y, z)$ по совокупности величин $\Delta g_{i,\delta}$, где $\Delta g_i = \Delta g(x^{(i)}, y^{(i)}, z^{(i)})$, $i = 1, 2, \dots, n$, а $\delta \Delta g_i$ – погрешности в заданных значениях $\Delta g_{i,\delta}$.

Исходное поле приближается с помощью вычислительной конструкции

$$\Delta g_{аннп}(x, y, z) = \sum_{j=1}^n \frac{10^5 \cdot c_j (z + z^{(j)})}{\left[(x - x^{(j)})^2 + (y - y^{(j)})^2 + (z + z^{(j)})^2 \right]^{3/2}}, \quad (1)$$

где $z^{(j)} = h + z^{(i)}$, h – параметр вычислительной схемы [10] (в расчетах – $h = 500$ м), c_j – некоторые коэффициенты. Причем x, y, z, h имеют размерность – [м], Δg – [мГал]. Следует заметить, что в Международной системе единиц (СИ) ускорение свободного падения выражается в $м/с^2$, а в гравиразведке применяется меньшая единица – миллигал (мГал), равная 10^{-5} $м/с^2$. Поэтому, принимая во внимание единицы измерения, в (1) присутствует коэффициент 10^5 .

Значения c_j определяются из решения симметричной системы линейных алгебраических уравнений

$$Ac = \Delta g_{\delta} = \Delta g + \delta \Delta g, \quad (2)$$

где $A = [a_{ij}]$ – квадратная матрица, элементы которой определяются по формуле

$$a_{ij} = a_{ji} = \frac{10^5}{(z^{(i)} + z^{(j)})^2 \left[1 + \left(\frac{x^{(i)} - x^{(j)}}{z^{(i)} + z^{(j)}} \right)^2 + \left(\frac{y^{(i)} - y^{(j)}}{z^{(i)} + z^{(j)}} \right)^2 \right]^{3/2}}, \quad 1 \leq i, j \leq n \quad (3)$$

Приведем характеристику исходных материалов. В качестве исходных данных использовались 796 значений аномалий Буге, прямоугольных координат и высот, взятые из авторских каталогов [11]. Детальные гравиметровые работы масштаба 1:50000 проводились на площади 200 км^2 (в пределах планшетов L-37-5 и L-37-17), ограниченной координатами (рис. 2):

- 1) $47^{\circ}42'15''$ с. ш. и $38^{\circ}08'15''$ в. д.; 2) $47^{\circ}42'15''$ с. ш. и $38^{\circ}20'00''$ в. д.;
- 3) $47^{\circ}35'10''$ с. ш. и $38^{\circ}20'00''$ в. д.; 4) $47^{\circ}35'10''$ с. ш. и $38^{\circ}08'15''$ в. д.

Район работ представляет собой холмистую равнину, наклоненную к юго-востоку и расчлененную долинами рек, балками и оврагами. Город Донецк расположен к северо-западу от участка на расстоянии 56 км. Абсолютные отметки дневной поверхности колеблются от 40 до 180 м. Профили задавались в меридиональном направлении.

Приведем некоторые сведения о съемке Восточно–Приазовской партии Артемовской геофизической экспедиции треста Укргеофизразведка, 1960 г. (автор отчета – К.М. Шурапей), результаты которой использованы при построении линейной аналитической аппроксимации.

Методика работ на опорной сети: 9 пунктов размещены с густотой 1 пункт на 22 км^2 . Наблюдения выполнены по методике со 100% повторением; на каждом пункте получено не менее трех независимых значений. Уравнивание выполнено методом узлов; $\varepsilon_{on} = \pm 0,21$ мГал.

Методика работ на рядовой сети: Рядовые точки в количестве 1100 размещены на площади 200 км^2 по сети 500×500 м и на участках детализации по сети 250×250 м. Наблюдения выполнены в основном с 30%-ным повторением и частично со 100%-ным повторением. Каждый рейс включал несколько точек предыдущего рейса. По данным контроля $\varepsilon_{ряд} = \pm 0,17$ мГал.

Методика топографо - геодезических работ: Меридиональные магистрали проложены через 3 км теодолитными ходами; привязка их к пунктам триангуляции и пунктам сгущения опорной геодезической сети выполнена теодолитными ходами. Профили проложены через 500 м инструментально, шаг по профилю 500 м, $\varepsilon_{пл} = \pm 80$ м. Высоты 795 пунктов сняты с карт масштаба 1:10 000 с сечением 2,5 м. Высоты пунктов, расположенных на местности с уклоном более 2° , определены техническим нивелированием; ε_B не превышает $\pm 0,3$ м.

Здесь приняты следующие обозначения: ε_{on} и $\varepsilon_{ряд}$ – средние квадратичные погрешности определения наблюдаемого значения силы тяжести на опорном пункте и рядовой точке;

$\varepsilon_{пл}$ и ε_B – средние квадратичные ошибки определения планового положения и высоты пунктов наблюдений.

Если в системе линейных уравнений (2) матрица (3) является положительно определенной, то для ее решения целесообразно использовать разложение Холецкого [12, 13], которое предусматривает представление матрицы A в виде произведения

$$A = L L^T, \quad (4)$$

где L^T – матрица, транспонированная к L , на главной диагонали которой находятся положительные элементы. Определим элементы матрицы L , сравнивая каждый элемент матрицы в левой и правой части (4). Имеем

$$\begin{pmatrix} a_{11} & \dots & a_{1n} \\ \dots & \dots & \dots \\ a_{n1} & \dots & a_{nn} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} l_{11} & & 0 \\ & \ddots & \\ l_{1n} & \dots & l_{nn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} l_{11} & \dots & l_{1n} \\ & \ddots & \vdots \\ 0 & & l_{nn} \end{pmatrix},$$

откуда получаем равенства для первого столбца

$$l_{11} = \sqrt{a_{11}}, \quad l_{i1} = a_{i1}/l_{11}, \quad 2 \leq i \leq n.$$

Аналогично находим соотношения

$$a_{ii} = \sum_{k=1}^i l_{ik}^2, \quad a_{ij} = \sum_{k=1}^j l_{ik} l_{jk}, \quad j < i,$$

которые приводят к формулам

$$l_{ii} = \sqrt{a_{ii} - \sum_{k=1}^{i-1} l_{ik}^2}, \quad 1 \leq i \leq n,$$

$$l_{ij} = \left(a_{ij} - \sum_{k=1}^{i-1} l_{ik} l_{jk} \right) / l_{ii}, \quad j+1 \leq i \leq n.$$

После того как выполнено разложение (4), решение системы (2) получается решением двух систем с треугольными матрицами:

$$Lq = \Delta g_s \quad \text{и} \quad L^T c = q.$$

Изложенное выше алгоритмическое решение прошло проверку на модельных и практических примерах.

В заключение коротко о том, какие задачи могут решаться с помощью найденной аналитической аппроксимации поля. Приведем некоторые основные типы задач [6]: а) нахождение значений $\Delta g(x, y, z)$ на горизонтальных плоскостях $z = \text{const} > 0$, а также построение изолиний поля Δg на этих плоскостях (здесь особо стоит выделить пересчеты на горизонтальные поверхности ниже поверхности ∂G); б) нахождение в узлах регулярных сетей на горизонтальных плоскостях $z = \text{const} > 0$ других элементов внешнего аномального гравитационного поля, в первую очередь – вторых производных от потенциала аномального поля (и опять-таки построение на указанных плоскостях изолиний новых элементов аномального гравитационного поля); в) нахождение спектральных представлений поля $\Delta g(x, y, z)$; здесь имеются в виду представления интегралами Фурье; г) нахождение значений различного рода линейных функционалов от поля $\Delta g(x, y, z)$, например интегралов (с различными весами) по плоскостям, расположенными выше поверхности ∂G .

Список литературы

1. *Страхов В.Н.* Разрушение господствующего стереотипа мышления – главнейшая задача в развитии теории и практики интерпретации потенциальных полей (гравитационных и магнитных аномалий) в начале XXI века. – Москва: ОИФЗ РАН, 2000. – 44 с.
2. *Якимчик А.И.* О пересмотре ограничений на получение первичного материала с целью развития гравиметрии и магнитометрии в Украине // Геофиз. журн. – 2010. – 32, № 2. – С. 131–135.

3. *Страхов В.Н.* Геофизика и математика. Методологические основы математической геофизики // Геофизика и математика: Материалы 1-й Всероссийской конференции (Москва, 22–26 ноября 1999 г.). — Москва: ОИФЗ РАН, 1999. — С. 131–157.
4. *Страхов В.Н.* Новое в геофизике и геоинформатике. — Москва: ИФЗ РАН, 2005. — 134 с.
5. *Страхов В.Н.* О центральной вычислительной задаче гравиметрии, магнитометрии, геодезии и геоинформатики // Физика Земли. — 2008. — № 2. — С. 63–79.
6. *Страхов В.Н.* Об эффективных по быстродействию и точности методах построения линейных аналитических аппроксимаций в геодезии, геоинформатике и гравиметрии // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 1. — С. 56–84.
7. *Страхов В.Н., Степанова И.Э.* Новый информационный базис гравиметрии, магнитометрии и геодезии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 30-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского (Москва, 27–31 января 2003 г.). В 2-х частях. Ч. 1. — Москва: ОИФЗ РАН, 2003. — С. 118–123.
8. *Страхов В.Н., Страхов А.В.* Компьютерные технологии нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений с приближенно заданной правой частью // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 29-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского (Екатеринбург, 28 января – 2 февраля 2002 г.). В 2-х частях. Ч. 2. — Москва: ОИФЗ РАН, 2002. — С. 48–62.
9. *Гравиметрическая карта СССР. Лист L – 37 – III.* Объясн. записка. Сост. В.В. Курашова. Ред. А.И. Дюков. — 1:200000. — Москва: Копировально – картографическое предприятие Всесоюз. геолог. фонда, 1971. — 34 с.
10. *Аронов В.И.* Методы построения карт геолого – геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. — Москва: Недра, 1990. — 301 с.
11. *Шурапей К.М.* Отчет о работах Восточно–Приазовской геофизической партии за 1960 г. Ч. V. Табличные приложения гравиметровой съемки. — Київ: Фонди ДНВП "Геоінформ України", 1961. — С. 4–47.
12. *Икрамов Х.Д.* Численные методы для симметричных линейных систем. — Москва: Наука, 1988. — 160 с.
13. *Фаддеев Д.К., Фаддеева В.Н.* Вычислительные методы линейной алгебры. — Москва; Ленинград: Физматгиз, 1963. — 734 с.

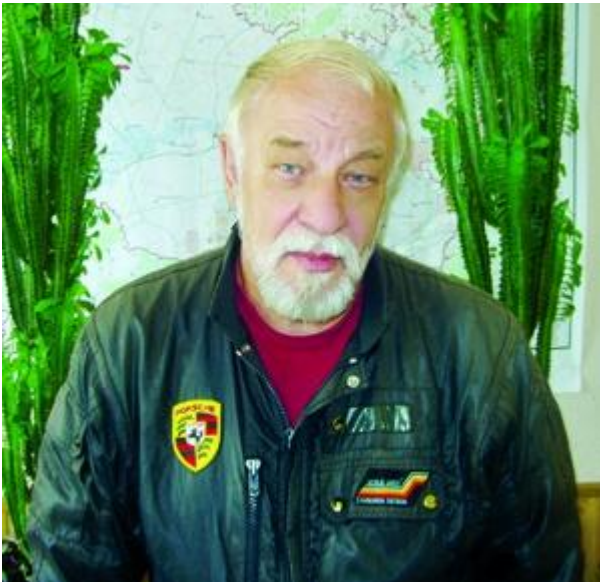
ПРОБЛЕМЫ ВЫСШЕГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ

ПРОФЕССОР Э.К.ШВЫДКИН: ИННОВАЦИОННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРОБЛЕМАХ ОСВОЕНИЯ РЕСУРСОВ ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ (РАЗВЕДКА, КОНТРОЛЬ ЗА РАЗРАБОТКОЙ, ЭКОЛОГИЯ)

Боровский М.Я. (ООО «Геофизсервис», г. Казань, lilabor@mail.ru),

Борисов А.С. (К (Приволжский) ФУ, г. Казань),

Богатов В.И. (ООО «Геофизсервис», г. Казань)



Светлой памяти
доктора геолого-минералогических наук
Эдуарда Кузьмича Швыдкина

Аннотация. Ученый геофизик, профессор Казанского университета, Э.К.Швыдкин известен работами в области исследования техногенных геофизических полей. Уделено внимание изучению геоэлектрических параметров битумных месторождений: рассмотрены физико-геологические предпосылки, выявлены критерии поиска, разведки, контроля за процессами эксплуатации, предложены технологии полевых наблюдений. Для прогноза и выявления скоплений традиционных нефтей разработан комплекс геохимико-геофизических методов ГГХМ

Ключевые слова: техногенные геофизические поля, магниторазведка, электроразведка.

Имя специалиста геофизика Швыдкина Э.К. широко известно в Советском Союзе, России, Татарстане, Ближнем и Дальнем Зарубежье. Эдуард Кузьмич Швыдкин (25.06.1941-31.08.2009) - профессор, кандидат технических наук, доктор геолого-минералогических наук, Почетный разведчик недр Российской Федерации.

Э.К. Швыдкин родился в селе Красное Смоленской области, в семье военного летчика Кузьмы Давыдовича Швыдкина, завершившего службу в звании подполковника авиации. Мать, Софья Григорьевна - учительница русского языка и литературы старших классов. Супруга - Наталья Яковлевна - врач высшей категории.

В 1961 году Э.К. Швыдкин поступает на геологический факультет Казанского государственного университета, и в 1965 году оканчивает кафедру «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых», по специальности инженер-геолог-геофизик.

Эдуард Кузьмич обладал значительными знаниями в различных областях геофизической науки, был умелым популяризатором, простым языком мог объяснить сложные вещи, геологическую природу геофизических аномалий.

Профессор Э.К. Швыдкин хорошо ориентировался в проблемах нефтяной геологии, отстаивая свой выбор на решении самых актуальных, насущных на данный момент вопросах. В старых нефтедобывающих регионах, к каковым относится Татарстан, необходимым служит восполнение запасов за счет нетрадиционных источников углеводородного сырья. Ученым было обращено внимание на разработку геофизических методов контроля процессов эксплуатации месторождений природных битумов (высоковязких нефтей) с помощью теплового воздействия: обоснованы физико-геологические предпосылки, созданы основы аппаратурно-методического и информационно-интерпретационного обеспечения, сформированы основы эколого-геофизических исследований.

Э.К. Швыдкин писал *«...Тепловой метаморфизм пород под влияние внутрипластового горения и тепловых очагов приводит к значительным изменениям минерального состава и петрофизических параметров пласта-коллектора, и вмещающих пород. Образовавшаяся в процессе термического воздействия зона существенно отличается по своим петрофизическим параметрам (плотность, упругие свойства, магнитные и электрические характеристики) от пород продуктивного пласта, не затронутых процессом. Эти изменения физических свойств пород сохраняются в течение продолжительного времени и после прекращения термических процессов, т.е. их можно считать необратимыми. Можно говорить об образовании в однородном продуктивном пласте техногенного геологического объекта, имеющего конкретные геометрические параметры (длину, ширину, толщину, глубину, конфигурацию).*

Естественно, первичные физические поля углеводородной залежи (гравитационное, магнитное, электрическое и др.) существенно изменяются под влиянием образовавшегося объекта. Разницу значений физического поля над зоной разработки до и после термического воздействия следует считать техногенной составляющей этого поля. Техногенная составляющая геофизического поля в благоприятных условиях может быть измерена на дневной поверхности с помощью соответствующей аппаратуры и методики, методами полевой геофизики (сейсморазведки, гравиразведки, магниторазведки и электроразведки) ...».

На первом этапе научных изысканий наибольшее внимание уделено созданию методики контроля, обладающей достаточной простотой исполнения полевых измерений и приемов геологической интерпретации полученных данных. В качестве базового выбран мобильный, относительно дешевый метод магниторазведки. Апробация метода успешно прошла в полевых условиях на месторождениях природных битумов, в Республике Татарстан. Была показана возможность применения высокоточной магниторазведки для изучения степени охвата пластов термическим воздействием по площади, определения контура выгоревшей зоны.

Результаты экспериментальных работ и теоретические приложения сформулированы и защищены в кандидатской диссертации (1988 г.) «Контроль за продвижением фронта горения с помощью наземной магнитной съемки при разработке неглубоких залежей битумов и вязких нефтей».

Рационально-рентабельный комплекс создается на базе не использовавшихся в нефтяной отрасли физико-химических эффектов, явлений и в результате углубления и расширения знаний о физических полях и о процессах, применяющихся достаточно широко в других областях.

Э.К. Швыдкиным отмечено *«...Техногенные электрические поля не только несут ценную информацию о процессах, протекающих в пласте, но и непосредственно влияют на геологическую среду. В зоне разработки геофизические поля взаимодействуют с породами про-*

дуктивного пласта и пластовыми флюидами. Наблюдения этих полей могут быть полезны там, где традиционные методы исследований не дают информации о микро- и макропроцессах в пористых средах. Развитие исследований в этом направлении приведет к созданию нового раздела – нелинейной геофизики. Объектом изучения в данном случае являются различные взаимодействия геофизических и геохимических полей, нелинейные эффекты и необратимые процессы в геологических образованиях...».

Научные интересы Э.К. Швыдкина охватывают широкий круг вопросов, но главным образом сосредотачиваются в области исследования закономерностей распределения геоэлектрических полей на различных этапах освоения месторождений природных битумов и высоковязких нефтей. Предполагается разработка новой методологии, направленной на повышение эффективности геологоразведочных работ на нетрадиционные источники углеводородного сырья на всех стадиях - от поисков и разведки до контроля состояния окружающей среды после завершения эксплуатации.

В докторском диссертационном обобщении (1996 г.) «Техногенные и естественные электрические поля в проблемах освоения ресурсов природных битумов (контроль за разработкой, разведка, экология)» обоснована актуальность исследований. «...Геоэлектрические поля месторождений природных битумов до последнего времени практически не изучались, так как, по общему мнению считалось, что вся электрохимическая активность пород битумных залежей ограничивается диффузионно-адсорбционным потенциалом. Однако, исследования последних лет при разведке и разработке тепловыми методами месторождений природных битумов однозначно показали, что интенсивные геоэлектрические поля окислительно-восстановительного, фильтрационного и диффузионно-адсорбционного типов имеют широкое развитие.

Исследования проводились в связи с тем, что существующий геолого-геофизический комплекс, применяемый в нефтепромысловой отрасли, несмотря на многочисленность используемых методов и технических средств, при освоении ресурсов природных битумов во многих случаях оказывается малоэффективным. Таким образом, повышение эффективности методики поисков и разведки скоплений природных битумов, совершенствование методов и средств оперативного контроля за разработкой битумных месторождений является актуальной научно-технической проблемой».

В результате исследований Э.К. Швыдкиным даны основные характеристики теплового поля пласта–коллектора при тепловом воздействии и влияния составляющих этого поля на температурный режим пласта.

Установлено, что температурный режим в пласте-коллекторе определяется следующими факторами:

- Естественным геотермическим полем горных пород.
- Термогидродинамическими эффектами, связанными с фазовыми переходами, дросселированием, адиабатическим расширением флюида.
- Искусственным тепловым воздействием на пласт - нагнетанием воды, закачкой пара, окислительными реакциями в пласте.

Для пластов-коллекторов характерным является одновременный перенос тепловой энергии и вещества, т.е. тепло и массоперенос. Изучая «Техногенные электрические поля, связанные с фильтрацией пластовых флюидов и изменением их химического состава при тепловом воздействии», Э.К. Швыдкин рассматривает условия возникновения в зоне теплового воздействия окислительно-восстановительных и фильтрационных потенциалов. Показано, что при поступлении в пласт тепла, в нагретой зоне существенно изменяется химический состав пластовых вод, что приводит к формированию в пласте окислительно-восстановительной системы. Электрическое поле, источником которого является окислительно-восстановительная система, отражает форму, размеры и элементы залегания системы в пространстве. Распределение этого поля может быть зафиксировано с помощью соответствующей аппаратуры и методики.

Э.К. Швыдкиным дано обоснование применения техногенных геофизических полей для контроля за разработкой месторождений углеводородов тепловыми методами, причем основное внимание уделено техногенным электрическим полям:

- Разработаны физико-химические основы электрических полей битумных месторождений.

- Рассмотрены петрофизические изменения пород битумных месторождений в результате термического воздействия и дано обоснование для применения полевых методов геофизики при контроле за разработкой.

- Определены условия возникновения техногенных электрических полей при разработке битумов с применением тепловых методов, изучены основные параметры этих полей и динамика их развития в процессе разработки.

- Предложена методика наземной съемки естественных электрических полей битумных месторождений, проведены опытно-методические работы на ряде месторождений, сформулированы принципы интерпретации результатов.

- Решена задача оперативного контроля за движением теплоносителя в пласте и определения положения теплового очага при термическом воздействии, издано и утверждено соответствующее методическое руководство.

- Проведены опытные работы с целью расширения области применения техногенных потенциалов фильтрации, получены положительные результаты при определении источников загрязнения пресных вод нефтепромысловыми стоками.

Практическими результатами этих исследований являются «Методическое руководство по контролю за динамикой внутрислоевого горения методом магниторазведки при разработке битумных месторождений» и «Методика контроля за продвижением теплоносителя в пласте с помощью измерений естественного электрического поля», при разработке которых Э.К. Швыдкин являлся ответственным исполнителем.

Доктором геолого-минералогических наук разработан и реализован на территории Волго-Уральского региона комплекс измерений, позволяющий осуществлять прямые поиски углеводородов. Достоинством технологии служит выполнение работ по плотной сети наблюдений и применение набора экономически рентабельных методов: высокоточная магниторазведка, электроразведка в модификации естественного электрического поля ЕП, геохимия солей металлов и углеводородных газов. Комплекс широко известен как геофизико-геохимические исследования ГГХМ.

Эдуард Кузьмич заложил основы оценки экологического состояния скважин различного целевого назначения по данным поверхностных измерений электрического потенциала: отсутствует необходимость проводить скважинные измерения, выявлены критерии определения перетоков жидкости в скважине. Также электроразведка ЕП широко используется Э.К. Швыдкиным и его учениками при выявлении очагов и ореолов загрязнения (засолонения), изучения гидрогеологических особенностей геологической среды.

Эдуард Кузьмич - основатель династии геофизиков. Брат - Александр Кузьмич (02.09.1946 - 05.06.2004) занимался вопросами электроразведки, сын - Ян Эдуардович (09.09.1967 - 12.09.2010) морской геофизик. Оба также закончили кафедру геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Казанского государственного университета.

Профессорско-преподавательская деятельность характеризуется активным участием в чтении уникальных спецкурсов по применению геофизических методов в различных областях народного хозяйства. Опубликовано более 70 научных работ, в том числе две монографии. Под руководством Э.К. Швыдкина подготовлено пять кандидатских диссертаций, три из которых, защищены на диссертационном совете Казанского государственного университета и получили одобрение Высшей аттестационной комиссии.

Рассматривая роль доктора геолого-минералогических наук, профессора Эдуарда Кузьмича Швыдкина, можно сказать, что он является одним из пионеров изучения различ-

ных взаимодействий геофизических и геохимических полей, нелинейных эффектов и необратимых процессов в геологических образованиях, то есть одним из авторов нового раздела прикладной геофизической науки – нелинейной геофизики.

Список основных научных трудов Э.К. Швыдкина

- Швыдкин Э.К. Контроль за продвижением фронта горения с помощью наземной магнитной съемки при разработке неглубоких залежей битумов и вязких нефтей: Автореф. дис.к.т.н. – М.:ВНИИ, 1988. – 16 с.
- Дияшев Р.Н., Швыдкин Э.К., Кондрашкин В.Ф., Гареев Р.З. Магниторазведка при контроле внутрислоевого горения на Мордово-Кармальском месторождении битумов. - Нефтяное хозяйство, № 5, 1988.
- Швыдкин Э.К., Напалков В.Н., Старшов И.Н. А. С. N 1633876 "Способ разработки залежей битумов и тяжелых нефтей в терригенных коллекторах".
- Напалков В.Н., Швыдкин Э.К., Волков Ю.В. Причины коррозионного разрушения и основные направления антикоррозионной защиты оборудования и транспортных систем нефтяных и битумных месторождений при тепловом воздействии. Сб. "Вопросы геологии и нефтебитуминозности центральных районов Волго-Уральской области". Изд. КГУ, Казань, 1992.
- Швыдкин Э.К., Пикуза В.И., Напалков В.Н. Оценка величины электрокинетического эффекта торможения на основании экспериментальных измерений потенциалов фильтрации. Вопросы геологии и нефтебитуминозности центральных районов Волго-Уральской области. Изд. КГУ, Казань, 1992.
- Напалков В.Н., Швыдкин Э.К. Экологические проблемы освоения битумных залежей в Татарии в связи с применением тепловых методов. Геологические аспекты развития и комплексного использования сырьевых ресурсов. XIII Губкинские чтения. Авторские аннотации докладов. М., 1993.
- Напалков В.Н., Швыдкин Э.К. Динамика фильтрационных процессов в резервуарах Ашальчинского битумного месторождения на начальной стадии его разработки. - Геология и разработка нефтебитумоносных комплексов. Изд. КГУ, Казань, 1995.
- Швыдкин Э.К. Техногенные и естественные электрические поля в проблемах освоения ресурсов природных битумов (контроль за разработкой, разведка, экология): Автореф. дис. доктора геол.-мин.наук. – М: ВНИИгеосистем. 1996. – 30 с.
- Боровский М.Я., Швыдкин Э.К., Мухаметшин Р.З. и др. Геофизические методы подготовки и контроля процессов эксплуатации месторождений природных битумов /Под ред.Р.З.Мухаметшина. – М.:ГЕОС,2000 – 170с.
- Якимов А.С., Швыдкин Э.К., Вассерман В.А. Новые представления о формировании естественных электрических полей углеводородных залежей // Геология нефти и газа №1, 2007, с. 39-46.
- Швыдкин Э.К., Боровский М.Я., Петров С.И. Техногенные и естественные геоэлектрические поля - эффективный инструмент мониторинга геологической среды// Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции Том 2: г. Казань; 13 – 16 ноября, 2007 г. / Сост. Н.Н.Равилова. – Казань: Изд-во Казанск. гос. ун-та, 2007. С. 133-140
- Учебное пособие «Физико-геологическое обоснование применения комплекса геофизико-геохимических методов для оперативной оценки нефтеносности структур» по спецкурсу «Технология полевой геофизической разведки месторождений полезных ископаемых» для геофизиков 4-го курса
- Учебное пособие «Методика и техника геофизических и геохимических работ комплексом ГГХМ» по спецкурсу «Технология полевой геофизической разведки месторождений полезных ископаемых» для геофизиков 4-го курса

- Швыдкин Э.К., Якимов А.С., Вассерман В.А. Геофизические и геохимические технологии прогноза и оценки нефтеносности объектов /Под ред. М.Я.Боровского. – Казань: Новое Знание, 2008. – 164 с.

- Швыдкин Э.К., Каримова Р.З., Вассерман В.А. Геофизические методы контроля разработки природных битумов // Бурение и нефть – 2008г. №2, <http://www.burneft.ru/arhiv/2008-god/02-08.html>

- Швыдкин Э.К., Вассерман В.А., Желенкова Е.А. Комплекс геофизико-геохимических методов (ГГХМ) для оценки перспективности структур // Бурение и нефть – 2008г. №2, <http://www.burneft.ru/arhiv/2008-god/02-08.html>

СОСТОЯНИЕ ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА РОССИИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПЕССИМИСТА

Бычков С.Г. («ГИ УрО РАН», г. Пермь, bsg@mi-perm.ru),

Митюнина И.Ю. (ПГНИУ, г. Пермь, bsg-home@mail.ru)

«Ситуация хуже некуда», говорит пессимист.
«Есть куда! Все еще впереди», отвечает оптимист.

Анекдот

Аннотация. По опубликованным источникам выполнен краткий анализ состояния геологоразведочных работ на углеводородное сырье в России, а также Государственного образовательного стандарта и учебного плана студентов геофизической специальности Пермского университета. Сложившееся положение в подготовке специалистов высшего образования для работы в геофизической отрасли, по нашему мнению, является катастрофическим.

Ключевые слова: углеводороды, высшее образование, образовательный стандарт, учебные планы.

На сайте Министерства природных ресурсов и экологии РФ [1] в ноябре 2017 г. был представлен доклад «Предварительные итоги геологоразведочных работ на углеводородное сырье в 2017 г. и задачи на 2018 г.». Один из слайдов презентации приведен на рис. 1.



Рис. 1. Слайд №7 из презентации «Предварительные итоги геологоразведочных работ на углеводородное сырье в 2017 г. и задачи на 2018 г.»

Как видно из рисунка, добыча нефти в России непрерывно растет, а запасы уменьшаются. К 2017 г. уровень добычи (541 млн. т) практически сравнялся с приростом запасов (590 млн.т). «Естественной» реакцией правительства на такую ситуацию является снижение темпов геологоразведочных работ (ГРР) почти в пять раз за 10 лет (рис. 2).

Нам кажется, что комментарии здесь излишни.

Интересную подборку высказываний членов правительства о ресурсной обеспеченности страны сделал А.И. Тимурзиев [2]:

- «доказанных запасов нефти в РФ хватит только **на 28 лет**» (глава Минприроды С. Донской, март 2016 г.);
- «Россия располагает разведанными запасами на срок **более 50 лет**» (министр энергетики РФ А. Новак, март 2017 г.);
- «разведанных запасов нефти в нашей стране хватит **на 36 лет**» (глава Минприроды С. Донской, ноябрь 2017 г.).



Рис. 2. Слайд №13 из презентации «Предварительные итоги геологоразведочных работ на углеводородное сырье в 2017 г. и задачи на 2018 г.»

Сюда можно только добавить информацию, опубликованную В.В. Лаптевым [3] (табл. 1).

Таблица 1

Инвестиции в развитие геофизических технологий

Инвестиции	США	Китай	Россия
Частные компании	Schlumberger, Halliburton, Chevron, ExxonMobil \$ 1 млрд. в год.		Геофизические компании \$ 10-20 млн. в год.
Государство	\$ 100 млн. в год.	\$ 1.5-2.0 млрд. в год.	0 руб.

Анализируя таблицу, нетрудно догадаться, кто будет в ближайшее время диктовать условия на рынке геофизических услуг. Нельзя не согласиться с выводом А.И.Тимурзиева [2]: «Правительственные и министерские чиновники, руководители и топ-менеджеры нефтяных и газовых компаний находятся в информационном вакууме и заблуждении относительно величины и структуры разведанных запасов, состояния ресурсной базы страны, перспективах развития ТЭК на средне- и долгосрочную перспективу, возможностях и способах восполнения МСБ УВС».

Что на эти «вызовы» отвечает Министерство образования и науки РФ. В Федеральном государственном образовательном стандарте высшего профессионального образования [4]

сформулированы профессиональные компетенции (ПК), т.е. требования к результатам освоения основных образовательных программ магистратуры, которыми должен обладать выпускник высшего учебного заведения (формулировки длинные, приводим здесь их краткое содержание).

- ПК-1 Готов самостоятельно приобретать новые знания.
- ПК-2 Способен расширять свое мировоззрение.
- ПК-3 Способен самостоятельно формулировать цели.
- ПК-4 Способен самостоятельно проводить научные эксперименты.
- ПК-5 Готов внедрять результаты исследований.
- ПК-6 Способен применять на практике знания.
- ПК-7 Способен создавать модели изучаемых объектов.
- ПК-8 Способен к кооперации и разделению труда.
- ПК-9 Способен внедрять достижения.
- ПК-10 Способен к изменению профиля профессиональной деятельности.
- ПК-11 Способен выбирать и творчески использовать оборудование.
- ПК-12 Способен анализировать результаты.
- ПК-13 Способен формировать диагностические решения проблем геологии.
- ПК-14 Способен самостоятельно ставить задачи.
- ПК-15 Готов применять навыки составления документации.
- ПК-16 Способен использовать знания.
- ПК-17 Способен к эксплуатации оборудования.
- ПК-18 Способен использовать современные методы обработки и интерпретации, в том числе находящиеся за пределами сферы деятельности.
- ПК-19 Готов к использованию навыков организации и управления.
- ПК-20 Готов к использованию нормативных документов.
- ПК-21 Готов самостоятельно составлять проекты работ.
- ПК-22 Готов к проектированию работ.
- ПК-23 Готов участвовать в руководстве научно-учебной работой.
- ПК-24 Способен проводить семинарские занятия.

Как мы видим, профессиональные навыки молодого специалиста здесь стоят только на 18 месте, а способность уйти из геофизики (преподаватели ВУЗа должны этому научить!) на 10 месте. Нельзя не отметить компетенцию №13 (какой юрист додумался до такой формулировки?), а также «творческое использование аппаратуры» (ПК-11). К этому добавляется еще инициатива «снизу», приводящая к обучению студентов геофизических специальностей по учебным планам, в которых отсутствуют важные для подготовки квалифицированных специалистов курсы, нарушается очевидная последовательность преподавания отдельных разделов дисциплин.

Например, в Пермском университете в программе обучения бакалавров геологии [5] не нашлось место дисциплине «Геодезия», знание которой абсолютно необходимо для осуществления пространственной привязки геолого-геофизических данных. Студент волен в выборе, какие дисциплины ему изучать: «Петрофизика» или «Комплексирование геофизических методов», «Теория поля» или «Физика Земли», «Основы прикладной геофизики» или «Основы разведочной геофизики» (студент еще должен понять, чем эти курсы отличаются), «Аппаратура и технологии гравиразведки и магниторазведки» или «Гравиразведка и магниторазведка при решении геологических задач» и т.д. В результате, молодой специалист, придя на производство, не будет знать физические свойства горных пород или физические свойства поля, которое он интерпретирует.

В этом же учебном плане изучение сейсмических методов разведки, основного метода нефтяной геофизики, начинается с профильной геофизической практики (6 триместр - второй курс), где студенты проводят полевые сейсморазведочные работы и обрабатывают результаты, а только в 8 триместре (третий курс обучения) изучают то, что они обрабатывали и

осваивают дисциплины: «Сейсморазведка», «Взрывные работы в сейсморазведке» или «Взрывное дело и техника безопасности», «Интерференционные системы в сейсморазведке» или «Методика многократных перекрытий в сейсморазведке». При продолжении бакалаврами обучения в магистратуре им предлагается изучить еще курс «Сейсмостратиграфия».

Не приходится сомневаться, что при таком подходе к обучению выпускник получит прежде всего компетенцию №10 - Способен к изменению профиля профессиональной деятельности, а способность использования современных методов интерпретации может свестись к тем методам, которые находятся за пределами сферы деятельности. Возможно, из таких специалистов вырастают чиновники и топ-менеджеры, получившие компетенции №15, №19 и №20.

Список литературы

1. <http://www.rosnedra.gov.ru/>
2. Тимурзиев А.И., Шумейкин А.С Опыт применения и эффективность решения задач количественной вероятностной оценки перспектив нефтегазоносности по результатам комплексирования несейсмических методов // Доклад на VIII Всероссийском совещании «Эффективность геофизических методов при региональных и поисковых работах на нефть и газ». Министерство природных ресурсов и экологии РФ. Москва, 1-2 ноября 2017 г.
3. Лаптев В.В. Инновационное развитие российской геофизики // Геофизический вестник. 2017. №2.
4. Федеральный государственный образовательный стандарт высшего профессионального образования по направлению подготовки 020700 Геология (квалификация (степень) «магистр»), утвержденный приказом Министерства образования и науки Российской Федерации от 29 марта 2010 г. №231.
5. <http://www.psu.ru/obrazovanie/vysshee-obrazovanie/uchebnye-plany>

ОСОБЕННОСТИ ПОДГОТОВКИ СПЕЦИАЛИСТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ В УГТУ

Вельтистова О.М. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта, ovelistova@ugtu.net),

Овчарова Т.А. (ФГБОУ ВО УГТУ, г. Ухта)

Профессия геолог – это песня,
Творящая полет души в тиши.
Геолог – это вечная профессия,
Движимая потребностью души.

Олег Кобелев

Аннотация. В статье рассматривается история развития кафедр геологии и геофизики Ухтинского государственного технического университета, освещены наиболее значимые события, отмечены особенности подготовки кадров в настоящее время.

Ключевые слова: институт, кафедра, геология, геофизика, научные исследования.

Открытие ряда месторождений нефти и газа в Тимано-Печорской провинции (ТПП), развитие минерально-сырьевой базы в 50 -е годы двадцатого века требовало подготовки квалифицированных специалистов в области геологии и геофизики. На первом этапе решения кадрового вопроса было создание в 1958 году Ухтинского консультативного пункта Московского института нефтехимической и газовой промышленности (МИНХиГП). В 1967 году приказом по Министерству высшего и среднего специального образования на базе его было открыто первое в республике Коми высшее учебное заведение - Ухтинский индустриальный институт (УИИ).

Кафедры геологии и геофизики являются ровесниками УИИ и в то время входили в состав геологического факультета. С момента образования кафедр функционировали лаборатории: гравиразведки, магниторазведки, сейсморазведки, электрометрии и технического состояния скважин. Подготовка специалистов проходила по дневной и заочной формам обучения по специальностям «Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений», «Нефтегазопромысловая геология», «Структурная геофизика», «Геофизические методы исследования скважин»[1].

Одним из перспективных направлений работы кафедр явились научные исследования в области поиска и разведки месторождений нефти и газа ТПП. В 1971 году были начаты первые хозяйственные темы: с НГДУ «Войвожнефть» - по анализу разработки и повышению нефтеотдачи Верхне-Омринского месторождения, руководитель кандидат геолого-минералогических наук (к.г.-м.н.), доцент Е. Ф. Крейнин; «Разработка методики геофизических методов поисков месторождений бокситов в условиях Тимано-Печорской провинции, руководитель к.г.-м.н. Г.Е. Кузнецов. Научные исследования проводились и в последующие годы, вплоть до 1978 года, по Вой-Вожскому, Нибельскому и отдельным залежам Нижне-Омринского месторождения.

В 1972 году состоялся первый выпуск инженеров геологических специальностей - 50 геофизиков и 25 геологов. Профессионально-кадровое ядро кафедр в то время составляли специалисты из городов Казани, Москвы, Перми, Грозного, Ленинграда. С самого начала был взят стратегический курс на пополнение и развитие кадрового потенциала из числа собственных выпускников. Большая организаторская роль в этом принадлежит первым заведующим кафедр: Г.Е. Кузнецову, под руководством которого был создан первый в институте вычислительный центр на базе ЭВМ БЭСМ-4М, и первому профессору УИИ доктору г. м. - н. Б.Н. Любомирову.

В 1974 году под кураторством Героя Социалистического труда, доктора геолого-минералогических наук, профессора Андрея Яковлевича Кремса была открыта отраслевая научно-исследовательская лаборатория Мингазпрома СССР «Актуальные проблемы геологии нефти и газа Тимано-Печорской провинции», которая занималась решением вопросов, связанных с развитием нефтегазового потенциала топливно-энергетического комплекса республики Коми. Одним из приоритетных направлений в этой области было изучение глубинного строения ТПП геофизическими методами. В лаборатории также разрабатывались вопросы геохимического состава нефтей и его изменения в процессе разработки и повышения нефтеотдачи. К проведению тематических работ в лаборатории привлекались преподаватели кафедр геологии и геофизики, лучшие студенты геологических специальностей. По результатам исследований защитили кандидатские диссертации А.А. Кожухарь, В.А. Зыков, А.В. Петухов, Т.А. Овчарова.

Вместе с ростом и развитием индустриального института крепла научно-методическая и лабораторная база кафедр. Большую роль в становлении кадрового потенциала и подготовки специалистов сыграли наши ветераны: О. С. Кочетков, Б. А. Мальков, В.А. Копейкин, И. И. Енцов, В. И. Корюгина, М.Б. Шмарева, Г.Н. Путимцев, А.П. Кузьмичев, Л. М. Федин, Л.П. Шилов, Н.Г. Качалова, Б. Н. Любомиров, Е. Ф. Крейнин, С.С. Гейро, А. Р. Бенч, А. И. Дьяконов, Н. П. Минова и другие. В 1986 г. была создана лаборатория исследования высоковязких нефтей, в 1988 г. лаборатория газожидкостной хроматографии, лаборатория литологии и гранулометрического состава, лаборатория математического моделирования.

С приходом на кафедру геологии нефти и газа д. г.-м. н., профессора А. И. Дьяконова, активизировались научно-исследовательские разработки по становлению методических основ раздельного количественного прогнозирования нефти и газа на эволюционно-катагенетической основе, рационального размещения поисково-разведочных работ, детального изучения карбонатных природных резервуаров и уточнения их моделей. В 1986 г. под его руководством была создана первая Генеральная схема геологоразведочных работ на газ в Верхнепечорской впадине, а затем по Денисовской, Косью-Роговской, Большесынинской.

В середине 80-х в подготовке дипломированных специалистов четко обозначился вектор нефтегазовой направленности с преобладающими специализациями в полевой геофизике - сейсморазведка и геофизические исследования скважин (ГИС). В это время широко применялась сейсморазведка МОГТ-2D и поисковое бурение на площадях Хорейверской, Косью-Роговской впадины, изучалось строение Печоро-Кожвинского мегавала, Денисовского прогиба и Вернепечорской впадины. Геофизическим предприятиям требовались молодые кадры, была широкая заинтересованность в подготовке квалифицированных молодых специалистов, поэтому не возникало трудностей с прохождением производственных практик и трудоустройством.

С 1985 года на кафедре геологии нефти и газа осуществлялась подготовка аспирантов по заочной и очной формам обучения по специальности 04.00.17 «Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений», а с 1992 года - по специальности 04.00.12 «Геофизические методы поиска и разведки месторождений полезных». Руководителями аспирантов были профессора Е.Б. Грунис, А.И. Дьяконов, кандидат физико-математических наук Ю.Г. Смирнов.

Годы перестройки и кризиса в начале 90-х годов наложили свой отпечаток и на высшую школу. В связи с закрытием ряда геолого-геофизических предприятий республики Коми и, в частности г. Ухты, востребованность выпускников стала заметно падать.

В 1995 году в связи с обновленными целями и концепциями высшего образования (выходом Государственных образовательных стандартов) кафедры геологии нефти и газа, геофизики перешли на многоуровневую подготовку специалистов (бакалавр, магистр), которая продолжалась до 2012 года. В настоящее время кафедры ведут подготовку только специалистов.

В 1994 году по предложению руководства УИИ, администрации Республики Коми переезжает в Ухту и работает на кафедре геофизики профессор, доктор физико-математических наук А. И. Кобрунов. Приход видного ученого внес свежую струю в преподавательскую и студенческую научную жизнь. В 1996 году был создан первый в УИИ диссертационный совет под руководством ректора академика РАЕН Г. В. Рассохина, а затем, в 1997 году - профессора А. И. Кобрунова, что стало значительным событием в жизни не только кафедры, но и вуза. По мере расширения и укрепления научно-педагогического потенциала кафедр и создания диссертационного совета, стала возможной подготовка аспирантов по специальности 25.00.16 «Горнопромышленная и нефтегазопромысловая геология, геофизика, маркшейдерское дело и геометрия недр». Открытие в 2001 году научной школы по решению обратных задач геофизики, научно-исследовательская и хозяйственная деятельность профессора А.И. Кобрунова способствовала разработке приоритетных направлений развития геофизики в области моделирования геологической среды [2].

В 1998 году, благодаря поддержке профессора, ректора Н. Д. Цхадая, инициативе проректора по научной работе А. И. Кобрунова, заведующего кафедрой геофизики В.А. Зыкова впервые в Ухте, в УИИ состоялась 27 сессия Международной конференции-семинара имени Д.Г. Успенского «Вопросы и практики комплексной интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», которая показала содружество вузов, имеющих геофизические специальности, и хороший тандем геофизиков различных специализаций. В семинаре принимали участие известные российские и украинские геофизики, профессора: В. Н. Страхов (ОФИЗ, Москва), А. А. Никитин (МГГА Москва), Ю. В. Антонов (ВГУ, Воронеж), В. И. Старостенко (ИГ НАНУ, Киев), С. С. Красовский (ИГ НАН, Киев), что послужило хорошей возможностью для студентов окунуться в атмосферу научной жизни и пробудить интерес к будущей специальности. В 1999 Ухтинский индустриальный институт получил статус Государственного технического университета, поэтому проведение 29 сессии Международной школы-семинара в 2000 году явилось настоящим научным форумом. В 2008 году геофизики ведущих вузов и предприятий вновь собирались в Ухте, в УГТУ, продемонстрировав единство силы знаний.

Благодаря партнерству и сотрудничеству с ведущими геолого-геофизическими предприятиями, такими как ООО «Газпромпереработка», ОАО «Северная нефть», ОАО «Севергеофизика, ООО «Лукойл-Коми», ООО «Вуктылгазгеофизика» в двухтысячные годы на кафедрах были отремонтированы и открыты новые именные аудитории и лаборатории, компьютерные классы.

За полувековой путь по геологическому профилю было подготовлено более трех тысяч дипломированных специалистов, которые внесли свой вклад в развитие нефтегазовой отрасли. В разное время заведующими кафедры геофизики были: Г.Е. Кузнецов, Н.Г. Качалова, И.И. Енцов, Л. М. Федин, В.А. Зыков, Н. П. Демченко, М. Б. Шмарева, О.М. Вельтистова, В.Б. Ростовщиков; кафедру геологии нефти и газа в течение ее истории возглавляли: Б. Н. Любомиров, В. Л. Зубков, А. И. Дьяконов, А. В. Петухов, В. А. Жемчугова, А.Н. Смирнов. Л. В. Пармузина, Т. А. Овчарова.

Значительный вклад в создание крепкого фундамента для подготовки специалистов высокого уровня внесли доценты и преподаватели кафедр геологии и геофизики: В.И. Корюгина, Л.П. Шилов, М.Б. Шмарева, Н.П. Вишератина, Л.М. Паршина, В.Д. Паршин, В. Г. Умняев, В. А. Копейкин, О. С. Кочетков, А. М. Плякин, Л. П. Бакулина, Е. Г. Довжикова, В.В. Заборовская и многие другие.

В 2017 году произошло соединение кафедр геологического профиля в одну - «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых».

В настоящее время кафедра осуществляет подготовку студентов по специальностям «Прикладная геология», «Технология геологической разведки» в соответствии с Федеральным государственным образовательным стандартом, где предусматривается создание компетентностной модели выпускника [3]. Среди профессиональных компетенций большое внимание уделяется научно-исследовательской деятельности. В современных ФГОС предусматривается проведение научно-исследовательской практики, главной задачей которой является познание студентом творческих приёмов и методов получения новых геологических знаний, ведения научно-исследовательской работы, проведения экспериментов, обработки и представления их результатов. Для формирования научно-исследовательских навыков студенты привлекаются к участию в международных научных конференциях: «Севергеоэкотех», «Рассохинские чтения», «Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском сегменте», «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского Сегмента», в конференциях нефтегазовых ВУЗов г. Москвы (МГУ им. Ломоносова, РГУНГ им. Губкина).

Преподаватели активно занимаются научными исследованиями. На кафедре выполняется хозяйственная тема с ООО «Газпром добыча Краснодар» - «Исследование верхнедевонских отложений доманикового типа (доманикитов) с целью оценки ресурсной базы, выбора основных направлений и методики поисков залежей УВ на территории Предуральяского краевого прогиба»-руководитель – заведующий кафедрой В. Б. Ростовщиков. Большую научную работу, подготовке аспирантов ведет профессор А.И. Кобрунов. За два десятилетия под его руководством получили звания кандидатов геолого-минералогических и технических наук 20 соискателей, многие из них трудятся в стенах вуза.

Пройдя полувековой рубеж и достигнув значительных результатов, кафедра в настоящее время переживает не лучшие времена. Сокращение численности приема абитуриентов до 10 человек на каждую специальность, привело к уменьшению ставок преподавателей. Закрытие ряда геолого-геофизических предприятий в г. Ухте и Республике Коми ведет к проблемам трудоустройства и снижению престижа профессии. Но, несмотря на временные трудности, преподаватели и сотрудники кафедры с оптимизмом смотрят в будущее и готовы вносить свой вклад в подготовку новых специалистов геологов и геофизиков.

Список литературы

1. Вельтистова О.М., Демченко Н.П. История и перспективы геофизического образования в УГТУ // Геофизический вестник, 2014, № 8, – С. 5

2. Высшая школа разведчиков.(Страницы истории геологоразведочного факультета Ухтинского государственного университета): Монография. – Ухта, УГГУ, 2007.- 376с. С.138

3. Маракова И.А., Заборовская В.В., Овчарова Т.А. Компетентностная модель выпускника специальности «Прикладная Геология» // Сущность, проблемы, перспективы, ресурсы Европейского Севера. Издательство: Ухтинский государственный технический университет (Ухта), 2016 № 4, С. 88

МЕСТО И РОЛЬ ДИСЦИПЛИНЫ «ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ» В ПОДГОТОВКЕ ИНЖЕНЕРОВ-ГЕОФИЗИКОВ

Виноградов В.Б. (УГГУ, г. Екатеринбург),

Вандышева К.В. (УГГУ, г. Екатеринбург, vinogr.vladislav@yandex.ru)

Аннотация. Рассмотрены вопросы, связанные с обучением по дисциплине «Физико-геологическое моделирование», содержание учебного плана УГГУ, определение ее основных понятий, классификация моделей, моделирование на разных стадиях геологоразведочных работ.

Ключевые слова: учебный план, физико-геологическая модель, классификация моделей, стадии ГРР.

В учебный план УГГУ 2018 г. по программе специалитета «Технологии геологической разведки» специализации «Геофизические методы поиска и разведки месторождений полезных ископаемых» включены тесно связанные между собой дисциплины:

«Математическое моделирование».

«Физико-геологическое моделирование» (ФГМ).

«Комплексирование геофизических методов».

Курсы по геофизическим методам

Необходимо увязать между собой учебные планы выше названных дисциплин, указать цели и задачи каждой дисциплины, их различие и последовательность изучения, а также обосновать именно такой набор дисциплин.

Дисциплина «**Математическое моделирование**» предполагает изучение математических способов обработки геофизической информации (аппроксимация, интерполяция, статистическая обработка данных, факторный анализ и др.) и овладение навыками работы с математическими пакетами, например «Статистика», «Mathcad», Maple», «Mathlab», «Surfer» и другими. Студенты учатся пользоваться математическими пакетами для решения геофизических задач.

В качестве математической модели принимают совокупность математических приемов и способов описания геолого-геофизических явлений. Под математическим моделированием В.Н. Страхов предложил понимать полностью формализованную модель, в силу чего геологическая задача сводится к решению условно-экстремальной задачи. К сожалению достижение экстремума целевой функции часто приводит к геологически бессодержательным результатам (П.И. Балк и А.С. Долгаль и др.). Таким образом, в определении исчезает цель исследования – решение геологической задачи.

Дисциплина «**Комплексирование геофизических методов**» предполагает изучение принципов комплексирования геофизических методов (рациональный комплекс, статистический способ обоснования комплекса), ознакомление с ролью геофизических методов во всем комплексе геологоразведочных работ (ГРР), изучение примеров комплексирования на разных стадиях ГРР, в первую очередь при поисках месторождений различных полезных ископаемых.

Освоение дисциплин по геофизическим методам «Гравиразведка», «Магниторазведка», «Электроразведка», «Радиометрия» предполагает изучение способов преобразования полей (аналитическое продолжение вычисление производных и интегралов и др.), а также изучение методов решения прямых и обратных задач полевых геофизических методов (способ подбора, гарантированный подход, метод особых точек и др.).

Основная цель изучения дисциплины «Физико-геологическое моделирование» – овладение навыками создания моделей по данным одного геофизического метода и создания комплексных моделей по данным измерений нескольких геофизических полей, как на основе всех геофизических методов, так и формирование модели по данным всего комплекса методов ГРП. Практически синонимом термина «физико-геологическая модель» служит термин «геолого-геофизическая модель». ФГМ создают с помощью профессиональных геофизических пакетов «КОСКАД», «ADG-3D», «ПАНГЕЯ», «SIGMA» и многих других. Значительный вклад в теорию и практику геолого-геофизического моделирования внесли Вахромеев Г.С., В.Н. Страхов, Блох Ю.И., Матусевич А.В., Барышев А.С., Бахвалов А.Н., Белоголов В.Т., Давыденко А.Ю., Ерофеев Л.Я., Константинов Г.Н., Кочнев В.А., Морозов Л.Н., Сагур, Сапожников В.М., Светов Б.С., Элланский М.М. и многие, многие другие.

В термин «физико-геологическое моделирование» (ФГМ) специалисты разных научных школ вкладывают существенно разное содержание, в зависимости от содержания геологических задач с которыми они сталкиваются при проведении ГРП. Выделяют большое количество типов и видов моделей, на наш взгляд неоправданно много. С точки зрения авторов физико-геологические модели целесообразно классифицировать по цели исследования и набору геофизических полей, рассматриваемых при проведении моделирования. Однако разнообразие целей ГРП и набора методов исследований не позволяет построить стройную классификацию ФГМ, как в ботанике и минералогии.

Базовый элемент ФГМ – модель. Моделью называют абстрактный или физический объект, который отражает свойства исследуемого геологического явления. Модели более доступны для изучения, чем природные объекты. Для каждого явления могут быть созданы разные модели в зависимости от цели исследования.

Модель – условный образ исследуемого объекта, отображающий существенные для цели исследования характеристик объекта (свойства, взаимосвязи, структура, параметры и др.). Модель может заменить объект применительно к цели исследования, она более доступна для изучения. Чаще всего создают модели конкретной геолого-геофизической обстановки или месторождения. Такие модели основаны на геологической гипотезе, их описывают заданными и вычисленными значениями параметров. Модели могут быть физическими (детский кораблик), математическими (формулы), мысленными (демон Максвелла), графическими (схемы, диаграммы), таблицы.

Физико-геологическая модель («ФГМ»). К сожалению, основополагающая монография Г.С. Вахромеева и Давыденко А.Ю. «Моделирование в разведочной геофизике» издана в 1987 г., а с тех пор существенно изменились методы и средства моделирования. ФГМ (Г.С. Вахромеев, Давыденко А.Ю.) – система абстрактных возмущающих тел и вызываемых ими аномальных эффектов, которые аппроксимируют геологическую обстановку, с требуемой детальностью отражают структуры, размеры, форму, физические свойства горных пород и соответствующее распределение полей. Данное определение по существу отождествляет физико-геологическое моделирование с методом подбора. В этом определении не упомянута необходимость решения задачи по комплексу геофизических полей, не отражена цель создания модели.

Правильнее было бы назвать ФГМ геолого-геофизической моделью, подчеркнуть цель ее создания – решение геологической задачи. В ФГМ формализация исходных данных неполная, это невозможно. При полной формализации ФГМ стало бы разделом математики. Поэтому моделирование проводится под полным контролем интерпретатора, что обеспечивает геологически осмысленное решение (геологическая модель).

Сформулировать универсальное определение модели невозможно. Например, петрофизическая модель по выше приведенным определениям не является физико-геологической моделью. **Петрофизическая модель** – объемное распределение в геологическом пространстве параметров, характеризующих физические свойства. Петрофизическая модель, может быть создана на основе измерений физических свойств отобранных образцов или керна без привлечения измеренных полей. С нашей точки зрения это один из типов или этапов создания ФГМ (рис. 1).

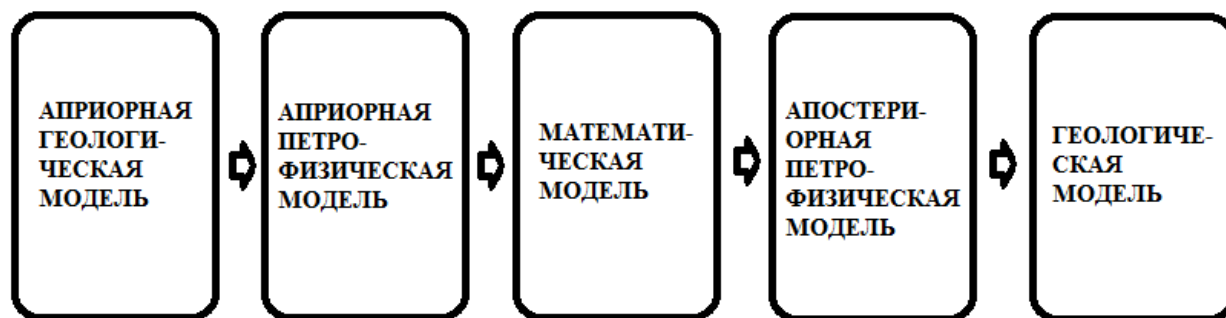


Рис.1 Схема создания геолого-геофизической модели

Еще сложнее оценить качество модели. «Лучшая модель кота – кот, желательно тот же самый». Создать числовой критерий оценки качества модели невозможно. Эта характеристика может быть получена только по результатам экспертной оценки.

Особенность геологии в том, что в отличие от других отраслей, где основная цель моделирования изучение модели, при проведении ГРП создание модели - цель геологоразведочных работ (ГРП) и их окончательный результат. При написании проекта ГРП на основе всех имеющихся геолого-геофизических данных создают **априорную геологическую модель**, с помощью которой обосновывают все характеристики проекта. После завершения ГРП создают **апостериорную геологическую модель**, которая и есть результат работ. Апостериорная геологическая модель не противоречит геофизическим данным, она на них основана. Таким образом, проект ГРП начинают с модели и завершают моделью (рис. 1).

Моделирование можно проводить индуктивным путем: сначала создают несколько моделей разных месторождений сходного строения, на основе которых создают модель месторождения изучаемого типа(эталон). Иногда модели создают дедуктивным путем: сначала, исходя из представлений об образовании месторождения, создают обобщенную модель, а затем ее адаптируют к конкретному месторождению.

Для прогнозирования создают обобщенные, типизированные, схематизированные модели, все параметры которых изменяются в широком диапазоне. Такая модель качественная (поле интенсивнее, поле меньше и др.), она отражает свойства группы сходных месторождений и не относится ни к одному из них.

Для исследования свойств модели создают упрощенные теоретические модели. Они состоят из небольшого количества тел правильной формы, нередко изолированных, создающих моногеничные аномалии.

Модель в геологии – сложная гипотеза о геологической истории и геологическом строении изучаемой территории. Модель в разведочной геофизике создают с целью воссоздания геологической обстановки, геофизических полей, физических свойств. Физико-геологическая модель не воссоздает историю территории, она фиксирует ее современное состояние.

Параметры модели – физические и геометрические числовые величины, которые необходимы для точного описания модели. **Возмущающий объект** – объем геологической среды, обуславливающий возникновение аномального поля.

Учебный план дисциплины должен включать:

1. Общие сведения. История моделирования в геофизике. Определения и понятия. Цели моделирования.
2. Принципы моделирования (выделение существенных для проводимого изучения характеристик, простота и др.)
3. Физическое моделирование, его преимущества и недостатки. Критерии подобия.
4. Петрофизические модели (цель, способ создания).
5. Математико-физическое моделирование по данным одного метода с использованием профессиональных программных пакетов, в т.ч. программного обеспечения кафедры геофизики УГГУ (частные модели).
6. Комплексные двухметодные и многометодные физико-геологические модели. Пакеты «ПАНГЕЯ», «КОСКАД», «ADG», «MultiAlt» и другие.
7. Имитационное моделирование.
8. Создание геологической модели по комплексу всех ГРР.
9. Примеры создания моделей (по результатам геологического картирования, по результатам поисков месторождений, по результатам оценочных работ и др.).
10. Практические занятия по созданию 2 – 3 моделей в соответствии со специализацией
11. Курсовой проект (по практическим материалам).

В последнее время получило широкое распространение чтение лекций на основе заранее созданных презентаций. Студентам заранее раздают текст презентации. 30 лет назад после 10 лет экспериментов преподаватели пришли к выводу, что необходимо поменьше показывать диапозитивы. Мы повторяем ошибки прошлого. Вместо творческого участия в создании модели студент комментирует печатный текст презентации.

С нашей точки зрения место дисциплины «Физико-геологическое моделирование» в 10 семестре, поскольку она, как следует из выше изложенного, подытоживает профессиональное обучение горного инженера-геофизика. Обучение по всем другим дисциплинам, названным в начале статьи, необходимо окончить не позднее 9 семестра. Учебная программа дисциплины «ФГМ» должна предусматривать написание курсового проекта с созданием комплексной модели на основе применения математических пакетов, желательно по материалам производственной практики. Физико-геологическая модель итог всего процесса геологоразведочных работ отражает наиболее полно в комплексной форме квалификацию выпускника, его эрудицию, глубину его знаний.

РОЛЬ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ПОДГОТОВКИ В ОБУЧЕНИИ СТУДЕНТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ

Гершанок В.А. (ПГНИУ, г. Пермь),

Костицын В.И. (ПГНИУ, г. Пермь, geophysic@psu.ru)

Аннотация. В условиях повсеместного использования компьютерной обработки и интерпретации результатов геофизических наблюдений подчеркнута необходимость усиления математической подготовки студентов геофизиков.

Ключевые слова: студенты геофизики, математическая подготовка, теория геофизических полей, образовательные стандарты.

Профессиональная деятельность геофизиков связана с измерением тех или иных физических величин, их математической обработкой, включая различные приемы трансформаций, и завершающий этап – геологическая интерпретация геофизических результатов. Все три составляющих проведения геофизических работ – измерение физических величин, математическая обработка результатов измерений и геологическая интерпретация – неразрывно связаны между собой и представляют симбиоз единого творческого процесса.

При обучении студентов геофизиков все три составляющих учебного плана имеют одинаково важное значение. Здесь мы затронем лишь роль математической подготовки, ни в коей мере не умаляя роль других составляющих учебного процесса.

В современных условиях повсеместного внедрения в процесс обработки геофизических данных компьютерных программ и компьютерных технологий может создаться иллюзия неопытности математической грамотности. Действительно, программы обработки стандартные, алгоритм действий заранее предпрешен и остается лишь выполнить заранее уготованные операции. Однако такая точка зрения оправдана лишь для интерпретатора-ремесленника, не утруждающего себя ответственностью за результат интерпретации и в случае неверных решений готового «свалить» неудачу на недостатки используемых программ.

Развитие и совершенствование геофизических методов должно повышать эффективность их применения, которая во многом зависит от обоснованности использования тех или иных математических приемов при обработке и интерпретации результатов наблюдений. Важность этого условия возрастает на современном этапе повсеместного использования компьютерной обработки, когда интерпретатор должен быть уверен в совместимости заложенного в компьютерной программе математического аппарата с принципами решения обратных геофизических задач.

В этой связи к математическому обоснованию применяемого программного обеспечения предъявляются повышенные требования. Важнейшей составляющей в фундаментальной теоретической подготовке геофизиков является курс «Теория поля». Курс связывает фундаментальные естественнонаучные дисциплины (физику, математику) с теоретическими основами геофизических методов. Изучение общих закономерностей физических полей, связей между отдельными величинами полей дает основу для разработки теоретических основ интерпретации результатов полевых геофизических методов.

Основопологающие вопросы теории интерпретации отдельных геофизических полей были обобщены и сформулированы известными теоретиками В.Р. Бурсианом, Н.И. Идельсоном, Е.Ф. Саваренским и другими геофизиками еще в середине прошлого столетия. Их фундаментальные разработки послужили основой для написания в 1966 г. одним из известных теоретиков и основоположников отечественной разведочной геофизики профессором Л.М. Альпиным уникального учебника по общему курсу «Теория поля» [1], переизданного в 1985 г. совместно с коллегами Д.О. Даевым и А.Д. Каринским.

Издаваемая в настоящее время учебная литература не всегда удовлетворяет требованиям, предъявляемым к учебникам, т.к. обычно представляет собой монографическое издание, в котором отсутствует дидактический компонент. В качестве учебников по теории поля, дополненных разделами по теории упругости и распространению сейсмических волн, спектральным представлениям в теории полей, корреляционным анализом сигнала, вышли учебники авторов И.К. Овчинникова, Ю.И. Кудрявцева, С.А. Серкерова. Позднее, в 1998 г., вышел учебник Е.Г. Булаха и В.Н. Шумана и в 2012 г. учебник В.А. Гершанюка и Н.И. Дергачева [2], опубликованный московским издательством Юрайт.

Изданные учебники имеют гриф Учебно-методического объединения по классическому университетскому образованию и допущены для обучения студентов геофизиков. Отличительной особенностью последнего учебника является то, что перед непосредственным изложением теории геофизических полей авторы уделили большое внимание вопросам векторной алгебры и сущности основных характеристик полей, применяемых при их изучении: градиенту скалярного поля, потоку вектора, дивергенции, циркуляции, ротору, а также крайним задачам теории потенциала, формулам Грина при преобразовании объемных интегралов в интегралы по поверхности и условиям их использования.

Поскольку в теории отдельных геофизических полей широко используются цилиндрические и сферические координаты, важным было изложить в учебнике сущность ортогональных криволинейных координат, дать понятие масштабных коэффициентов и как с их помощью можно выразить элементы длин координатных линий, площади, объема в различ-

ных координатах. Это, в свою очередь, дает понимание выражений характеристик полей, уравнения Лапласа в цилиндрических и сферических координатах.

В последнее время образовательный процесс делает акцент не на механическом запоминании различных формул, уравнений, а на понимании логики предмета, умении вывести формулы, связывающие отдельные понятия, и объяснить их сущность. Вместо заучивания информации ее необходимо понимать, поэтому большое значение следует придавать самостоятельной работе студента.

Согласно требований действующих Государственных образовательных стандартов высшего образования главная роль современного образования смещается от получения знаний по предмету в сторону формирования у студента определенных компетенций, связанных с изучением данного предмета. В связи с этим преподаватель должен оценивать не знание предмета, а получил ли студент ту или иную компетенцию или нет? Однако понятие сущности компетенции субъективно и у преподавателей, как правило, нет единого подхода к ее оценке.

С сожалением приходится констатировать, что появление учебников по геофизике в последнее время становится большой редкостью. У преподавателя нет ни времени, ни средств, а поэтому и желания писать учебник. Удивляться этому не приходится. Ведь он должен не только написать учебник, но и найти средства для его издания. Денег на это у вуза нет. Кроме того, преподаватель сейчас больше вынужден работать не со студентами в аудитории, а общаться с ними через компьютер, составляя различные задания, тесты. А студент вместо того, чтобы работать с учебником, изучать предмет, изучает эту информацию и смотрит: имел ли право преподаватель задавать ему вопрос, на который он не смог ответить, был ли он оговорен заранее и имел ли преподаватель поставить ему плохую оценку?

Студенту геофизику необходима фундаментальная математическая подготовка. Именно ей большое внимание уделяли основатели пермской научной геофизической школы А.К. Маловичко, Б.К. Матвеев, А.К. Урупов. Они сами являлись авторами великолепных учебников по отдельным геофизическим методам, по которым училось и продолжает учиться не одно поколение геофизиков.

Специалист должен быть уверен, что успех геологической интерпретации геофизических аномалий зависит, прежде всего, от обоснованности применения математических приемов при обработке результатов наблюдений. А.К. Маловичко еще в 1985 г. писал, что математические приемы интерпретации, несогласованные с геологическими условиями, «...представляют по существу упражнения по математике, решения которых являются надуманными и для практики не нужными» [3, с. 4]. Этим Александр Кириллович подчеркивал важность и необходимость использования обоснованных математических приемов в интерпретации, в то же время предостерегая от применения математического аппарата в отрыве от реальных геологических условий.

Успехи современной математической науки стимулируют появление новых методов интерпретации полей. Реализация этих методов осуществляется с помощью компьютерной техники и специальных программ обработки, в которых запрограммированы алгоритмы математических приемов. Анализ условий, для которых данные алгоритмы могут быть использованы, может провести только геофизик, владеющий фундаментальными математическими знаниями и базирующийся на априорной геологической информации. Для грамотной и обоснованной интерпретации геофизических полей необходимо знать условия применения различных способов.

Приведем простой пример, показывающий необходимость применения творческого подхода к интерпретации. При аналитическом продолжении гравитационных аномалий в нижнее полупространство следует помнить, что гравитационный потенциал является гармонической функцией лишь вне притягивающих масс. Внутри масс лапласиан потенциала нулю не равен. Поэтому применение аналитического продолжения возможно только после анализа гравитирующих источников по глубине их расположения. В противном случае применение математического аппарата, разработанного для гармонических функций, будет фор-

мальным, а полученный результат может оказаться несовместимым с принципами решения обратной гравиметрической задачи и не соответствовать геологической обстановке.

Современные тенденции высшего образования привели к существенному увеличению объема часов, отводимых на самостоятельную работу, за счет уменьшения часов аудиторной работы с преподавателем. В этих условиях повышаются требования к учебной литературе. Только работа с учебником, прошедшим экспертизу у рецензентов (как правило, одну – у коллектива специалистов геофизической кафедры авторитетного вуза, другую – у известного ученого данного направления) и допущенным методическим советом вуза к использованию в учебном процессе, а также общение студента с преподавателем на лекциях, семинарских, лабораторных занятиях может обеспечить получение необходимых профессиональных компетенций, предусмотренных требованиями федеральных и самостоятельно устанавливаемых образовательных стандартов высшего образования.

Список литературы

1. Альпин Л.М. Теория поля. М.: Недра, 1966. 384 с.
2. Гершанок В.А., Дергачев Н.И. Теория поля: учебник для бакалавров. М. Издательство Юрайт, 2012. – 278 с.
3. Маловичко А.К. К вопросу о современном состоянии теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. – Пермь: Перм. гос. ун-т, 1985. С 3-11.

РАЗРАБОТКА УЧЕБНО-ПОЛЕВОГО ЦИФРОВОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО РЕГИСТРАТОРА

Гильмундинов А.Ю. (ФГБОУ ВО "ВГУ", г. Воронеж, scutep@yandex.ru)

Аннотация: приводится краткое описание разработанного простого учебно-полевого комплекса для цифровой регистрации геофизических наблюдений методами электроразведки и сейсморазведки.

Ключевые слова: цифровая регистрация, геофизическая аппаратура

При изучении студентами в рамках учебной программы бакалавриата основ геофизической аппаратуры [1] актуальным является вопрос о применении теоретических знаний на практике геофизических исследований. Современные геофизические комплексы имеют полную автономность и зачастую не могут продемонстрировать отдельные параметры и функциональные возможности регистрации в общем комплексе своей работы. Поэтому, решением данной проблемы, стала разработка относительно простого комплекса цифровой регистрации геофизических сигналов, который имеет относительно небольшую стоимость, простоту исполнения и демонстрации основных этапов регистрации и оцифровки наблюдаемых аналоговых сигналов.

При разработке такого комплекса [2] учитывались все практические требования к цифровой аппаратуре, которые могли бы эффективно работать с геофизическими полями. К таким системам наблюдения относятся различного рода комплексы геофизических исследований в скважинах региона [3,4], в практических задачах рудной и структурной электроразведки [5-6], особенно в томографической постановке [7]. Однако, самая главная роль цифровой регистрации сигналов отводится современным сейсмическим исследованиям, которые выполняются по методике отражённых волн в модификации общей глубинной точки (МОВ ОГТ) [8,9].

Характеристики и внешний вид созданного комплекса показаны ниже (рис.1, табл.1).



Рис.1. Внешний вид учебного цифрового геофизического регистратора

Таблица 1

Основные технические характеристики:

Разрядность АЦП	14 бит
Количество каналов	16 (дифференциальных)
Аналоговые КУ	1, 50, 1000
Внешняя синхронизация	3 режима
Питание	Pb аккумулятор 12В/7Ач
Масса	5 кг

В результате полевых испытаний, были получены записи сейсмограмм, которые затем были визуализированы в программе MathCad (рис. 2).

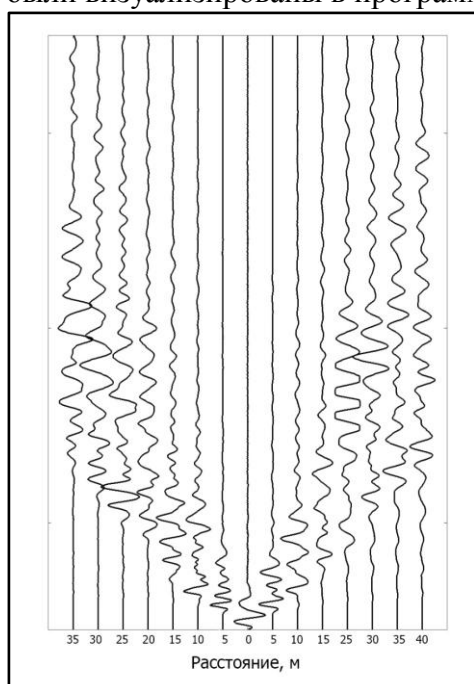


Рис. 2. Пример не суммированной сейсмограммы при встречной расстановке пикетов

При работе с устройством используется стандартное программное обеспечение фирмы L-Card пакет LGraph2, предназначенный для работы с модулем АЦП [10,11]. Программа позволяет настраивать параметры регистрации, а также записывать сигналы в файл на подключённом к АЦП компьютере и просматривать показания каждого из каналов в режиме реального времени (режиме осциллографа).

Автор выражает благодарность своему руководителю проф. В.Н. Глазневу за идею, поддержку и содействие в выполнении данного проекта.

Список литературы

1. Глазнев В.Н. УЭМК Геофизическая аппаратура. Электронный ресурс / <https://edu.vsu.ru/course/view.php?id=2719>.
2. Гильмундинов А.Ю. Разработка цифрового геофизического регистратора / XIX Уральская молодёжная научная школа по геофизике. Сборник материалов. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2018. С. 57-60.
3. Аузин А.А. Аппаратурно-методические возможности повышения эффективности скважинной магниторазведки при поисках кимберлитовых трубок // Вестник ВГУ, сер. Геология. № 1, 2006. С. 134-141.
4. Аузин А.А. О геологической результативности геофизических исследований в скважинах при поисках и разведке месторождений никеля на воронежском кристаллическом массиве (часть 2. Методы скважинной геофизики) // Вестник ВГУ, сер. Геология. № 2, 2008. С. 143-156.
5. Груздев В.Н., Муравина О.М., Сапранова А.С. Анализ структуры поля геомагнитных вариаций в пределах ВКМ методом группового учёта аргументов // Вестник ВГУ, сер. Геология. № 1, 2012. С. 182-188.
6. Груздев В.Н., Жаворонкин В.И. Коровые аномалии глубинной электропроводности Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, сер. Геология. № 1, 2015. С. 94-101.
7. Глазнев В.Н., Притыка И.В., Жаворонкин В.И., Терентьев Р.А., Севастьянов Д.П., Горских П.П. Применение геофизических методов при детальном изучении скарновых железорудных месторождений Северного Урала // Вестник ВГУ, сер. Геология. № 2, 2010. С. 238-248.
8. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка / Тверь, АИС, 2006. 586 с.
9. Уаров В.Ф. Сейсмическая разведка. Учебное пособие / М.: Вузовская книга, 2007. 196 с.
10. Внешний модуль АЦП/ЦАП/ТТЛ на шину USB 1.1. Руководство пользователя / М.; изд. ЗАО Л-Кард, 2001. 77 с.
11. Гарманов А.В. Подключение измерительных приборов, решение вопросов электросовместимости и помехозащиты / М.; изд. ЗАО Л-Кард, 2003. 21 с.

О НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ КАФЕДРЫ ГЕОФИЗИКИ ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА И ПРОБЛЕМАХ В ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Костицын В.И. (ПГНИУ, г. Пермь, kostitsyn@psu.ru)

Аннотация. Представлены направления научной деятельности кафедры геофизики Пермского университета в области гравиразведки, магниторазведки, сейсморазведки, электроразведки, геофизических исследований скважин и кратко обозначены проблемы в образовательной деятельности по геофизической специальности.

Ключевые слова: Пермский университет, кафедра геофизики, научные направления: гравиметрическое, магнитометрическое, электрометрическое, сейсмическое, геофизических исследований скважин.

Научная деятельность преподавателями кафедры геофизики Пермского государственного национального исследовательского университета выполняется по 5 направлениям [1–9].

1. **Гравиметрическое направление** на кафедре создал основатель пермской научной геофизической школы *Маловичко Александр Кириллович* (1911–1996), заслуженный деятель науки и техники РСФСР, доктор технических наук, профессор. В настоящее время развивают его ученики и последователи: профессора С.Г. Бычков, В.А. Гершанок, А.С. Долгаль, В.И. Костицын, Ю.П. Петров, доценты А.В. Горожанцев, А.В. Пугин. Разработаны методы аналитического продолжения гравитационных аномалий, высших производных гравитационного потенциала, компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиразведки при поисках месторождений нефти, газа и твердых полезных ископаемых. теория и макеты гравиметров на магнитных подвесах. По учебникам А.К. Маловичко, В.И. Костицын «Гравиразведка», В.А. Гершанок «Теория поля» обучаются студенты вузов России. Изданы фундаментальные монографии: А.С. Долгаль «Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемки в горной местности», С.Г. Бычков «Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии», Ю.П. Петров «Гравиинерциальные преобразователи гравиметров, градиентометров и сейсмоприемников на магнитных подвесах», С.Г. Бычков, А.С. Долгаль, А.А.Симанов «Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках».

2. Основателем **сейсмического направления** стал приглашенный из Московского нефтяного института *Урунов Адам Константинович* (1923–2008), впоследствии профессор, заслуженный деятель науки РФ, заслуженный геолог РФ. Это направление в 1960–1990-е годы развивали его ученики: профессора Б.А. Спасский, Р.П. Савелов (1939–2001), В.А. Силаев, А.А. Маловичко, доценты Ю.А. Бяков, С.И. Лапин, Л.П. Неволин, Э.Б. Трушников. В настоящее время данное направление продолжают ученик Адама Константиновича – профессор Б.А. Спасский, а также профессора И.А. Санфиоров, В.А. Силаев, доценты И.Ю. Митюнина, А.П. Лаптев, А.И. Бабкин, И.И. Семерикова, И.Ю. Герасимова, И.В. Огородова. Научные исследования выполняются в области обработки и интерпретации результатов сейсморазведки методами отраженных и преломленных волн, изучения упругих характеристик горных пород верхней части геологического разреза. Созданы компьютерные системы обработки и интерпретации сейсмических данных для выделения зон микротрещиноватости и поисков месторождений нефти и газа. В этом направлении в последние годы опубликованы учебно-методические пособия: Спасский Б.А., Герасимова И.Ю. «Сейсмостратиграфия», Митюнина И.Ю. «Компьютерные технологии в геофизике» и «Геоинформационные системы в геологии», Блинова Т.С. «Геодинамика и сейсмичность», Дягилев Р.А., Маловичко Д.А. «Микросейсмическое районирование».

3. Основателем **электрометрического направления** является *Матвеев Борис Константинович* (1926–2014), доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки РФ, заслуженный профессор ПГУ. В настоящее время его ученики и последователи: профессор В.П. Колесников, доценты О.Н. Ковин, Ю.И. Степанов, аспирант Т.А. Ласкина вносят значительный вклад в развитие теории и способов решения прямых и обратных задач геоэлектрики применительно к наземным и подземным условиям наблюдений, в создание аппаратуры метода сопротивлений (АМС), программного обеспечения ЗОНД и компьютерной технологии обработки и интерпретации результатов электроразведочных работ. Учебник Б.К. Матвеева «Электроразведка» являлся одним из основных при обучении студентов вузов бывшего Советского Союза и в настоящее время широко используется в вузах России. В 2016 г. профессор В. П. Колесников опубликовал обобщающую монографию «Интерпретация электрических зондирований с использованием системы программы ЗОНД».

4. **Магнитометрическое направление** (основатель профессор А.К. Маловичко) ранее развивала профессор Л.А. Гершанок, в настоящее время – профессор А.С. Долгаль, доценты П.Н. Новикова, И.В. Генник. В области данного направления разработаны теоретические ос-

новы детальной магниторазведки при поисках месторождений нефти и газа, калийных солей, изучении тектонического строения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и глубинных недр Земли. Л.А. Гершанок опубликовала учебное пособие «Магниторазведка» (2006), учебник «Магниторазведка» (2009, 2011), учебное пособие «Аппаратура и технологии магниторазведки» (2013). А.С. Долгаль издал учебное пособие «Магниторазведка: компьютерные технологии учета влияния рельефа местности» (2014).

5. Направление по геофизическим исследованиям скважин начинал А.К. Маловичко, затем продолжили Б.К. Матвеев (1926–2014), О.Л. Горбушина (1933–2012) и в настоящее время развивают профессора А.С. Некрасов, А.И. Губина, Г.А. Цветков, доценты А.Д. Савич, А.В. Шумилов, Л.Н. Костливых, ст. преподаватели В.И. Луппов, А.Н. Некрасов. Широко развивается комплексное использование геофизических методов, аэрокосмических исследований, волнового акустического телевизора и гидродинамических исследований скважин при рациональной разработке месторождений нефти. О.Л. Тарунина в 2001 г. издала учебное пособие «Геофизические методы стратиграфической корреляции». А.С. Некрасов опубликовал фундаментальную монографию «Геолого-геофизические исследования карбонатных коллекторов нефтяных месторождений», обобщающую результаты работ по 30 месторождениям России. В 2007 г. опубликованы учебно-методические пособия: А.В. Шумилов «Диагностика нефтяных скважин геофизическими методами», В.А. Поносов, С.В. Горожанцев, А.С. Некрасов «Геофизические методы контроля за разработкой нефтяных и газовых месторождений». В 2007 г. А.И. Губина издала монографию «Основы фациальной цикличности осадочных толщ по результатам геолого-геофизических исследований скважин», которая послужила основой для издания ею в 2010 г. учебного пособия «Геофизические методы стратиграфической корреляции». В 2012 г. А.И. Губина, Л.Н. Костливых, А.С. Чухлов и А.В. Шумилов издали учебное пособие «Компьютерная обработка и интерпретация данных геофизических исследований скважин», в 2016 г. – учебное пособие А.И. Губина, А.Н. Костливых, Е.С. Зрячих, А.В. Шумилов «Компьютерная интерпретация данных геофизических исследований скважин». В них изложены научные принципы и рациональные методики интерпретации геофизических методов. На примере наиболее распространенных на практике типов программ рассматривается программное обеспечение ПРАЙМ, СОНАТА и другие, используемые для обработки результатов геофизических исследований скважин. В 2016 г. изданы ещё учебные пособия А.И. Губина, П.Н. Гуляев «Геофизические методы исследования скважин», А.И. Губина, Л.Д. Плешков, В.И. Луппов «Петрофизика: петрофизическое обеспечение геофизических методов».

По другим геофизическим дисциплинам в 2012 г. В.А. Гершанок издал учебное пособие «Радиометрия и ядерная геофизика» (260 с.). В 2018 г. В.А. Гершанок и Л.А. Гершанок опубликовали уже учебник для студентов вузов «Радиометрия и ядерная геофизика» (303 с.), В.И. Костицын, В.К. Хмелевской (МГУ) - учебник «Геофизика» (428 с.).

В 2006–2007 гг. кафедра принимала активное участие в реализации национального проекта «Образование». Для учебных лабораторий было приобретено новое геофизическое оборудование, установлено 80 компьютеров, стационарные мультимедийные проекторы и видеонаблюдение в учебные лаборатории. Все штатные преподаватели получили личные ноутбуки для чтения лекций, проведения практических и лабораторных занятий.

В 2008 г. кафедра геофизики признана ведущей научной школой России и получила грант Президента Российской Федерации. В 2009 г. кафедра отметила 55-летний юбилей со дня основания, в честь заслуг основателя и первого заведующего кафедрой геофизики, профессора А. К. Маловичко установлена ему мемориальная доска (этаж 6, корпус № 8).

В 2010 г. Пермский университет получил статус «Национальный исследовательский университет (НИУ)». Кафедра геофизики принимала также активное участие в реализации проекта. В том году учредительное собрание геофизиков Пермского края создало Пермское отделение Евро-Азиатского геофизического общества (ЕАГО).

В 2011 г. на базе кафедры проведена Всесоюзная научно-практическая конференция «Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений» (название 33-х межву-

зовских сборников научных трудов), посвященная **100-летию** со дня рождения Александра Кирилловича Маловичко. К юбилею ученого Пермское отделение ЕАГО учредило **медаль имени А. К. Маловичко «За достижения в геофизике»**. В настоящее время этой высокой награды удостоены известные геофизики Пермского края, Удмуртской республики, ПГНИУ, Горного института УрО РАН, ПНИПУ, Москвы, Казани, Архангельска, Екатеринбурга, Уфы, Уфы и других регионов.

С 2011 по 2018 г. журналы **«Геофизика» (№ 5)** и **«Каротажник» (вып. 10)**, входящие в перечень ВАК, полностью посвящаются научным исследованиям преподавателей кафедры геофизики ПГНИУ, ученых и производственников Пермского края. С 2013 г. проводится ежегодно Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием **«Теория и практика разведочной и промысловой геофизики»**.

За 64 года кафедры геофизики ПГНИУ подготовила около 4000 специалистов). Обучение осуществлялось на дневном, заочном и вечернем отделениях, причем большая часть выпускников (60%) окончили дневное отделение. Вечернее отделение было открыто по ходатайству конторы (позднее треста) «Пермнефтегеофизика», просуществовало 10 лет и было закрыто в связи с исчерпанием контингента на обучение. Заочное отделение открыто в 1962 г. и в последние 50 лет успешно работает. На его долю приходится 40% выпускников. Многие выпускники кафедры геофизики стали ведущими специалистами, главными инженерами и генеральными директорами производственных объединений, экспедиций, геофизических партий и научно-производственных организаций. Выпускник А.А. Маловичко избран член-корреспондентом РАН, 22 чел. защитили докторские диссертации и 75 чел. (по имеющимся сведениям) – кандидатские диссертации. В настоящее время на кафедре геофизики работает 35 преподавателей (с совместителями), из них 13 докторов наук, профессоров и 19 кандидатов наук, доцентов.

Основными проблемами в образовательной деятельности являются закрытие в России специальности «Геофизика» и необходимость открытия новой специальности «Технология геологической разведки» (с геофизическими специализациями), постоянно меняющиеся федеральные государственные образовательные стандарты (ФГОС), большое количество бюджетных мест в бакалавриат (например, на геологический факультет ПГНИУ – 100 чел.), магистратуру (60 чел.) и очень малое количество (16 чел.) на две специальности «Технология геологической разведки» и «Прикладная геология». Хотя Правительство РФ рекомендует заключать договоры на целевое обучение студентов по инженерным специальностям для государственных предприятий и нет такого постановления по бакалавриату и магистратуре.

Список литературы

1. Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений: Материалы научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения А.К. Маловичко. Обнинск-Пермь: ГС РАН-ПГНИУ, 2012. 316 с.
2. Геофизики Пермского государственного университета (1951–2009). Пермь: Перм. ун-т, 2009. 264 с. / Сост. В.И. Костицын.
3. Гершанок В.А. Основные этапы развития геологического факультета // 70 лет геологическому факультету Пермского университета. Пермь, Перм. ун-т, 2001. С. 6-46.
4. Кафедра геофизики Пермского университета, 1954-2015 / Сост. В.И. Костицын. Пермь, Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2016. 264 с.
5. Костицын В.И., Гершанок В.А. Формирование специалистов в пермской педагогической школе геофизиков // Вестник Пермского университета. Серия «Университетское образование», 2012. Вып. 7. С. 7–20.
6. Маловичко А.К. Научная школа пермских геофизиков // Живые голоса, 1996. Вып. IV. С. 93–104.
7. Маловичко А.К., Костицын В.И. История становления и развития кафедры геофизики // Кафедра геофизики Пермского государственного университета. Пермь: Перм. ун-т, 2004. С. 4–27.

8. Профессор А.К. Маловичко и пермская школа геофизиков / Сост. В.И. Костицын. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 196 с.

9. Профессор Борис Константинович Матвеев / Сост. В.И. Костицын. Пермь, Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2016. 208 с.

ВУЗОВСКИЕ НАУЧНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ГРАВИРАЗВЕДКЕ

Лобанов А.М. (МГРИ-РГГРУ, г. Москва, Lobannet@mail.ru)

Аннотация. Измерения гравитационного поля всегда сопровождаются нежелательным присутствием инерциальных ускорений различной частоты. При чувствительности гравиметров на уровне 1 – 0,1 мкГал и при частотах переменных помех в 0,001 – 0,1 гц невозможно однозначно разделить гравитационные аномалии и «чужеродные» инерциальные ускорения регистрируемые гравиметрами, которые можно назвать как ксеногенные (по аналогии с названием случайных горных пород, захваченных при прохождении магмы в вулканических каналах – ксенолитами). Ксеногенные составляющие в геофизических полях могут быть использованы для обнаружения и изучения природы не предполагаемых ранее существования объектов.

Ключевые слова: ксеногенные инерциальные помехи, гравиметрический мониторинг, электросейсмический пьезоэффект, методика гравиметрических съемок.

Геофизика – наука экспериментальная, а гравirazведка, являющаяся составной частью геофизики - один из первых прикладных методов исследования строения недр. Каждый новый уровень повышения точности измерений силы тяжести приводил к расширению решаемых практических задач этим методом. В настоящее время экспериментальная составляющая гравиметрии в России резко отстала от теоретических разработок. Появление за рубежом новых наземных гравиметров с чувствительностью до 1 нм/с² и с автоматической цифровой регистрацией типа Синтрекс, Ла Кост-Ромберг, Баррис [9], открывают новые возможности повышения реальной точности измерений чисто гравитационного поля, а также ставить научные опыты по повышению эффективности исследования природных объектов и расширению сферы использования гравirazведки. Несмотря на высокие технические параметры современных гравиметров, реальная точность гравиметрических съемок не достигла микрогального уровня. Как невозможно пустить высокоскоростные поезда по старым рельсам, так и для эффективного использования современных микрогальных гравиметров невозможно использовать прежние стандартные подходы в методике полевых съемок. Исследования в области методики полевых измерений с новыми гравиметрами способны проводить высшие учебные заведения, занимающиеся подготовкой специалистов в области геофизики и имеющие в своем составе высококвалифицированных специалистов, научных работников, аспирантов, студентов.

Какие же новые направления исследований в области гравиметрии необходимо проводить с целью выработки прорывных технологий в области использования прецизионной гравиметрии? Перечислим некоторые из них.

1. Проведение опытных методических работ с целью разработки методик повышения реальной точности измерений гравитационного поля с учетом низкочастотных инерциальных помех, вызванных собственными колебаниями Земли и другими источниками. Ранее в работах [6,7] такие направления уже были опубликованы. Это методики рандомизации помех, аномалий, учета вариаций гравиинерциального поля во время измерений на профиле, одновременные измерения двумя приборами по методике градиентов. Такие исследования необходимо проводить для гравиметров с вертикальной чувствительной системой типа Синтрекс и с приборами, чувствительные системы которых изготовлены в виде горизонтальных маятников (типа Ла Кост-Ромберг)

2. Оценку вариаций гравитационного поля, вызванных собственными колебаниями Земли и возникающими при этом инерциальными ускорениями с частотами 0,001-0.01гц можно получить проводя одновременно непрерывные регистрации измерений с гравиметром и показаниями деформографов [5]. Результаты регистрации деформографов и вариаций силы тяжести позволят оценить составляющие гравитационных вариаций неприливных собственных колебаний Земли и предложить методы их учета при проведении прецизионных гравиметрических измерений при мониторинге разработке газоконденсатных месторождений и при гравитационном каротаже [1].

3. Современный гравиметр в силу дуалистического свойства чувствительной системы представляет собой портативную сейсмологическую станцию. Частотные характеристики современных гравиметров типа Баррис, Ла Кост-Ромберг практически совпадают с параметрами стационарных сейсмологических станций. Возможности портативности таких инструментов для сейсмологических исследований еще не оценены. Но имеются неоспоримые преимущества перед стационарными установками в плане размещения и сгущения сети измерений, что позволит получить геосейсмическую информацию высокого разрешения и в избыточном объеме, проводить сейсмический контроль добычи нефти и газа, выделение высокодебитных участков месторождений, характеризующиеся высокой микросейсмичностью в низкочастотном диапазоне [3,8]. Известно также, что при интенсивной добыче газа, вследствие падения пластового давления возникают техногенные землетрясения, которые могут нанести ущерб инженерным сетям и сооружениям [2]. Обнаружить и оценить степень опасности таких участков также возможно современными гравиметрами, настроенными работать как сейсмологические станции.

4. Информационно-техническое оборудование гравиметров в сочетании с возможностями спутникового геодезического обеспечения пунктов измерений позволяет по-новому рассматривать методику полевых работ. Можно применять динамические схемы измерений силы тяжести в зависимости от получаемых в режиме реального времени производств измерений данных в виде аномалий Буге. Сгущая или разрежая сеть измерений непосредственно во время съемок в зависимости от поведения регистрируемой аномалии Буге, оператор-гравиметрист оперативно может решать геологическую задачу – локализовывать и детализировать аномалии в зависимости от регистрируемого гравитационного поля.

5. Используя портативность и радиоуправляемость современных гравиметров, можно исследовать характеристики землетрясений непосредственно вблизи их эпицентров и нацелиться на выявление оперативных признаков их прогноза, на оконтуривание ожидаемых зон интенсивности землетрясений по уровню магнитуд.

6. Высокая чувствительность современных гравиметров, достигающая 1нм/с^2 позволяет ставить опыты по обнаружению обратного пьезоэффекта (электросейсмического) горных пород на рудных месторождениях. При получении положительных результатов, можно будет претендовать на научные открытия.

Другие задачи несомненно возникнут если вузы будут оснащены современными гравиметрами в достаточном количестве и получают финансирование на производство исследований. Насущной проблемой отрасли является возобновление производства отечественных гравиметров, опытные конструкторские разработки которых уже давно есть [4].

Актуальным для ВУЗов является решение вопроса о доступности специалистов вузов к анализу и интерпретации гравиметрических данных, проводимых производственными организациями. Взаимодействие специалистов вузов и производственных организаций несомненно повысит надежность и объективность конечных геологических выводов гравиметрических работ. Такая форма сотрудничества успешно практиковалась в советское время и это способствовало эффективности геофизической разведки на всех стадиях геологоразведочных работ и во всех областях ее применения.

В настоящее время еще сохраняется возможность преемственности производственного и научного опыта специалистов советской школы гравиметристов для передачи знаний, идей и опыта молодому поколению геофизиков, но время неумолимо сокращает эту возможность.

Список литературы

1. Андреев О.П., Кобылкин Д.Н., Ахмедсафин С.К., Кирсанов С.А., Безматерных Е.Ф., Кривицкий Г.Е. Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений. Состояние, проблемы, перспективы. – М.: ООО «Издательский дом Недр». 2012. – 374 с.: ил.
2. Богоявленский В.И., Богоявленский И.В. Проблемы газовой отрасли Нидерландов: рекордный рост сейсмической активности на месторождении Гронинген. Газовая промышленность 2018 № 4. с. 124-133.
3. Ведерников Г.В., Чернышова Т.И. Экспертиза рекомендаций на заложение поисково-разведочных скважин. Геофизика. 2010, № 1, с. 38-44.
4. Гравиметр ГНШ-МА. [Geoget.ru>content/view 208/236](http://Geoget.ru/content/view/208/236)
5. Латынина А.А., Милюков В.К., Васильев И.М. О глобальных возмущениях деформаций земной коры перед сильнейшими мировыми землетрясениями. В кн. Геофизика 21 столетия, М. Научный мир, 2006.
6. Лобанов А.М. Рандомизация, как способ уменьшения корреляционных связей помех и аномалий// Геофизика. 2012. №1.
7. Лобанов А.М., Романов В.В. Перспективы гравиметрии при изучении динамически нестабильных природных объектов. Разведка и охрана недр, №7, 2015.
8. Николаевский В.Н. Изменение сейсмических волн из-за присутствия газа в пластах. Геофизика, 2014. №3, с.14-20
9. Gerhard Jentzsch, Richard Shultz, Adelheid Weise. Automated Burris gravity meter for single and continuous observation. Geodesy and Geodynamics, volume 9, May 2018, Pages 204-209/

ОСОБЕННОСТИ ПРЕПОДАВАНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ У СТУДЕНТОВ ГЕОФИЗИКОВ В ПГНИУ

Спасский Б.А. (ПГНИУ, г. Пермь)

Аннотация. Обсуждаются вопросы последовательности изучения разделов сейсморазведки у студентов геофизической специализации (бакалавры, специалисты, магистры).

В настоящее время условия проведения занятий со студентами-геофизиками на геологическом факультете Пермского университета (ПГНИУ) вполне отвечают современным требованиям педагогики. Большинство аудиторий оборудованы стационарными компьютерами, которые объединены в общую сеть университета. Компьютеры оснащены разнообразным современным и специальным геофизическим программным обеспечением, необходимым для проведения занятий со студентами по всем геофизическим методам на самом высоком уровне [2].

Наличие проекторов (почти в каждой аудитории) и персонального компьютера у каждого преподавателя позволяет во время занятий показывать и обсуждать со студентами самые разнообразные учебные и производственные материалы в виде текстов и презентаций.

База лабораторных занятий, имеющаяся в компьютерах, позволяет студентам во время занятий и во вне учебное время, удобное для студентов, выполнять все необходимые лабораторные задания, которые они не успели провести во время аудиторных учебных занятий.

Однако параметры учебных дисциплин (порядок следования и сроки их проведения, их названия, по которым часто сложно судить о содержании курса, количество учебных часов лекционных, лабораторных и практических занятий и т.п.) часто решаются без согласования с ведущими преподавателями-специалистами на основании новых требований от вышестоя-

щих инстанций. При этом объемы часов (и соответственно их содержание) почти каждый учебный год изменяются даже в рамках одной дисциплины.

С учетом этого преподавателям каждый год требуется достаточно много времени на составление обновленных программ, написание новых методических указаний, изменения учебно-методических комплексов и т.п. При этом поручения с учебной нагрузкой на следующий год преподаватели часто получают перед отпуском, а занятия начинаются через несколько дней после его окончания с первого сентября. Поэтому все процедуры обновления методических документов делаются в спешке.

Общеизвестно, что лекционные курсы по любой дисциплине становятся оптимальными «для прослушки» лишь через несколько лет, когда преподаватель оптимальным образом «обкатает» материал, т.е. наилучшим образом построит содержание курса, будет точно укладываться в отведенные часы. При этом, с учетом ответов студентов на вопросы контрольных точек, зачетов и экзаменов (проверки правильности понимания студентами прослушанного материала), преподаватель сделает соответствующие коррекции в содержание лекций: уменьшит объем второстепенных вопросов, но более детально остановится на наиболее важном материале и наилучшим образом сформирует темы лабораторных занятий. А ежегодные изменения учебных планов не способствует, на наш взгляд, повышению качества обучения студентов, а часто вносят лишь путаницу в их содержание.

Так в курсе сейсморазведки (одном из наиболее объемных курсов) в последние годы (особенно на заочном отделении) используется большое число учебных планов, где они разбиты на неопределенные (по названию и содержанию) разделы, читается разными преподавателями в разных триместрах и с разным (часто меняющимся) объемом занятий. Вместе с тем, содержание всех тем дисциплины «сейсморазведка» должно осуществляться в определенной логической последовательности, которую можно разбить на несколько разделов и составлять планы с учетом этого. Например, 4 части у бакалавров, 5 - у специалистов, 5-6 у магистров, в зависимости от общего объема сейсморазведки на всех курсах. Это позволит упростить понимание студентами содержания учебных планов, как на дневном, так и заочном отделениях. Если взять за основу основной учебник [1], то разделы будут соответствовать следующим главам учебника.

Раздел 1. Физико-геологические основы и методы сейсморазведки.

Главы 1- 6 (стр. 13-223). Теория упругости, геологические основы, кинематика волн (годографы), методы сейсморазведки, моделирование волновых полей. Объем на дневном отделении примерно составит 24-30 часов лекционных занятий.

Раздел 2. Получение сейсморазведочных данных.

Главы 7 – 9 (стр. 224-368) и раздел 13.2 (стр. 513-534). Технология, аппаратура, интерференционные системы, методика и организация полевых работ. Объем на дневном отделении примерно 24-30 часов лекционных занятий

Раздел 3. Обработка сейсморазведочных данных на ЭВМ.

Главы 10-13 (стр. 369-426, 450-508). Раздел 15.1 (стр. 563-608) Теория и процедуры цифровой обработки: регулировка амплитуд, фильтрация, коррекция статики и кинематики, миграция, граф обработки. Объем примерно 24-30 часов лекционных занятий.

Раздел 4. Кинематическая интерпретация данных сейсморазведки.

Раздел 11.2 (стр. 433-450), глава 14 (стр. 537-562), разделы 15.2 и 16.1 (стр. 610-640). Корреляция волн, расчет скоростей (СК, ВСП, АК), расчет глубин и построение структурных карт, оценка точности построений. Объем примерно 24-36 часов лекционных занятий.

Раздел 5. Динамическая интерпретация и сейсмостратиграфия.

Раздел 16.2, глава 17. (стр. 641-708). Этапы сейсморазведочных работ. Качественный и количественный анализ амплитуд (ПАК, АВО-АВА анализ, СВАН и др.), сейсмостратиграфия [3]. Объем примерно 24-36 часов лекционных занятий.

У магистров добавляются более детальные спец-курсы по способам интерпретации данных метода преломленных волн и сейсмостратиграфии [3].

Общий объем курса сейсморазведки составит на дневном отделении порядка 120-150 часов лекций. Вполне возможны вариации объемов и содержания курсов для бакалавров, специалистов и магистров и порядка их проведения занятий (в одном семестре давать 2 или даже 3 раздела) и перестановка отдельных тем занятий в другие разделы. Но общая структура дисциплины «сейсморазведка» (даже при чтении его разными преподавателями) вполне будет отвечать современному содержанию курса и будет понятно преподавателям - что необходимо читать студентам в каждом триместре.

Аналогично (с учетом этих разделов) необходимо строить структуру занятий и на заочном отделении.

Список литературы

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. М.: Недра, 2006.
2. Спасский Б.А. Особенности современного учебного процесса в ПГНИУ при подготовке студентов геофизиков. 42-я сессия Международного научного семинара им. Д.Г.Успенского. Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Перм. ун-т, Пермь, 2015. С. 239 – 241.
3. Спасский Б.А., Герасимова И.Ю. Сейсмостратиграфия. Изд-во ПГУ, 2007.

Авторский указатель

1. Абрамов Д.В. 8
2. Абубакарова Э.А. 11
3. Айкашева Н.А. 385
4. Акимова Е.Н. 16
5. Александров П.Н. 21, 207
6. Алексеев С.Г. 26
7. Антонов Ю.В. 32
8. Антонова И.Ю. 36, 101
9. Астапенко В.Н. 133
10. Аузин А.А. 304
11. Бабаянц П.С. 39
12. Банникова П.А. 43
13. Баньковский М.В. 83
14. Бебнев А.С. 8
15. Белова А.Ю. 385
16. Белолипецкий П.В. 202
17. Блох Ю.И. 47
18. Богатов В.И. 55, 403
19. Богданович Д.В. 385
20. Божежа Д.Н. 237, 242, 247
21. Болотнова Л.А. 352
22. Бондаренко В.И. 47
23. Борисов А.В. 51
24. Борисов А.С. 55, 403
25. Боровский М.Я. 55, 403
26. Буденный С.А. 215
27. Булычев А.А. 215, 220, 370, 372
28. Бурмистрова О.Н. 177, 188
29. Бухалов С.В. 246, 260, 283, 385
30. Бычков С.Г. 8, 59, 121, 408
31. Вандышева К.В. 415
32. Варенцов Ив.М. 133
33. Вельтистова О.М. 63, 411
34. Викторов С.В. 207
35. Виноградов В.Б. 51, 415
36. Володькова Т.В. 67
37. Воронова Т.А. 72
38. Ворошилов В.А. 75
39. Галиева М.Ф. 79
40. Гейхман А.М. 83
41. Гемайдинов Д.В. 267
42. Геник И.В. 89
43. Гершанок В.А. 364, 418
44. Гиллод Д.А. 370, 372
45. Гильмундинов А.Ю. 421
46. Глазнев В.Н. 36, 72, 337
47. Гласко Ю.В. 94
48. Горожанцев С.В. 8
49. Горячев Ю.П. 97
50. Григорьев Г.С. 215
51. Груздев В.Н. 101
52. Давудова Э.И. 106
53. Давыденко А.Ю. 109, 112
54. Давыденко Ю.А. 385
55. Денисов А.Ю. 327
56. Дмитриев П.Н. 276
57. Долгаль А.С. 47, 117, 121, 153
58. Дорогобед А. Н. 183
59. Дробышев М.Н. 8
60. Дрогицкая Г.М. 237
61. Дубинин Е.П. 370, 372
62. Духанин А.С. 26
63. Ермолин Е.Ю. 126, 130
64. Жаворонкин В.И. 106
65. Железняк Л.К. 199
66. Жуков А.А. 385
67. Журавлев С.Д. 215
68. Зеленухин И.А. 343
69. Зиновкин С.В. 299
70. Иванов П.В. 133
71. Иголкина Г.В. 138
72. Ильченко В.Л. 142
73. Ингеро О. 126
74. Исаев В.И. 149
75. Калинин Д.Ф. 153
76. Каплун В.Б. 157
77. Карташев И.М. 276
78. Касьянов В.В. 395
79. Керимов И.А. 162
80. Керцман В.М. 167
81. Киселева Е.А. 276
82. Кислова Е.Б. 340
83. Кичигин А.В. 361
84. Кишман-Лаванова Т.Н. 172
85. Кобрунов А.И. 177, 183, 188, 225, 229
86. Кожевникова П.В. 183, 195
87. Колесников В.П. 232
88. Конешов В.Н. 199
89. Корчагин И.Н. 94, 237, 242, 247
90. Костицын В.И. 121, 418, 423, 364
91. Кочнев В.А. 202
92. Кризский В.Н. 207
93. Крутенко Д.С. 79
94. Кузин А. В. 212
95. Кузнецов К.М. 215, 220, 379
96. Кузьменков С.Г. 149
97. Кунцев В.Е. 225, 229
98. Куприенко П.Я. 255
99. Ладовский И.В. 246, 367
100. Лапина Е.П. 279
101. Ласкина Т.А. 232
102. Левашов С.П. 237, 242, 247

103. Легостаева О.В. 255
104. Леденгский Р.А. 252
105. Леонов М.Г. 133
106. Лобанов А.М. 427
107. Лобова Г.А. 149
108. Лозовский И.Н. 133
109. Лунёва Т.Е. 148
110. Лыгин И.В. 215, 220, 368, 379
111. Ляховец Д.А. 377
112. Макаренко И.Б. 255
113. Мартышко П.С. 246, 260, 267
114. Мегеря В.М. 94
115. Медведев Н.О. 343
116. Мельников В.Н. 130
117. Мельникова М.В. 356, 395
118. Мечников Ю.П. 272
119. Миненко П.А. 272
120. Миненко Р.В. 272
121. Митюнина И.Ю. 408
122. Михайлов В.О. 276
123. Михеева Т.Л. 279
124. Мичурин А.В. 59
125. Мойланен Е.В. 167
126. Мотрюк Е.Н. 63, 177, 188, 225, 229
127. Муравина О.М. 72, 106, 304
128. Муравьев Л.А. 283, 327
129. Нархов Е.Д. 327
130. Натяганов В.Л. 287
131. Непоклонов В.Б. 199
132. Никитин А.А. 291
133. Новикова П.Н. 47, 294
134. Носырев М.Ю. 157
135. Оборнев Е.А. 377
136. Оборнев И.Е. 377
137. Овчаренко А.В. 8
138. Овчарова Т.А. 411
139. Панченко Н.В. 279
140. Паршаков Е.И. 361
141. Петров А.В. 297, 299
142. Петрова В.В. 47
143. Пилипенко О.В. 47
144. Подмогов Ю.Г. 167
145. Поляков В.С. 202
146. Пономарева Т.А. 301
147. Пономаренко И.А. 304
148. Попков П.А. 109
149. Потапчук И.С. 83
150. Причепий Т.И. 307
151. Простолупов Г.В. 364, 390
152. Пушкарёв П.Ю. 133
153. Пыстин А.М. 301
154. Рашидов В.А. 47
155. Родионов Е.А. 377
156. Романов А.М. 312
157. Савельев Д.В. 327
158. Савин В.А. 317
159. Савченко А.С. 255
160. Санжаровская В.В. 317
161. Сапожников В.М. 322
162. Сапунов В.А. 327
163. Сенчина Н.П. 26
164. Симанов А.А. 59, 121
165. Слепак З.М. 332
166. Слепцов С.В. 109
167. Соколова Т.Б. 379
168. Соловьёв В.Н. 199
169. Спасский Б.А. 429
170. Стариков В.С. 337
171. Старостенко В.И. 94, 255
172. Степанов Ю.И. 361
173. Степанова И.Э. 162
174. Тайницкий А.А. 361
175. Тамахин А.С. 340
176. Тарантин М.В. 364
177. Тимошкина Е.П. 276
178. Ткаченко Н.С. 368
179. Третьяков А.И. 16
180. Триколиди Г.Ю. 343
181. Трусов А.А. 39, 47
182. Урдабаев А.Т. 347
183. Федорова Н.В. 283
184. Филатов В.В. 352
185. Хайретдинов С.А. 276
186. Халиулин И.И. 356
187. Халиулин И.Э. 395
188. Хохлова В.В. 121
189. Храпенко О.А. 8
190. Христенко Л.А. 361
191. Цидаев А.Г. 264
192. Чадаев М.С. 364
193. Чепиго Л.С. 368, 379
194. Черемисина Е.Н. 291
195. Черноскутов А.И. 260
196. Шайхуллина А.А. 370, 372
197. Шакуро С.В. 55
198. Шамина А.А. 287
199. Шелихов А.П. 374
200. Шимелевич М.И. 377
201. Широкова Т.П. 379
202. Шкиря М.С. 385
203. Штокаленко М.Б. 26
204. Щербинина Г.П. 390
205. Яицкий Н.Н. 395
206. Якимчик А.И. 398
207. Якимчук Н.А. 237, 242, 247
208. Яновская Ю.А. 153

Научное издание

**ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ**

Сборник научных трудов
Выпуск 1 (46)

Рекомендовано к изданию Ученым советом ГИ УрО РАН

Ответственный за выпуск
д.г.-м.н. Бычков С.Г.

Техническое редактирование,
компьютерная верстка
к.г.-м.н. Новикова П.Н.

Подписано в печать 09.01.2019
Формат 60x90 1/8, Усл.печ.л. 54,25
Тираж 300 экз. Заказ 23

Отпечатано в ООО «Типограф»
Пермский край, г.Соликамск,
Соликамское шоссе, 17. Тел.: (342 53) 7-73-08