

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего
образования

«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»



На правах рукописи

ВОРОШИЛОВ Владислав Алексеевич

**РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ**

Специальность 1.6.9 – «Геофизика»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата технических наук

Научный руководитель:
доктор технических наук, профессор
Костицын Владимир Ильич

Пермь – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
1 ТРАНСФОРМАЦИИ ДАННЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ	12
1.1 МЕТОДЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ПЕРВОГО КЛАСА	13
1.1.1 Фурье-преобразование	14
1.1.2 Цифровая линейная фильтрация	17
1.2 МЕТОДЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ВТОРОГО КЛАСА – ИСТОКООБРАЗНАЯ АППРОКСИМАЦИЯ ПОЛЕЙ	18
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 1	22
2 СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКОЙ АППРОКСИМАЦИИ ДАННЫХ МАГНИТОРАЗВЕДКИ	24
2.1 Оценка влияния вектора эффективной намагниченности на точность истокообразной аппроксимации	24
2.2 Использование двухуровневой аппроксимационной конструкции	31
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 2	38
3 ПРИМЕНЕНИЕ ЭМПИРИЧЕСКОЙ МОДОВОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ГРАВИРАЗВЕДКИ И МАГНИТОРАЗВЕДКИ.....	40
3.1 ЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДОВАЯ ДЕКОМПОЗИЦИЯ	40
3.1.1 Базовый алгоритм EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION	41
3.1.2 Построение огибающих СИГНАЛА	45
3.1.3 Возможности 2,5D и 3D EMD-разложения	46
3.2 ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ EMD.....	51
3.2.1 Моделирование геофизических полей.....	51
3.2.2 Фильтрация данных с высоким отношением шум/сигнал	53
3.2.3 Расширение признакового пространства для комплексной интерпретации	59

3.2.4 Корреляционные методы интерпретации геопотенциальных полей	61
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 3	63
4 УПРАВЛЯЕМАЯ ЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДОВАЯ ДЕКОМПОЗИЦИЯ ...	64
4.1 АЛГОРИТМ УПРАВЛЯЕМОЙ ЭМПИРИЧЕСКОЙ МОДОВОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ...	65
4.2 СРАВНЕНИЕ EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION И GUIDED EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION	71
4.3 ПСЕВДО-3D GEMD-РАЗЛОЖЕНИЕ	73
4.4 ТРЕХМЕРНОЕ GEMD-РАЗЛОЖЕНИЕ	76
4.5 ПРОГРАММА «РАЗЛОЖЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА МОДИФИЦИРОВАННЫЕ МОДОВЫЕ ФУНКЦИИ EMD (MMF)»	79
4.6 ПРИМЕНЕНИЕ GEMD ДЛЯ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПОЛЕВЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ	82
4.6.1 Геологическое строение исследуемого участка	83
4.6.2 Прямая задача гравirazведки	84
4.6.3 Методика и техника гравиметрических работ	90
4.6.4 Обработка и интерпретация гравиметрических данных.....	91
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 4	97
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	99
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	101
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	103

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования.

Решение проблемы воспроизводства и расширения минерально-сырьевой базы России требует повышения эффективности геофизических исследований на всех этапах геологоразведочных работ.

Весьма актуальным является создание новых способов компьютерных технологий истолкования геофизических полей, позволяющих решать сложные геологические задачи. Применение современных технологий извлечения геологической информации из данных полевых наблюдений, в сочетании с резко возросшими вычислительными возможностями современных электронных вычислительных машин, существенно расширяет возможности методов гравиразведки и магниторазведки.

В диссертации представлены программно-алгоритмические и методические разработки по совершенствованию построения аналитических моделей геопотенциальных полей с использованием истокообразной аппроксимации, вычислению трансформант по материалам разномасштабных геофизических съемок, а также новая модификация метода эмпирической модовой декомпозиции GEMD, предназначенная для анализа результатов измерения нестационарных геофизических полей, выполненных в 2D (профильном) и 3D (площадном) вариантах. Ее отличительной особенностью является использование кусочно-постоянных функций и эффектов эквивалентных источников при построении огибающих сигнала.

Степень научной разработанности проблемы.

Исследованиями в области трансформаций геопотенциальных данных в разные годы занимались В. И. Аронов, В. М. Березкин, Ю. Д. Буланже, С. Г. Бычков, В. Б. Виноградов, В. Н. Глазнеев, Ф. М. Гольцман, Г. Я. Голиздра, А. С. Долгаль, Г. В. Иголкина, Т. Б. Калинина, И. А. Керимов, В. И. Костицын, А. А. Никитин, А. В. Петров, А. В. Пугин, А. С. Розенберг, А. Ш. Файтельсон, А. В. Цирульский, D. Kahaner, S. Moler, S. Soler и другие исследователи.

Развитие аппроксимационного подхода к обработке данных геопотенциальных полей связано с именами известных ученых: В. И. Аронова, Е. Г. Булаха, В. М. Гордина., А. С. Долгаля, И. А. Керимова, А. К. Маловичко, П. С. Мартышко, В. М. Новоселицкого, А. В. Пугина, В. И. Старостенко, И. Э. Степановой, В. Н. Страхова, С. А. Тихоцкого, и других исследователей.

Вопросами использования эмпирической модовой декомпозиции (Empirical Mode Decomposition – EMD) занимались П. И. Балк, М. А. Бабуркина, А. В. Давыдов, В. А. Давыдов, А. С. Долгаль, Л. А. Долгих, Д. Б. Иванов, Д. Ф. Калинин, П. Н. Новикова, А. Н. Павлов, А. Е. Филатова, Х. Хасан, Л. А. Христенко, Ю. А. Яновская, Н. Hassan, N. Huang, S. Shen и другие.

Основные результаты исследований, названных ученых, были учтены при выполнении работы над диссертацией.

Цель исследований

Целью диссертационной работы является создание эффективных алгоритмов моделирования и трансформации данных гравиразведки и магниторазведки для более полного извлечения геологической информации из данных полевых измерений.

Задачи исследований

Основные задачи, решаемые в рамках диссертации:

1. Разработать и апробировать методику учета аномалеобразующих объектов, находящихся вне территории проведения крупномасштабных полевых геофизических работ при построении аналитических моделей геопотенциальных полей;

2. Провести обоснование эмпирической модовой декомпозиции с целью моделирования и трансформации двумерных и трехмерных данных гравиразведки и магниторазведки. Разработать программу, реализующую EMD-преобразование и апробировать алгоритм на модельных и реальных данных;

3. Разработать и обосновать алгоритм, позволяющий проводить трехмерное EMD-преобразование данных гравиразведки и магниторазведки;

4. Разработать программу, реализующую двумерное, псевдотрёхмерное и трехмерное EMD-преобразование.

Научная новизна:

1. Разработана методика учета объектов, расположенных за пределами площади съемки при аппроксимационном подходе построения трансформант;

2. Теоретически обосновано и апробировано использование эмпирической модовой декомпозиции для обработки и моделирования данных гравиразведки и магниторазведки.;

3. Разработан алгоритм управляемой эмпирической модовой декомпозиции (Guided Empirical Mode Decomposition или GEMD), позволяющий проводить разложение данных площадных геофизических съемок на независимые эмпирические модовые составляющие;

4. Реализована программа, позволяющая проводить Guided Empirical Mode Decomposition двумерных и трехмерных геофизических данных.

Практическая и теоретическая значимость работы

Разработаны технологии высокоточного вычисления трансформант гравитационных и магнитных аномалий, совместного использования разномасштабных съемок в процессе истокообразной аппроксимации, а также даны рекомендации по использованию EMD-разложения и его модификаций для анализа геофизических данных.

Разработанные алгоритмы позволяют существенно улучшить результаты выделения компонент геопотенциальных полей, связанных с различными геологическими объектами (или структурами), для их последующей геологической интерпретации. Применение созданной программы на основе эмпирической модовой декомпозиции позволяет извлекать из данных полевых измерений скрытую информацию о геологическом строении недр.

При использовании предложенных алгоритмов значительно повышается эффективность геофизических работ при решении картировочных, прогнозно-поисковых и инженерно-геологических задач. Разработанные автором

методы и алгоритмы применялись для уточнения геологического строения соляной толщи Верхнекамского месторождения солей.

Методология и методы исследования

В состав исследований входило: изучение теоретических основ использующихся методов, разработка алгоритмов, написание программ в среде объектно-ориентированного программирования, выполнение вычислительных экспериментов, анализ результатов экспериментов, качественная интерпретация материалов гравиразведки на Верхнекамском месторождении солей, участие в написании отчетов по результатам производственных работ с использованием созданных компьютерных технологий.

В процессе проведения исследований автор использовал известные положения теории потенциала, математического анализа, линейной алгебры, вычислительной математики, физики, методологии интерпретации геофизических полей и программирования. В качестве конкретных методов были использованы математическое моделирование, истокообразные аппроксимации, линейная фильтрация, эмпирическая модовая декомпозиция, спектральный анализ, вейвлет-анализ.

Защищаемые положения

1. Методика моделирования гравитационного и магнитного полей, основанная на истокообразной аппроксимации результатов разномасштабных геофизических съемок, позволяет повысить точность вычисления трансформант за счет минимизации искажений, проявляющихся в периферических частях территории исследований.

2. Применение эмпирической модовой декомпозиции, с использованием истокообразных аппроксимаций при построении огибающих сигнала, уменьшающих влияние краевых эффектов, позволяет решать широкий спектр задач моделирования и преобразования двумерных и трехмерных данных гравиразведки и магниторазведки.

3. Компьютерная технология трехмерной контролируемой эмпирической модовой декомпозиции, позволяющая приближённо выделять компоненты интерпретируемого поля, обусловленные разноглубинными геоплотностными (геомагнитными) границами и объектами.

Степень достоверности результатов

Диссертация отражает результаты научных исследований, выполненных в период учебной и трудовой деятельности автора с 2017 по 2022 года в организациях ФГАОУ ВО «ПГНИУ» и АО «ВНИИ Галургии».

Достоверность научных положений, выводов и рекомендаций подтверждена использованием современных методов обработки и интерпретации геолого-геофизической информации, согласованностью полученных результатов исследований с теоретическими положениями и опубликованными материалами других исследователей. Результаты, представленные в диссертации, прошли рецензирование и были опубликованы в журналах, рекомендованных ВАК.

Результаты, полученные при качественной интерпретации данных гравиметрической съемки на участке с аномалией типа «эрозионный врез» соотносятся с известным геологическим строением и приносят новую информацию о геологическом строении. Разработанные методики и технологии внедрены в процесс разведочных работ на Верхнекамском месторождении солей.

Апробация диссертации:

По теме диссертации опубликовано 19 статей, из них 3 статьи входят в списки ВАК, 7 – в базу SCOPUS. Получен 1 патент и 5 свидетельств о государственной регистрации программ для ЭВМ.

Основные результаты исследований и положения диссертационной работы докладывались на конференциях и семинарах различного уровня:

- XVIII Уральская молодежная научная школа по геофизике (2017);
- 46-я сессия Международного семинара имени Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных магнитных и электрических полей» (2019);

- 39-я Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Геология и полезные ископаемые Западного Урала» (2019);
- XIII Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Геология в развивающемся мире" (2020);
- 40-я Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Геология и полезные ископаемые Западного Урала» (2020);
- международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промысловой геофизики» (2020);
- 47-я сессия Международного семинара имени Д.Г. Успенского – В. Н. Страхова «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей» (2020);
- 16-я научно-практическая конференция и выставка «Инженерная и рудная геофизика 2020» (2020);
- 17-я научно-практическая конференция и выставка «Инженерная и рудная геофизика 2021» (2021);
- всероссийская научно-практическая конференция «Пермская система земного шара – 180 лет» (2021).

Объем и структура работы

Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения. Изложена на 115 страницах, включая 40 рисунка, 11 таблиц, 14 формул, список сокращений и условных обозначений, список использованной литературы из 85 наименований.

Автор выражает благодарность научному руководителю д.т.н., профессору Костицыну Владимиру Ильичу за поддержку и консультации на протяжении образовательной и научной деятельности в аспирантуре. Зарождением интереса к научной деятельности автор обязан к.г.-м.н. Новиковой Полине Николаевне и к.ф.-м.н. Пугину Алексею Витальевичу.

Большое влияние на взгляды автора оказало общение и научное сотрудничество с д.ф.-м.н., профессором Александром Сергеевичем Долгалем.

Глубокую признательность и благодарность автор выражает к.т.н. Жукову Александру Анатольевичу за неоценимую поддержку в проведении исследований.

Автор выражает благодарность за поддержку и помощь в работе над диссертацией, за создание прекрасной атмосферы и конструктивные замечания творческому коллективу АО «ВНИИ Галургии»: к.т.н. А. М. Пригаре, Р. И. Цареву, Д. С. Грибкову, А. В. Глухих.

Исходные материалы и личный вклад автора

Личный вклад автора заключается в следующем:

– проведены теоретические исследования с целью подтверждения гипотезы о равенстве эффективной намагниченности аномалиеобразующих призм и элементарных источников. Проведена апробация двухуровневых аппроксимационных конструкций при трансформации данных аэромагнитных съемок разных масштабов. Даны рекомендации для использования двухуровневых истокообразных аппроксимационных конструкций магнитного поля;

– проанализирована возможность использования эмпирической модовой декомпозиции для трансформации данных гравиразведки и магниторазведки. Приведен алгоритм классического алгоритма EMD и варианты его усовершенствования для данных геофизики. Даны рекомендации по использованию 2,5D и 3D модификаций эмпирической модовой декомпозиции при работе с геофизическими данными. Программно реализован алгоритм 2D, 2,5D и 3D EMD в рамках программного обеспечения «EMD v.2.0 (MMF)». Приведены примеры использования разработанного алгоритма при трансформации данных гравиразведки и магниторазведки;

– описан алгоритм управляемой эмпирической модовой декомпозиции, снимающий недостатки классического EMD. Описанный алгоритм реализован в рамках программного обеспечения «EMD v.2.0 (MMF)». Использование предложенного алгоритма позволяет уменьшить число обусловленности системы линейных арифметических уравнений на несколько порядков. На основе алгоритма была реализована устойчивая трехмерная модификация EMD;

– показаны практические результаты использования управляемой эмпирической модовой декомпозиции при обработке данных гравиметрии на месторождении калийных солей. Трансформация гравиразведочных данных при использовании управляемой эмпирической модовой декомпозиции позволяет выделить составляющие поля, ассоциируемые с геологическим строением исследуемого участка.

Ценность научных работ соискателя состоит в создании новых и усовершенствовании существующих алгоритмов трансформации данных гравиразведки и магниторазведки. Основная ценность заключается в получении трансформант полей, напрямую ассоциируемых со структурой геологической среды, что позволяет грамотно и адекватно провести количественную и геологическую интерпретацию данных.

1 ТРАНСФОРМАЦИИ ДАННЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

На величину гравитационных и магнитных аномалий в каждой из точек наблюдений оказывают влияние многочисленные геологические объекты, имеющие различную форму, залегающие на разных глубинах, петрофизические характеристики которых (эффективная плотность и эффективная намагнитченность) изменяются в широком диапазоне. По этой причине аномальные поля оказываются достаточно сложными, что не только затрудняет их геологическое истолкование, но во многих случаях мешает даже визуальному обнаружению некоторых аномалий. В такой ситуации для проведения интерпретации целесообразно прибегнуть к разделению сложных полей на более простые компоненты, каждую из которых можно проанализировать отдельно, а затем, на основе всех полученных сведений, сформировать геоплотностную (геомагнитную) модель изучаемого объема геологической среды. Эта идея, возникшая на ранних этапах развития прикладной геофизики, получила очень широкое распространение в практике интерпретации геопотенциальных полей [21].

При любом преобразовании экспериментальных данных (наблюденного поля) общее количество информации об источниках поля не может возрасти (строго говоря – убывает). Однако контрастное выявление тех или иных «порций» информации, связанных с определенными геологическими объектами, часто настолько важно, что теоретическая потеря информации не имеет значения. Таким образом, исходным материалом интерпретации данных геопотенциальных полей являются их трансформанты. Процесс трансформации заключается в применении различных фильтров к наблюдаемым данным с целью выделения полезной информации и подавлению сигналов-помех. Сигнал, являющийся полезной информацией, определяется как аномалия от целевого геологического объекта. Например, в случае поиска разуплотненных зон в верхней части разреза гравиразведкой, сигналом-помехой будет поле, создаваемое глубинным строением

участка исследований, локальными геологическими неоднородностями. В случае же решения задачи по картированию кровли глубинного горизонта гравиразведкой сигналом-помехой, например, будет являться поле, создаваемое зонами разуплотнения в приповерхностной части разреза [21].

В общем случае трансформантой функции $u(x, y, z)$, определённой на плоскости S , называется новая функция $v(x, y, z)$, определенная на новой поверхности S^* :

$$v(x, y, z) = T\{u(x, y, z)\}, \quad (1.1)$$

где T – некий оператор трансформации.

Оператором трансформации T может являться любое математическое преобразование исходных данных: вычисление 1-й вертикальной производной поля, сглаживание в скользящем окне 15x15 и т.д. Выбор типа трансформации (вида функции v) определяется характером решаемой геологической задачи и объемом имеющейся априорной информации. К трансформациям также можно отнести исключение из наблюдаемого поля составляющей, создаваемой известными геологическими структурами. Результатом такой трансформанты является геологическое редуцирование наблюдаемого поля.

В связи с отсутствием общей классификации трансформант геопотенциальных полей в диссертации будет рассмотрена классификация, основанная на разделении трансформант по типу вычислительных методов, предложенная А. С. Долгалем [21].

Рассмотрим краткий обзор наиболее часто используемых трансформант в процессе обработки данных геопотенциальных полей.

1.1 МЕТОДЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ПЕРВОГО КЛАСА

К методам трансформации первого класса относятся: Фурье-преобразование и цифровая линейная фильтрация.

1.1.1 ФУРЬЕ-ПРЕОБРАЗОВАНИЕ

В науках, связанных с обработкой данных широко используются разложение анализируемых сигналов в ряды, части которых представляют собой простые функции, такой подход в дальнейшем значительно упрощает вычисления. Широкое применение Фурье-преобразования в геофизике связано с тем, что полученный ряд простых функций прозрачно ведет себя при дифференцировании, интегрировании и других необходимых в геофизической практике процедур.

Ряд Фурье ставит в соответствие периодической функции $f(x)$, заданной в интервале $[a,b]$, последовательность ее коэффициентов Фурье A_n и B_n .

Совокупность коэффициентов A_n и B_n называется спектром функции $f(x)$. Амплитудную составляющую спектра образуют значения $|S_k| = \sqrt{A_n^2 + B_n^2}$, а его фазовую составляющую – значения $\varphi_k = \arctg(A_n/B_n)$. Спектр – это функция, описывающая распределение амплитуд и фаз по различным частотным составляющим (гармоникам с номерами n) сигнала $f(x)$ начиная с низкочастотных и заканчивая высокочастотными составляющими.

А.С. Долгаль [21] приводит частотные характеристики основных типов трансформант в табличном (таблица 1.1) и графическом виде (рисунок 1.1).

Таблица 1.1 – Частотные характеристики трансформаций для данных профильных измерений

Трансформация	Частотная характеристика
Осреднение поля в скользящем окне размером $2l$	$\Phi(\omega) = \frac{\sin(\omega l)}{\omega l}$
Аналитическое продолжение поля в верхнее полупространство на высоту h	$\Phi(\omega) = e^{-\omega h}$
Аналитическое продолжение поля в нижнее полупространство на глубину h	$\Phi(\omega) = e^{\omega h}$
Вычисление производной порядка n	$\Phi(\omega) = i\omega^n$
Полосовая фильтрация: вычисление производной порядка n на высоте h	$\Phi(\omega) = i\omega^n e^{-\omega h}$
Вычисление первообразной на высоте h	$\Phi(\omega) = \frac{1}{ \omega } e^{-\omega h}$

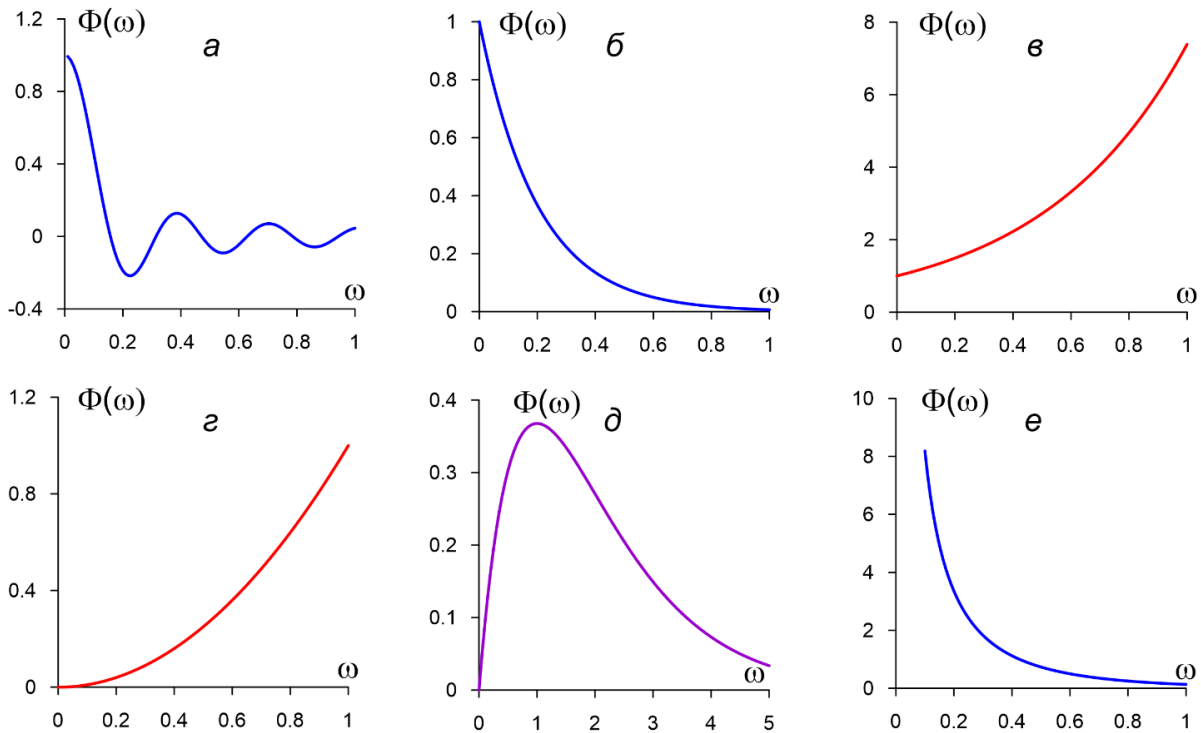


Рисунок 1.1 Частотные характеристики трансформаций: *a* – осреднение в скользящем окне; *б* – пересчет в верхнее полупространство; *в* – пересчет в нижнее полупространство; *г* – вычисление производной; *д* – вычисление производной на высоте; *е* – вычисление первообразной

Модель аномального геопотенциального поля u в прикладной геофизике, учитывающая наличие в поле помех ε различной природы, представляет собой сумму трех составляющих различающихся по своим частотным характеристикам

$$u = u_{\text{рег}} + u_{\text{лок}} + \varepsilon, \quad (1.2)$$

где $u_{\text{рег}}$ – региональная составляющая аномального геопотенциального поля;

$u_{\text{лок}}$ – локальная составляющая аномального геопотенциального поля.

Наименьшую ширину будет иметь спектр региональной составляющей $u_{\text{рег}}$, имеющий низкочастотный состав; наибольшую – высокочастотный спектр помехи ε .

Трансформации с использованием Фурье-преобразования геофизических полей представляют собой процесс частотной фильтрации поля в результате

преобразования $u(x)$ в $v(x)$ формула (1.1) происходят изменения в его спектральном составе за счет подавления тех или иных частот (рисунок 1.2). За счет того, что региональная составляющая геофизических данных имеет низкочастотный состав, а помехи различной природы – высокочастотный имеется возможность извлекать необходимую информацию путем частотной селекции.

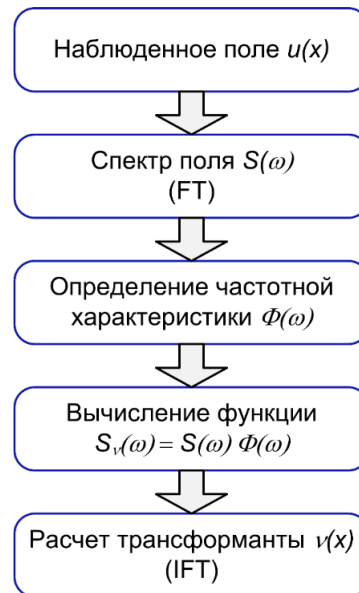


Рисунок 1.2 – Схемы вычисления трансформант с использованием преобразований Фурье (по С. А. Серкерову)

На практике наиболее часто используемым способом, для вычисления спектра сигнала, заданного в цифровом виде, используют быстрое преобразование Фурье. Основным преимуществом этого преобразования является увеличение скорости вычислений из-за меньшего числа операций, при этом точность получаемых спектральных характеристик сигнала не уменьшается.

Существуют также модификации, увеличивающие точность получаемых спектральных характеристик. Так, при вычислении амплитудных (энергетических) спектров хорошие результаты дает так называемый способ максимальной энтропии. Он является адаптивным, лучше передает частотный состав сигнала и обладает более высокой разрешающей способностью.

1.1.2 ЦИФРОВАЯ ЛИНЕЙНАЯ ФИЛЬТРАЦИЯ

Цифровой линейной фильтрацией называется процесс вычисления трансформированных значений поля $v(x)$ с помощью числовых последовательностей исходного поля и весовой функции фильтра. При численной фильтрации получают дискретные значения сигнала на выходе фильтра по дискретным значениям весовых функций и сигнала на входе:

$$v_j = P * u = \sum_{i=1}^M P_i u_{j-i}, \quad (1.3)$$

где P_i – дискретные значения весовой функции фильтра (весовые коэффициенты); u_{j-i} – входные (исходные) значения сигнала.

Весовые функции, используемые при трансформациях геофизических полей, обычно выражаются числовыми последовательностями симметричными относительно центрального значения. Схема выполнения преобразования (1.3) дана на рисунке 1.3.

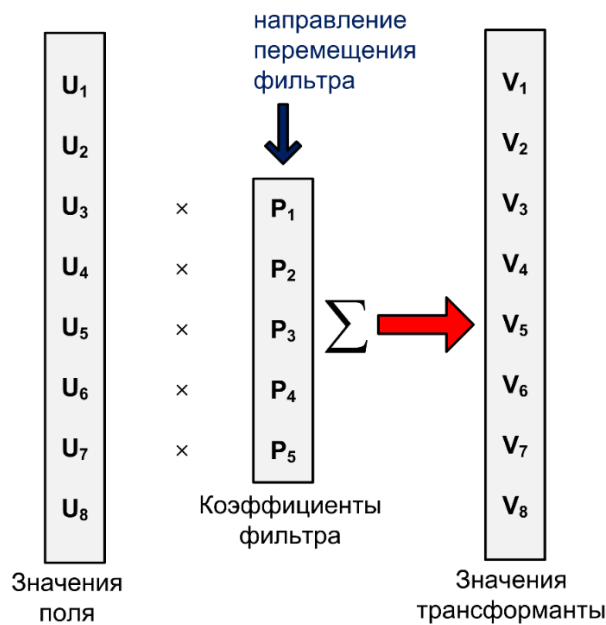


Рисунок 1.3 – Схема применения цифрового фильтра длиной 5 точек

Вычисляемые таким способом значения трансформанты $v(x)$ относятся к точке x , с которой совпадает центр последовательности P_i . Эти значения нельзя получить для точек на концах профиля, в которых размещение коэффициентов

фильтра выходит за границы интервала значений поля. Например, для представленного на рисунке 1.3 линейного фильтра, состоящего из 5 значений весовой функции, можно вычислить $(N - 4)$ значений трансформанты по N значениям исходного поля.

Существуют аналитические выражения, определяющие взаимосвязь между полем и его различными трансформантами. Некоторые из этих выражений приведены в табл. 1.2. С использованием этих выражений можно рассчитать значения весовой функции P_i для конкретных параметров трансформации при имеющемся шаге наблюдений Δx . Этот подход широко использовался в графоаналитических методах преобразования полей: система упорядоченных относительно Δx значений P_i , изображенная в масштабе профиля, называется палеткой.

Таблица 1.2 – Характеристика трансформаций гравитационного поля $u(x, z)$ (двухмерная задача – профильный вариант)

Сущность трансформации $v(x, z) = T\{u(x, z)\}$	Аналитическое выражение трансформанты $v(x, z)$
Расчет поля на уровне $z = const$ верхнего полупространства $z > 0$	$\frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{u(\xi, 0) d\xi}{[(\xi - x)^2 + z^2]}$
Расчет 1-й вертикальной производной на уровне $z = const$ верхнего полупространства $z > 0$	$\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{[z^2 - (\xi - x)^2] u(\xi, 0) d\xi}{[(\xi - x)^2 + z^2]^2}$
Расчет 1-й вертикальной производной на профиле наблюдений $z = 0$	$\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{[u(\xi, 0) - u(x, 0)] d\xi}{(\xi - x)^2}$
Расчет первообразной на профиле наблюдений $z = 0$	$\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} u(\xi, 0) \ln \xi - x d\xi$

1.2 МЕТОДЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ВТОРОГО КЛАСА – ИСТОКООБРАЗНАЯ АППРОКСИМАЦИЯ ПОЛЕЙ

Трансформация дискретно заданных значений гравитационного и магнитного полей могут осуществляться с использованием аппроксимации истокообразными функциями. При этом используется приближение наблюдаемого

поля u теоретическим полем u' , представленным в виде системы потенциальных функций. Данная система функций представляет собой совокупный аномальный эффект многих элементарных тел, обладающих соответствующими физическими характеристиками (массой или магнитным моментом). Первые работы по построению эквивалентных распределений масс принадлежат, по мнению В.Ф. Пашко и В.И. Старостенко, болгарскому геофизику Д. Зидарову. Г.Я. Голиздра отдает приоритет в этом вопросе отечественным исследователям Н.И. Идельсону и Л.Н. Сретенскому, указавшим на возможность представления гармонических функций в виде потенциалов простого и двойного слоев. Е.Г. Булах писал, что идея построения эквивалентных распределений масс, аппроксимирующих наблюдаемое поле, параметры которых определяются методом подбора, принадлежит М.С. Молоденскому и А.К. Маловичко. Эффективные вычислительные схемы, реализующие аппроксимационный подход, предложены в 1967 году В.И. Ароновым и, независимо, в 1968 году норвежским исследователем А. Бьерхаммаром. Дальнейшее развитие теория и практика построения аналитических аппроксимаций геофизических полей с использованием эквивалентных источников получили в работах В.Н. Страхова, Е.Г. Булаха, В.М. Гордина, В.И. Старостенко, И.Э. Степановой, С.А. Тихоцкого, А.С. Долгаля и др [14, 61, 17]. В настоящее время рассматриваемые методы получили неформальное название «истокообразная аппроксимация».

В.И. Ароновым теоретически доказана возможность приближенного аналитического представления потенциального поля u полем u' масс, распределенных с некоторой плотностью $\sigma(M)$ на внутренней поверхности S' , расположенной всюду ниже поверхности $S=S(x, y, z)$ задания поля u .

Поскольку аномальное геопотенциальное поле u всегда отягощено помехой δu , так что $u = u_g + \delta u$, при аппроксимации его измеренных значений фактически необходимо построить приближенное функциональное описание u' неизвестной гармонической составляющей u_g . Приближенная оценка δ нормы помех $\|\delta u\|$ при геофизической съемке выполняется по данным повторных наблюдений, именно δ

в дальнейшем служит мерой допустимого расхождения измеренного поля и его теоретической модели.

Приближение u' задается в явном виде. Продолжение теоретического поля u' в область, не содержащую его источники, а также вычисление в этой области производных любого порядка выполняются абсолютно точно. Это означает, что, один раз выполнив аппроксимацию поля u на земной поверхности S аналитической моделью u' , можно производить вычисление любых трансформант последней с точностью до ошибок округления. Фактическое совпадение модельного и измеренного полей (а также их трансформант) в области, свободной от их источников, будет определяться тем, насколько близки между собой аппроксимирующая функция u' и неизвестное гармоническое поле u_g .

Совокупность элементарных источников, порождающих теоретическое поле u' , является эквивалентной моделью некоторого объема геологической среды. На значения физических параметров модели не налагается никаких ограничений, единственным условием является соблюдение требуемой близости наблюдаемого и теоретического полей $\|u - u'\| \leq \delta$. Этим объясняется разнообразие в выборе стратегий построения пространственных распределений эквивалентных масс (или магнитных моментов).

Суть метода истокообразной аппроксимации состоит в приближении гравитационного и магнитного полей аномальным эффектом эквивалентных источников, расположенных ниже поверхности наблюдений. Используется фиксированное пространственное расположение источников (достаточно часто – сеточная модель, отвечающая сети задания поля), их неизвестные физические параметры, как правило, определяются в результате решения линейной обратной задачи.

Аппроксимационная конструкция – это эквивалентная физико-математическая интерпретационная модель (по классификации В. Н. Страхова), которая обеспечивает лишь требуемую степень близости наблюдаемого и модельного полей. Поэтому она не используется в качестве модели

распределения петрофизических свойств в изучаемом объеме среды для получения геологической информации.

Истокообразные аппроксимации являются эффективным инструментом трансформации и интерполяции геопотенциальных полей. Аналитическое приближение дискретных измерений позволяет достаточно точно выполнять различные математические преобразования для цифровых моделей полей. Использование в качестве базисных функций аномалий для элементарных источников, относящихся к тому же классу, что и измеренные поля, придает этим преобразованиям физический смысл.

К несомненным достоинствам метода следует отнести высокую точность результатов, учет различий в высотах точек наблюдений, подавление негармонической составляющей поля (помехи), возможность выполнения 3D-интерполяции и трансформации данных в одном цикле расчетов.

Высокая неоднородность сети наблюдений осложняет применение одноуровневой аппроксимационной конструкции. В 1976 году В.И. Ароновым и В.О. Михайловым предложено выполнять расположение эквивалентных источников на нескольких уровнях глубин z под поверхностью наблюдений. В этой стратегии расстояния между уровнями размещения источников увязаны с максимальными и минимальными оценками расстояния между точками наблюдений в плане. Аппроксимация наблюденного поля и выполняется последовательно, начиная от нижних уровней к верхним, от низкочастотных аномалий к высокочастотным.

Многоуровневая стратегия размещения источников основана на одном из важных физико-геологических принципов, согласно которому региональные аномалии поля отвечают влиянию небольшого числа глубинных источников, тогда как локальные аномалии – влиянию множества приповерхностных тел. При таких представлениях размещение эквивалентных источников в плане можно согласовать с морфологическими особенностями аппроксимируемого поля.

Подробный обзор истории становления истокообразных аппроксимаций представлен в [22].

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 1

Адекватное и обоснованное использование трансформаций гравитационного и магнитного поля является залогом успешной интерпретации данных. В зависимости от используемого метода трансформации следует учитывать заложенный в его основу математический аппарат и априорную информацию об участке исследований. Применение современных методов фильтрации и трансформации позволяет уменьшить влияние помех на получаемые результаты.

На величину гравитационных и магнитных аномалий в каждой из точек наблюдений оказывают влияние многочисленные геологические объекты, имеющие различную форму, залегающие на разных глубинах, петрофизические характеристики которых (плотность и намагниченность) изменяются в широком диапазоне. По этой причине аномальные поля оказываются достаточно сложными, что не только затрудняет их геологическое истолкование, но во многих случаях мешает даже визуальному обнаружению аномалий от слабоконтрастных или глубоко залегающих объектов. В такой ситуации для проведения интерпретации целесообразно прибегнуть к разделению сложных полей на более простые компоненты, каждую из которых можно проанализировать отдельно, а затем, на основе всех полученных сведений, сформировать геоплотностную (геомагнитную) модель изучаемого объема геологической среды. Эта идея, возникшая на ранних этапах развития прикладной геофизики, получила очень широкое распространение в практике интерпретации геопотенциальных полей.

При любом преобразовании экспериментальных данных (наблюденного поля) общее количество информации об источниках поля не может возрасти (строго говоря – убывает). Однако контрастное выявление тех или иных «порций» информации, связанных с определенными геологическими объектами, часто настолько важно, что теоретическая потеря информации не имеет значения. Таким образом, исходным материалом для качественной интерпретации данных геопотенциальных полей являются их трансформанты. Набор трансформант также может использоваться в качестве исходных данных для методов безэталонной

классификации и распознавания образов. Процесс трансформации заключается в применении различных фильтров к наблюдаемым данным с целью выделения полезной информации и подавлению сигналов-помех. Сигнал, являющийся полезной информацией, определяется как аномалия от целевого геологического объекта.

2 СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКОЙ АППРОКСИМАЦИИ ДАННЫХ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

2.1 ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕКТОРА ЭФФЕКТИВНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ НА ТОЧНОСТЬ ИСТОКООБРАЗНОЙ АППРОКСИМАЦИИ

В настоящее время созданы и успешно применяются на практике различные алгоритмы трансформации и интерполяции геопотенциальных полей, базирующиеся на использовании истокообразных функций (полей элементарных источников). Следует отметить, что основная часть разработок и публикаций относится к области гравиразведки, где физическая характеристика аномалиеобразующих объектов – эффективная плотность $\sigma_{эф}$ является скалярной величиной. В качестве примера можно привести успешно развивающийся метод S -аппроксимаций [61]. В вычислительном плане задача аналитической аппроксимации аномалий силы тяжести сводится к определению значений $\sigma_{эф}$ источников поля путем итерационного решения системы линейных алгебраических уравнений вида $A\sigma_{эф} = \Delta g$.

В магниторазведке вместо $\sigma_{эф}$ используется векторная величина – эффективная намагниченность $J_{эф}$, являющаяся суммой индуцированной J_i и естественной остаточной намагниченности J_n горных пород. В общем случае направление вектора $J_{эф}$ не совпадает с направлением нормального магнитного поля Земли T_0 в районе исследований. В реальных физико-геологических условиях объективно существующий дефицит петрофизической информации не позволяет достоверно оценить величину J_n , поэтому при интерпретации магнитных аномалий широко используется предположение $J_{эф} \cong J_i$ [47]. Информация о параметрах нормального геомагнитного поля T_0 используется при вычислении одних составляющих напряженности магнитного поля через другие [62]. На нее же можно опираться и при истокообразной аппроксимации аномального магнитного поля ΔT ,

т.е. проводить решение систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с априорно заданным направлением $J_{эф}$.

В связи с этим возникает вопрос: не влечет ли пренебрежение различиями в $J_{эф}$ геологических объектов к дополнительным погрешностям при трансформации магнитного поля? Со строгих теоретических позиций этого происходить не должно, однако для численной реализации метода вопрос остается открытым. Далее будут представлены результаты вычислительных экспериментов, позволяющие получить ответ на этот вопрос, а также предложения методического характера, направленные на повышение точности результатов истокообразной аппроксимации данных магниторазведки [25].

В 2002 г. А.С. Долгаль получил экспериментальные результаты, свидетельствующие о том, что использование набора полубесконечных вертикально намагниченных стержней (однополюсных магнитов) для аппроксимации магнитных аномалий, обусловленных отдельными изолированными телами с обратной и наклонной намагниченностью, позволяет с высокой точностью осуществить расчет некоторых трансформант [23]. В частности, для наклонно намагниченной прямоугольной призмы $J_x = J_y = J_z = 2 \text{ А/м}$, среднеквадратическое расхождение δZ вычисленных по полю ΔT значений вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ с точными данными не превышает 0,75 нТл (рисунок 2.1).

Рассмотрим более сложную геомагнитную модель, представленную несколькими различно намагниченными прямоугольными призмами, расположенными ниже поверхности S , прообразом которой являлся реальный рельеф земной поверхности с изменением высот в диапазоне 27–445 м (таблица 2.1, рисунок 2.2, а). Магнитное склонение $D = 15^\circ$, наклонение $I = 65^\circ$. Значения $\Delta T(S)$ вычислялись путем решения прямой задачи магниторазведки в узлах сети 100×100 м на дневной поверхности (рисунок 2.2, б). Аналогичный цикл расчета выполнялся для находящейся над моделью горизонтальной плоскости $z = 500$ м, в результате которого было получено поле $\Delta T(500)$, приведенное на рисунке 2.2, б.

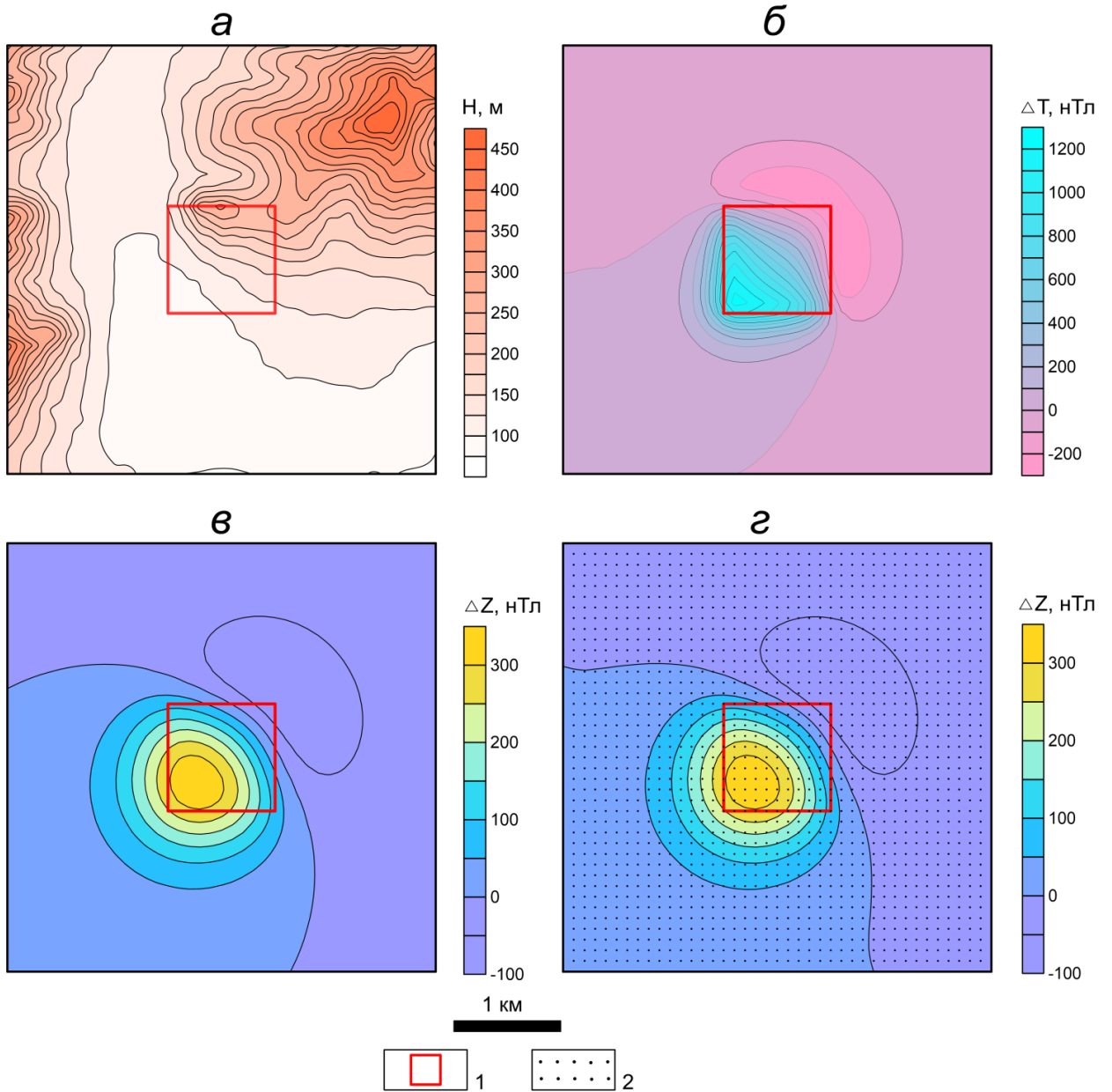


Рисунок 2.1 – Трансформация магнитного поля ΔT наклонно намагниченной призмы: а – поверхность измерений; результаты решения прямой задачи магниторазведки: б – поле ΔT , в – поле ΔZ ; результат аналитической аппроксимации: г - поле ΔZ : 1 – аномалиеобразующая призма; 2 – элементарные источники

Таблица 2.1 – Параметры геомагнитной модели

Номер призмы	Координаты центра, км		Глубины верхнего и нижнего оснований, км		Размер основания, км	Составляющие вектора $\mathbf{J}_{\text{эф}}$, А/м		
	X	Y	Z_1	Z_2		J_x	J_y	J_z
1	2,50	9,50	1	2	1	0	0	5
2	7,50	8,50	1	2	1	6	0	0
3	5,25	5,25	3	6	2	4	4	4
4	2,75	2,25	3	4	1	4	5	6
5	8,50	3,25	3	4	1	4	5	4

При аппроксимации поля $\Delta T(S)$ использовалась сеточная модель источников, расположенных под каждой точкой задания поля на глубине $h = 120$ м [2]. Предполагалось, что направление вектора $\mathbf{J}_{\text{эф}}$ совпадает с направлением поля T_0 в пределах всей области. Точность решения СЛАУ адаптивной модификацией итерационного метода Зейделя [23], увеличивающей в несколько раз скорость вычислений, в евклидовой метрике составила $\varepsilon = 0,1$ нТл (рисунок 2.3).

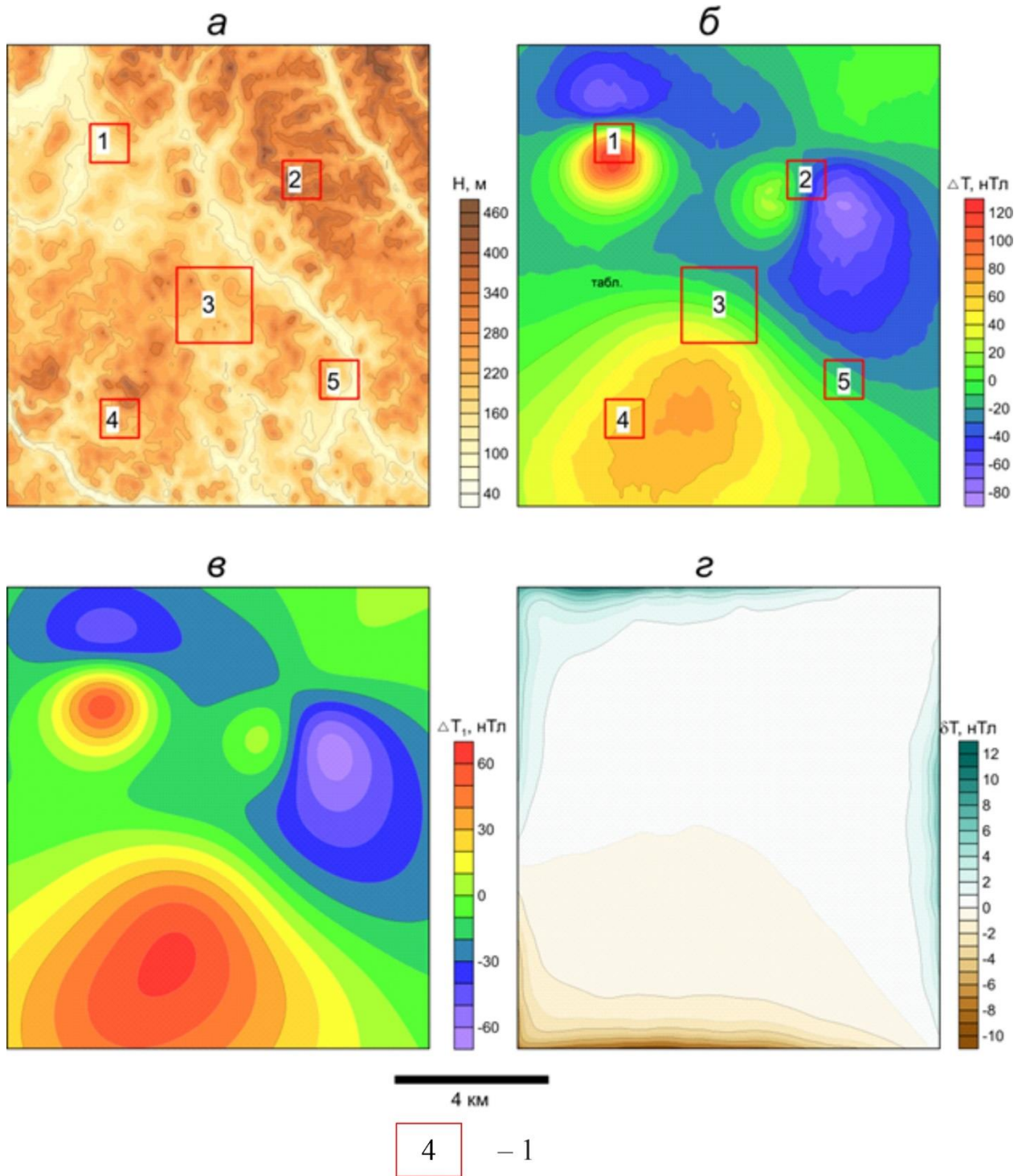


Рисунок 2.2 – Карты: а – изогипс поверхности S ; б – изодинам магнитного поля ΔT ; в – изодинам магнитного поля ΔT (500), г – изодинам магнитного поля δT : 1- аномалиеобразующая призма, ее номер

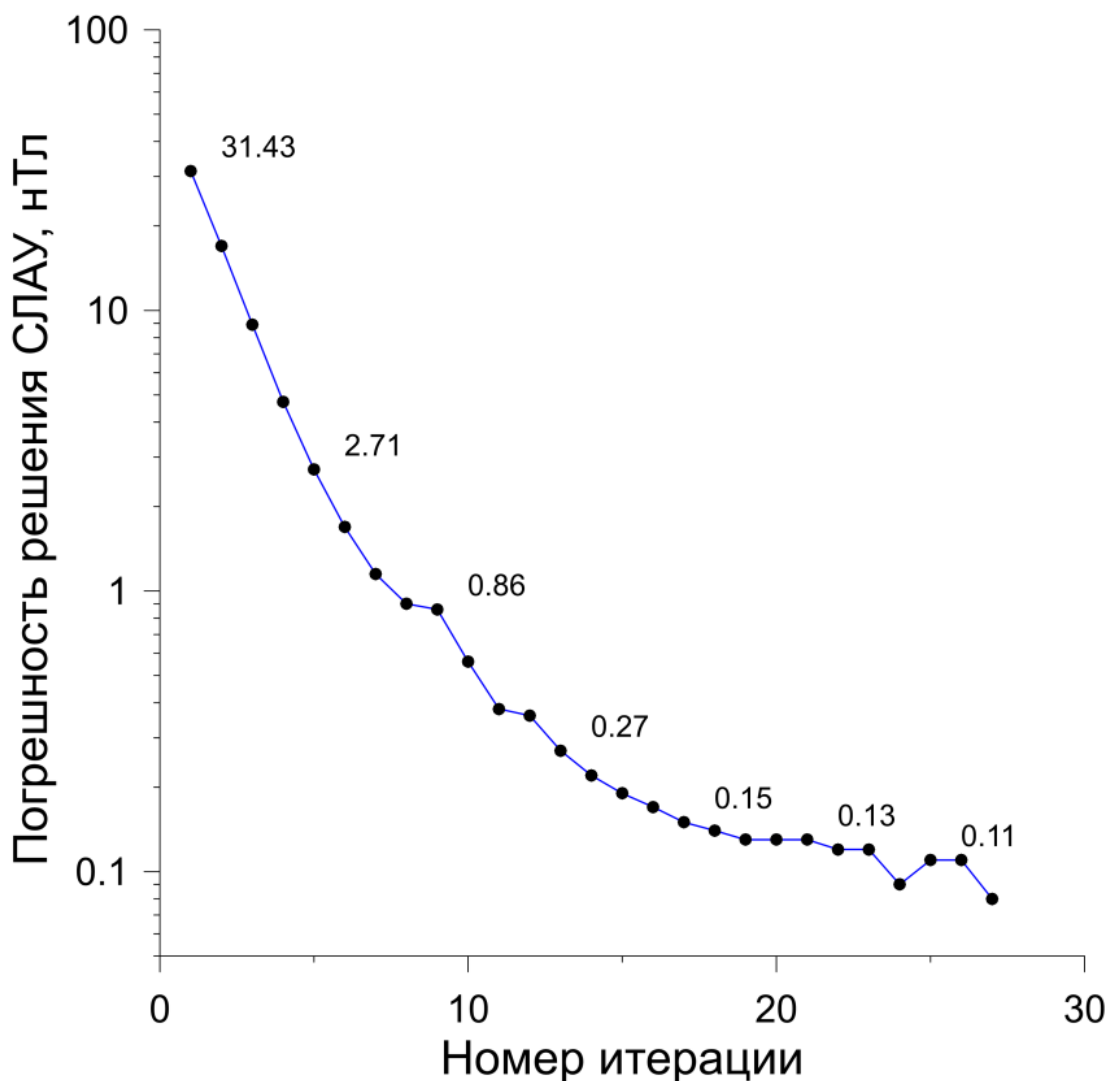


Рисунок 2.3 – Характеристика итерационного процесса решения СЛАУ методом Зейделя: число неизвестных 13431, время решения 51 с

Сравнение восстановленного поля $\Delta T^*(500)$ на уровне 500 м (рисунок 2.2, *з*) с ранее полученным истинным полем $\Delta T(500)$, а также соответствующих вертикальных производных $\partial(\Delta T)/\partial z$, позволяет сделать следующие выводы:

1. В пределах ~22% площади разность $\delta T = \Delta T(500) - \Delta T^*(500)$ превышает по модулю 1 нТл, а вблизи ее рамок составляет более 10 нТл (рисунок 2.2, *з*). Эти "краевые эффекты", вероятно, связаны с ограниченными размерами области задания исходного поля S : можно убедиться, что высокая точность ε аналитической аппроксимации исходного поля не гарантирует высокой точности его трансформации. Близкие результаты были получены А.В. Пугиным для аномалий силы тяжести [54];

2. Более сильные относительные искажения трансформант могут возникать при вычислении производных поля. В качестве примера приведены результаты для $\partial(\Delta T)/\partial z$ охарактеризованной выше геомагнитной модели (таблица 1.2);

3. Дополнительных искажений магнитного поля $\Delta T^*(500)$ в верхнем полупространстве, обусловленных различиями в $J_{эф}$ аномалиеобразующих призм и элементарных источников, не выявлено. Принципиальное усложнение модели (рисунок 2.2) по сравнению с ранее использованной (рисунок 2.1) не привело к каким-либо осложнениям, следовательно, гипотезу $J_{эф} = J_i$ вполне можно использовать в дальнейшем. Более удобным в вычислительном плане является условие $J_{эф} = J_z$, однако оно несколько ограничивает возможности метода – например, при приведении аномалий ΔT к полюсу.

Таблица 2.2 – Оценка точности вычисления 1-й вертикальной производной напряженности магнитного поля на высоте 500 м

Параметр	Минимум, нТл/км	Максимум, нТл/км	Среднее, нТл/км	СКО, нТл/км
Производная $W(500)$, полученная путем решения прямой задачи магниторазведки	-117	177	5.6	28.5
Производная $W^*(500)$, полученная методом аналитической аппроксимации	-117	175	4.1	29.7
Разность $W(500) - W^*(500)$	-12	41	1.4	3.8

2.2 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДВУХУРОВНЕВОЙ АППРОКСИМАЦИОННОЙ КОНСТРУКЦИИ

Заострим внимание на выявленных в результате вычислительного эксперимента искажениях δT аппроксимационного продолжения поля в периферийных частях площади. В.И. Аронов на теоретических примерах продемонстрировал, что увеличение глубин h аппроксимирующих масс повышает точность последующих пересчетов поля [2]. Однако при этом повышается число обусловленности $\text{cond}(A)$ матрицы коэффициентов СЛАУ, поэтому обычно при расчетах соблюдается условие $\Delta x \leq h \leq 2\Delta x$, где Δx – шаг сети наблюдений. Более 40 лет назад был предложен весьма эффективный подход, базирующийся на последовательном выделении разночастотных компонент поля при пошаговом изменении плотности нерегулярной сети исходных данных, который применялся при интерполяции системой гармонических функций [2, 14]. На каждом шаге устойчивость решения СЛАУ обеспечивалось выполнением условия $h/\Delta x_{\min} \cong 1$, где Δx_{\min} – минимальное расстояние между точками.

Для подавления краевых эффектов была предпринята попытка использования двухуровневой аппроксимационной конструкции, отвечающий соотношению $h_1/\Delta x_1 = h_2/\Delta x_2 = 1,2, \Delta x_2/\Delta x_1 = 5$ с последующей оценкой точности получаемых результатов. Предполагалось, что увеличение глубин источников приведет к более плавному уменьшению магнитного поля возле границы области S . Последовательно выполнялись следующие операции:

1. Разрежение сети точек поля $\Delta T(S)$ имеющейся геомагнитной модели в 5 раз и аппроксимацию «генерализованного» поля источниками, расположенными ниже поверхности S на глубине $h_2 = 600$ м (нижний уровень);

2. Восстановление аномальных эффектов этих источников на поверхности S , а также в верхнем полупространстве на высоте 500 м в узлах сети 100×100 м (результативные поля обозначим $\Delta T^*(S)$ и $\Delta T_1^*(500)$, соответственно);

3. Вычисление разностного поля $\Delta T(S) - \Delta T^*(S)$, его аппроксимацию источниками с глубиной $h_1 = 120$ м (верхний уровень) и расчет поля $\Delta T_2^*(500)$ этих источников на уровне 500 м;

4. Вычисление суммарного поля $\Delta T_1^*(500) + \Delta T_2^*(500)$ и сравнение его с истинным полем $\Delta T(500)$, полученным в результате решения прямой задачи магниторазведки.

Таким образом, восстановленное на высоте 500 м магнитное поле определялось двумя наборами элементарных источников, расположенных на конкордатных рельефу поверхностях (рисунок 2.4) с глубинами $h_1 = 120$ м (шаг сети $\Delta x_1 = 100$ м) и $h_2 = 600$ м (шаг сети $\Delta x_2 = 500$ м).

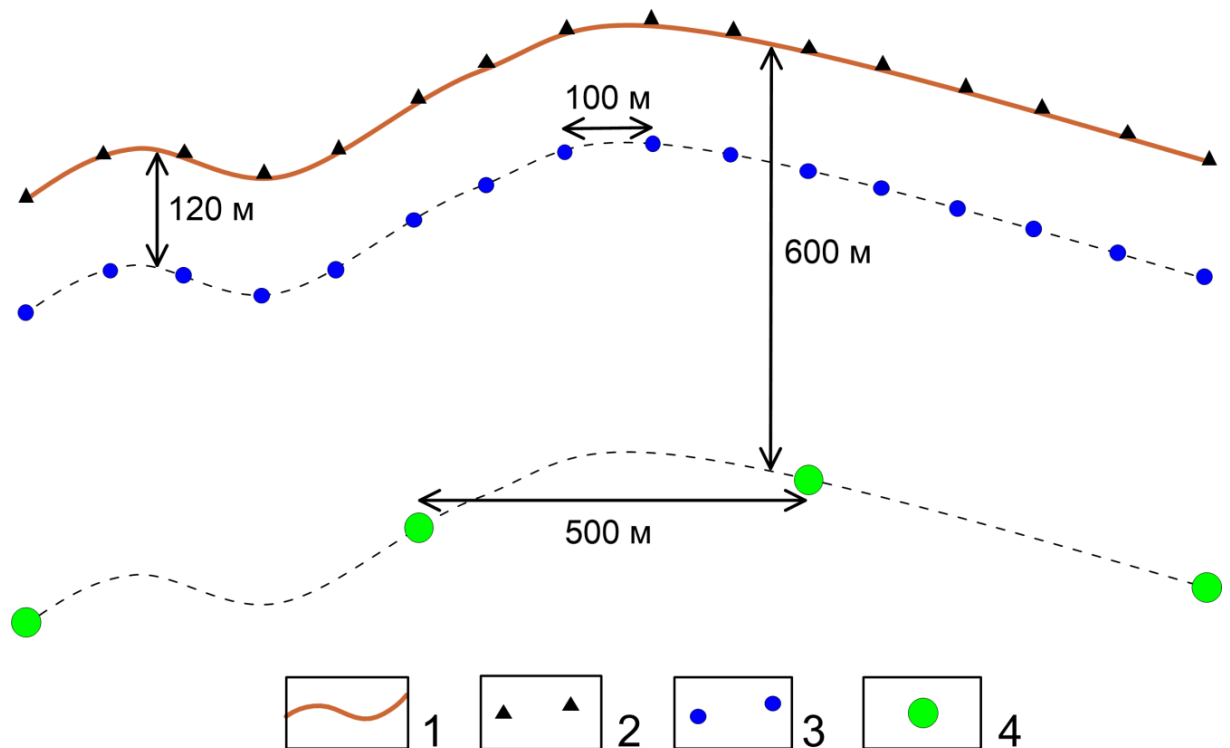


Рисунок 2.4 – Схема двухуровневой аппроксимационной конструкции: 1 – поверхность наблюдений; 2 – точки измерений; 3 – источники, расположенные на верхнем уровне; 4 – источники, расположенные на нижнем уровне

Значения разностного поля $\delta T = \Delta T(500) - [\Delta T_1^*(500) + \Delta T_2^*(500)]$ при двухуровневой аппроксимации лежат в диапазоне от минус 4,1 до плюс 4,3 нТл, при среднем значении 0,10 нТл и среднеквадратическом отклонении 0,72 нТл. В

рассмотренном выше случае одноуровневой аппроксимации диапазон изменения δT составляет от минус 10,1 нТл до плюс 11,1 нТл, а среднее значение 0,16 нТл и среднеквадратическое отклонение 1,68 нТл (рисунок 2.2, з). Пространственное расположение аномальных значений δT сохраняется, но величина этих искажений снижается примерно в 2,5 раза (рисунок 2.5).

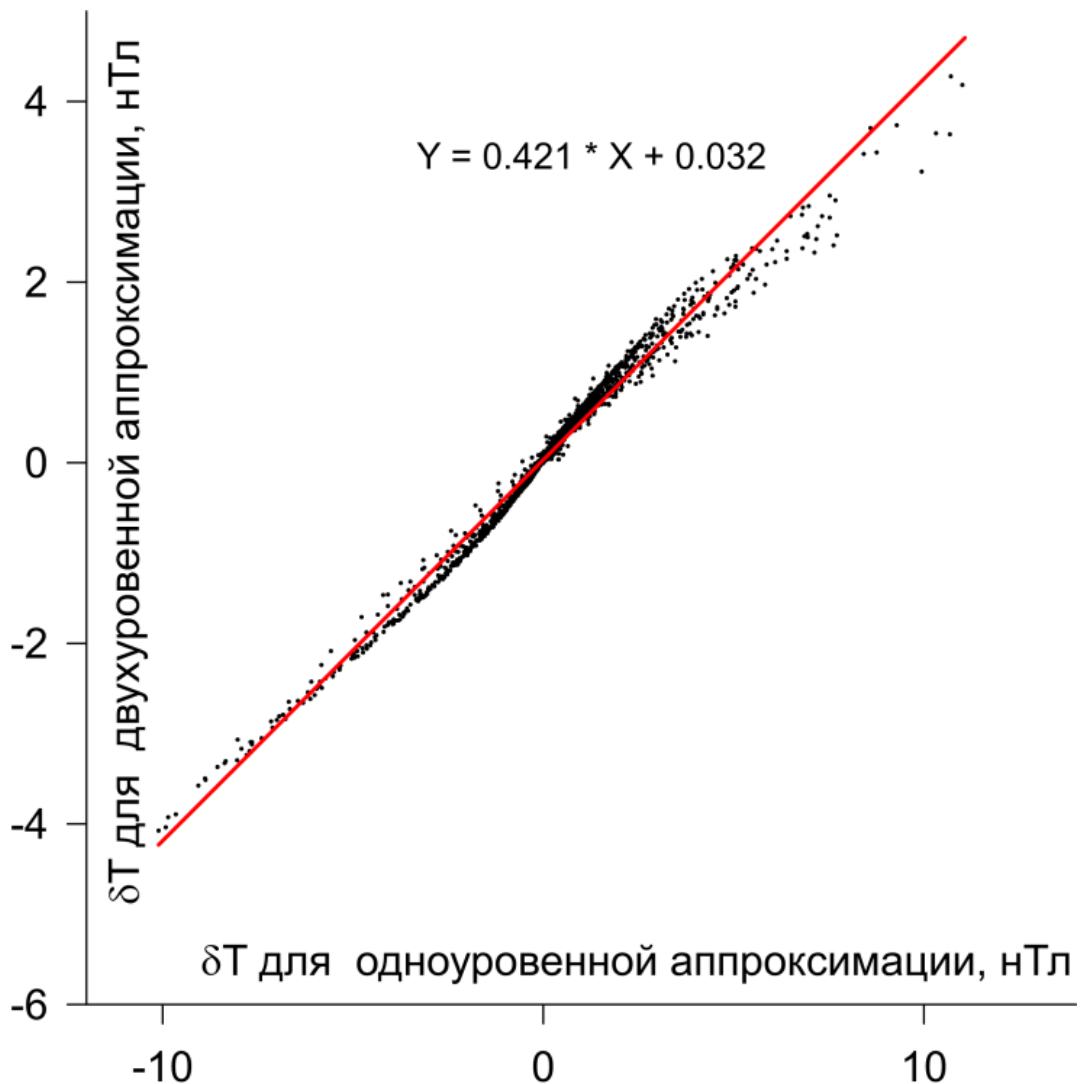


Рисунок 2.5 – Кросс-плот и линейная регрессионная зависимость между значениями δT для различных аппроксимационных конструкций

Вполне возможно, что использование более сложных многоуровневых аппроксимационных конструкций (даже без их адаптации к морфологии поля [19]) приведет к дополнительному снижению такого рода погрешностей. При этом затраты времени на их построение будут близкими к одноуровневым аппроксимациям, т.к. размерность дополнительно возникающих систем уравнений

будет резко уменьшаться по сравнению с исходной СЛАУ. Это обеспечивает принципиальную возможность хранения матриц A коэффициентов СЛАУ сравнительно небольшой размерности в оперативной памяти компьютера.

Также имеет смысл проводить предварительное сглаживание в скользящих окнах при разделении поля на составляющие. Другим путем является построение переопределенных СЛАУ для глубинных источников и определение их нормальных псевдорешений. Требования к точности ε решения «дополнительных» СЛАУ могут быть ослаблены, что также ускоряет вычислительный процесс.

Естественным развитием идеи В.Н. Страхова построения региональных и локальных линейных аналитических аппроксимаций потенциальных полей [85] является частичное совмещение разномасштабных цифровых моделей магнитного поля при построении двухуровневой аппроксимационной конструкции. Рассмотрим целесообразность такого совмещения на примере средне- и крупномасштабной аэромагнитных съемок (АМС), выполненных на северо-западе Сибирской платформы.

Первичной информацией являются: выборки из результатов АМС масштаба 1:100 000 (Лапина, 1978 г.) – далее "съемка 1" и АМС масштаба 1:25 000 (Падерин, 2014 г.) – далее "съемка 2". Площадь съемки 1, проведенной на постоянной барометрической высоте 2400 м (поверхности S_1), составила 108000 км², сеть 2×2 км; глубина аппроксимирующего поле источников $h_1 = 2,6$ км, точность $\varepsilon \cong 5$ нТл. Площадь съемки 2, проведенной с обтеканием рельефа на поверхности S_2 , составила 2000 кв. км, сеть 0,2×0,2 км; глубина аппроксимирующего поле источников – $0,161 \text{ км} \leq h_2 \leq 0,267 \text{ км}$, точность $\varepsilon \cong 1$ нТл (рисунок 2.6). Поле источников с глубиной h_1 , аппроксимирующих данные съемки 1, восстанавливалось на поверхности S_2 . Затем разностное поле двух АМС, вычисленное на поверхности S_2 (сеть 0,2×0,2 км), моделировалось набором элементарных источников (точность $\varepsilon \cong 1$ нТл) и восстанавливалось на высоте 750 м. Полученные результаты суммировались с результатами пересчета съемки 1 на этот же уровень. Таким образом, было получено поле ΔT_{1+2}^* двухуровневой

аппроксимационной конструкции для $z = 750$ м. Поле ΔT_2^* одноуровневой аппроксимационной конструкции было восстановлено на той же высоте. В первом случае для трансформации магнитного поля использовались данные съемок 1 и 2 (рисунок 2.7), во втором – только данные съемки 1.

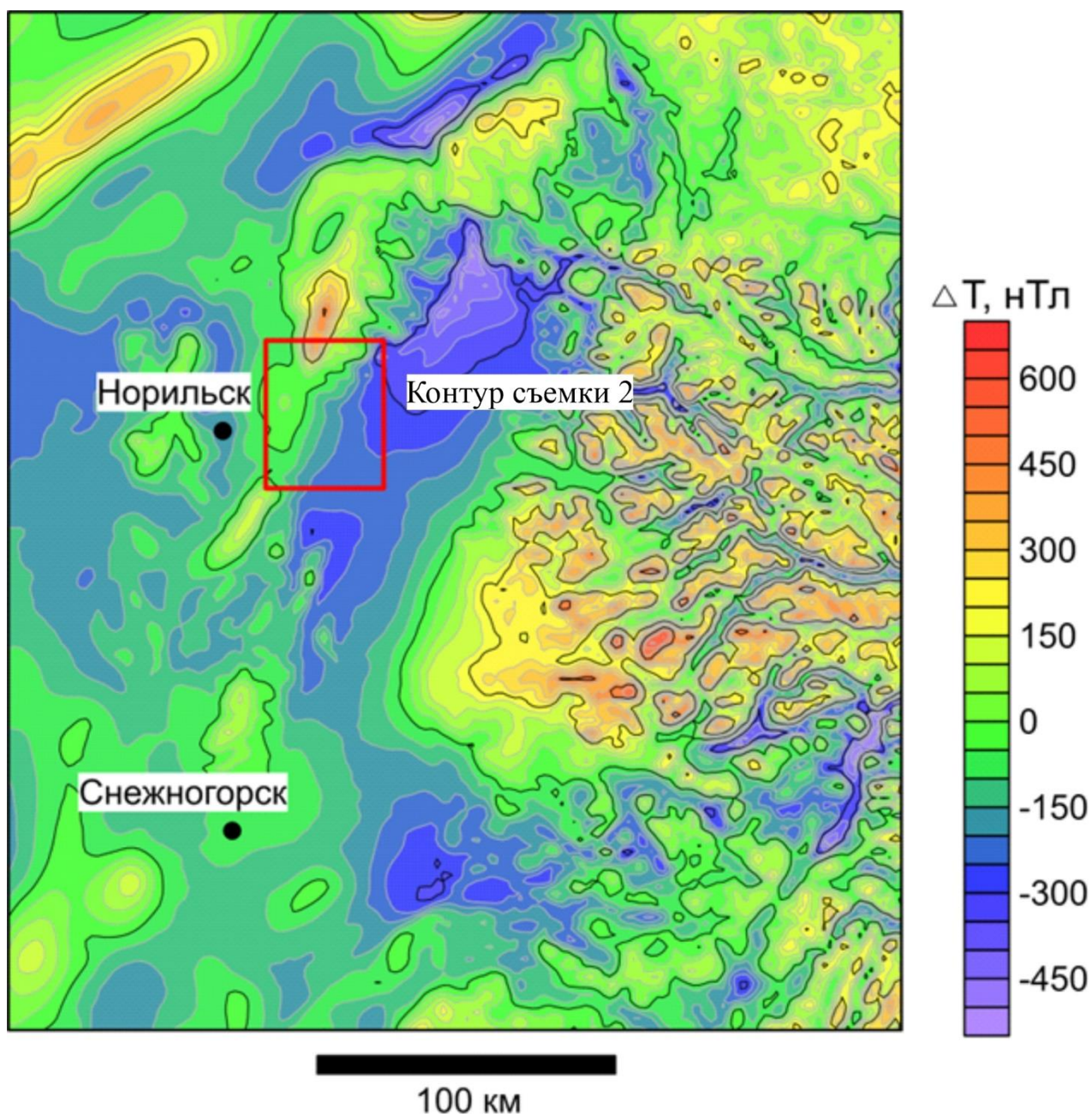


Рисунок 2.6 – Карта изодинам аномального магнитного поля ΔT , построенная по данным съемки 1

Разность полей ($\Delta T_{1+2}^* - \Delta T_2^*$) более, чем на 50% площади превышает по модулю 2 нТл, при среднеквадратическом отклонении 16,9 нТл, достигая в краевых

частях 200 нТл. Наиболее сильные различия полей наблюдаются в пределах интенсивно намагниченных трапповых структур, выходящих за рамки площади – Хараелахской и Норильской мульды, западного фланга плато Путораны. С физической точки зрения методика расчета поля ΔT_{1+2}^* представляется более корректной, поэтому описанная выше разность может отождествляться с погрешностью одноуровневой аппроксимации дискретно заданных значений магнитного поля [28].

На основе описанных выше экспериментальных результатов и их анализа можно сформулировать методику моделирования гравитационных и магнитных полей, существенно уменьшающую погрешность истокообразной аппроксимации и как следствие – всех вычисляемых на ее основе трансформант:

1. Расчет цифровой модели поля ΔT_1^* с использованием истокообразной аппроксимации мелкомасштабной съемки на поверхности крупномасштабной съемки S_2 ;

2. Вычисление разностного поля $\Delta T_2 - \Delta T_1^*$ и его восстановление на высоту z ;

3. Пересчет результатов мелкомасштабной съемки на уровень z и суммирование с цифровой моделью поля, полученной на шаге 2.

Проведение подобных операций представляется целесообразным при трансформации данных аэромагнитных и аэрогравитационных съемок. Эффект телескопирования аномалий позволяет использовать данную методику с целью разделения аномального магнитного поля на региональную и локальную составляющие.

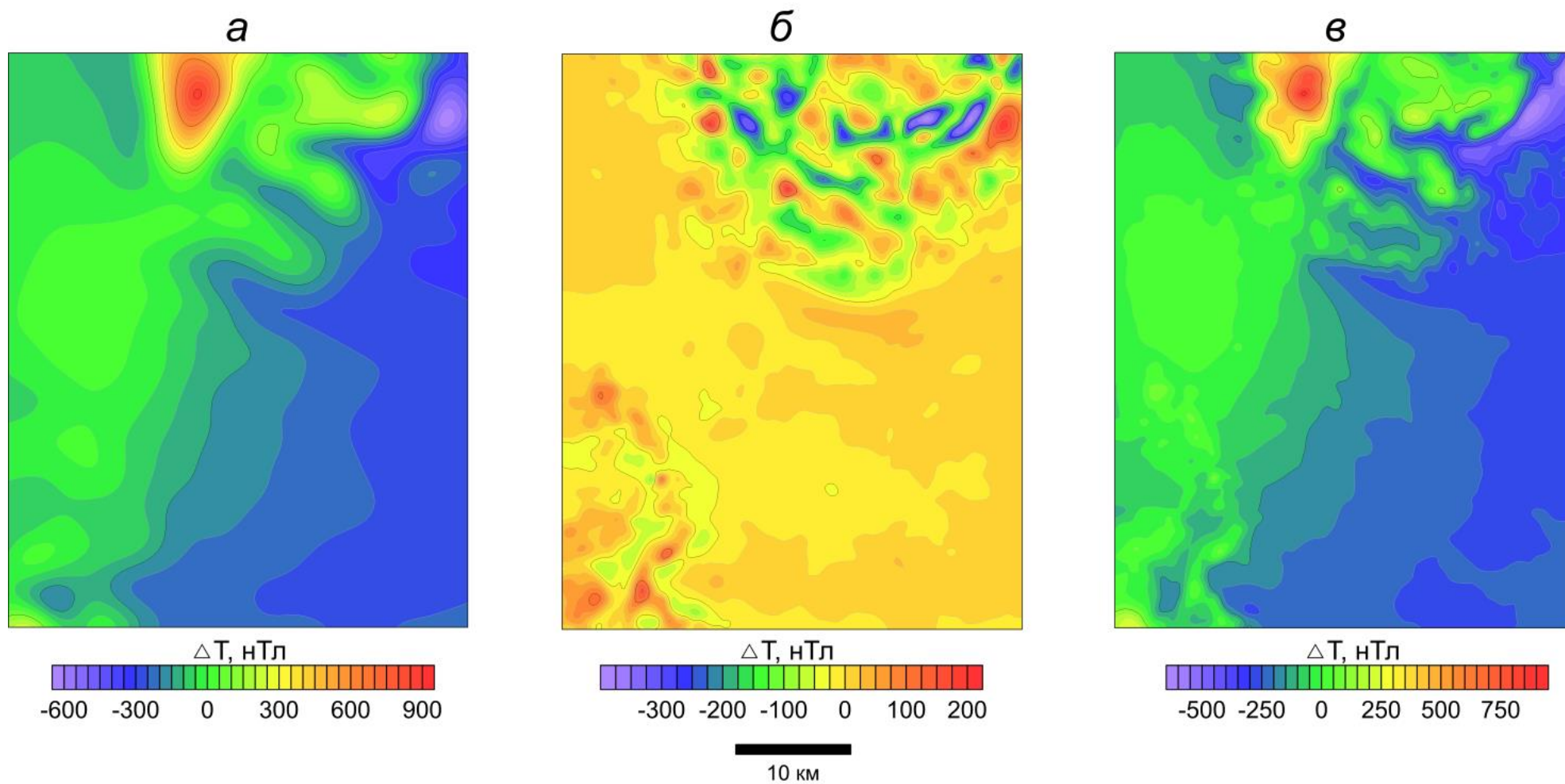


Рисунок 2.7 – Карты изодинам аномального магнитного поля ΔT на высоте 750 м, полученные в результате: *a* – пересчета данных съемки 1; *б* – пересчета разностного поля съемок 2 и 1; *в* – суммарное поле ΔT^{1+2}

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 2

Специфических погрешностей трансформации аномального магнитного поля, обусловленных различием направлений вектора намагниченности $J_{\text{эф}}$ аномалиеобразующих объектов и аппроксимирующих их элементарных источников, экспериментально не установлено. Для пересчета поля в верхнее полупространство и вычисления производных с целью минимизации вычислительных затрат при истокообразной аппроксимации достаточно принять $J_{\text{эф}} = J_z$.

Выявлены достаточно существенные искажения трансформант магнитного поля, полученных при использовании одноуровневых аппроксимационных конструкций. Эти искажения приурочены к краевым частям площади и связаны с ограниченными размерами области задания исходных данных. Одним из методов борьбы с такого рода искажениями является совместное использование результатов измерений магнитного поля на разных высотах [31].

При трансформации данных аэромагнитных съемок представляется целесообразным использование двухуровневых (а возможно и более сложных [19]) аппроксимационных конструкций и декомпозиции задачи, основанной на использовании результатов исследований разного масштаба, выполненных на различных высотах. Эффект телескопирования аномалий [40] позволяет использовать данную методику с целью разделения аномального магнитного поля на региональную и локальную составляющие.

Совершенствование аппроксимационных конструкций является не менее важным фактором повышения точности преобразования цифровых моделей геопотенциальных полей, чем оптимизация вычислительного процесса. В качестве примеров, подтверждающих это положение, можно привести работы [19, 54, 84].

Таким образом, по результатам исследований, проведенных в рамках диссертации сформулировано первое защищаемое положение: «Методика моделирования гравитационного и магнитного полей, основанная на истокообразной аппроксимации результатов разномасштабных съемок, позволяет

повысить точность вычисления трансформант за счет минимизации искажений, проявляющихся в периферических частях территории исследований».

3 ПРИМЕНЕНИЕ ЭМПИРИЧЕСКОЙ МОДОВОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ГРАВИРАЗВЕДКИ И МАГНИТОРАЗВЕДКИ

3.1 ЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДОВАЯ ДЕКОМПОЗИЦИЯ

Метод эмпирической модовой декомпозиции (Empirical Mode Decomposition – EMD) был предложен Норденом Хуангом в 1995 г. и первоначально использовался при изучении поверхностных волн тайфунов. В 1998 г. метод был обобщен применительно к анализу произвольных временных рядов [77]. Метод является важнейшей составляющей преобразования Гильберта-Хуанга (Huang-Hilbert Transform – ННТ), получившего в дальнейшем широкое применение в различных областях науки и техники [44, 55, 69, 78], наряду с преобразованием Фурье [81] и вейвлет-анализом [73].

В области геофизики известны примеры успешного использования ННТ и EMD при анализе сейсмической активности и землетрясений [30], анализе структуры сейсмических сигналов [30, 50], изучении сейсмоакустической эмиссии горных пород [35], подавлении помех в каротажных данных [15], обработке материалов аэрогравиметрических исследований [75]. Метод EMD также применялся для разделения электрического, гравитационного и магнитного полей на составляющие, обусловленные определенными процессами или объектами [27], апробировался для учета влияния рельефа при аэромагнитной съемке над платобазальтами [72], а также обеспечил подавление техногенных помех при детальной магнитной съемке при решении инженерно-геологических задач [49]. На примере геолого-геофизических материалов по Вычегодскому и Колпаковскому прогибам был сделан вывод о высокой эффективности EMD при комплексном анализе потенциальных полей с целью прогнозирования нефтегазоносности [36, 37], а также при решениях вопросов обработки данных геопотенциальных полей [24, 66, 82, 83]

Характерной особенностью геофизических полей является нестационарность, т.е. естественное изменение их статистических характеристик в пространстве [45]. EMD в силу использования адаптивного базиса может широко

применяться для анализа нестационарных данных [63], т.е. является более адекватным геофизической практике, чем многие из известных методов обработки сигналов [74].

Основной интерес к эмпирической модовой декомпозиции в геофизике исходит из того, что компоненты EMD практических данных обычно физически значимы и отображают различные физические процессы, сформировавшие сигнал. Таким образом, полученные IMF при разложении геофизических сигналов можно использовать для геологической интерпретации.

3.1.1 БАЗОВЫЙ АЛГОРИТМ EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION

В методе EMD предполагается, что анализируемый сигнал состоит из серии эмпирических мод с различными частотами (или intrinsic mode functions – IMF) и остаточной составляющей

$$f(x) = \sum_{i=1}^m \psi_i(x) + r(x), \quad (3.1)$$

где $\psi_i(x)$ – эмпирическая мода IMF;

$r(x)$ – остаточная составляющая.

Сигнал $f(x)$ согласно формуле (3.1), оказывается разложенным по отвечающему исходным данным конечному адаптивному базису, не имеющего аналитического описания. Этот базис является полным, ортогональным и, по мнению Н. Хуанга, единственным [77].

IMF обладают следующими свойствами:

- число максимумов и минимумов функции, а также и количество пересечений нуля отличаются не более, чем на единицу;
- среднее значение обгибающих, построенных по локальным максимумам и локальным минимумам близко к нулю;
- каждая IMF может иметь переменную амплитуду и частоту в разные моменты времени (или в разных точках пространства).

Предполагается, что остаточная составляющая имеет меньше трех локальных экстремумов хотя бы одного типа (характеризуются либо монотонностью, либо высокой гладкостью).

EMD-преобразование выполняется применением следующего базового алгоритма:

1. Поиск локальных минимумов и максимумов исходного сигнала $f(x)$;
2. Вычисление двух огибающих кривых, проходящих через минимумы $q(x)$ и максимумы $p(x)$ анализируемого сигнала;
3. Вычисление среднего значения по формуле

$$\varphi(x) = \frac{p(x) + q(x)}{2}; \quad (3.2)$$

4. Разность $\psi(x)$ между $f(x)$ и $\varphi(x)$ будет являться первым приближением IMF (рисунок 3.1), первой компонентой отсеивания (sifting process);

5. Проверка критерия отсеивания и при его невыполнении применение процедур 1 – 4 для текущего компонента отсеивания;

6. Полученный после отсеивания сигнал принимается за найденную компоненту $\psi_i(x)$, где i – число пройденных циклов алгоритма EMD;

7. Вычитание из исходного сигнала $f(x)$ найденной компоненты $\psi_i(x)$. Полученный в результате вычитания остаток становится новым анализируемым сигналом для декомпозиции $f_i(x) = f(x) - \psi_i(x)$;

8. Проверка критерия гладкости анализируемого сигнала, при его выполнении декомпозиция EMD завершается. Иначе – анализируемый сигнал вновь подвергается декомпозиции.

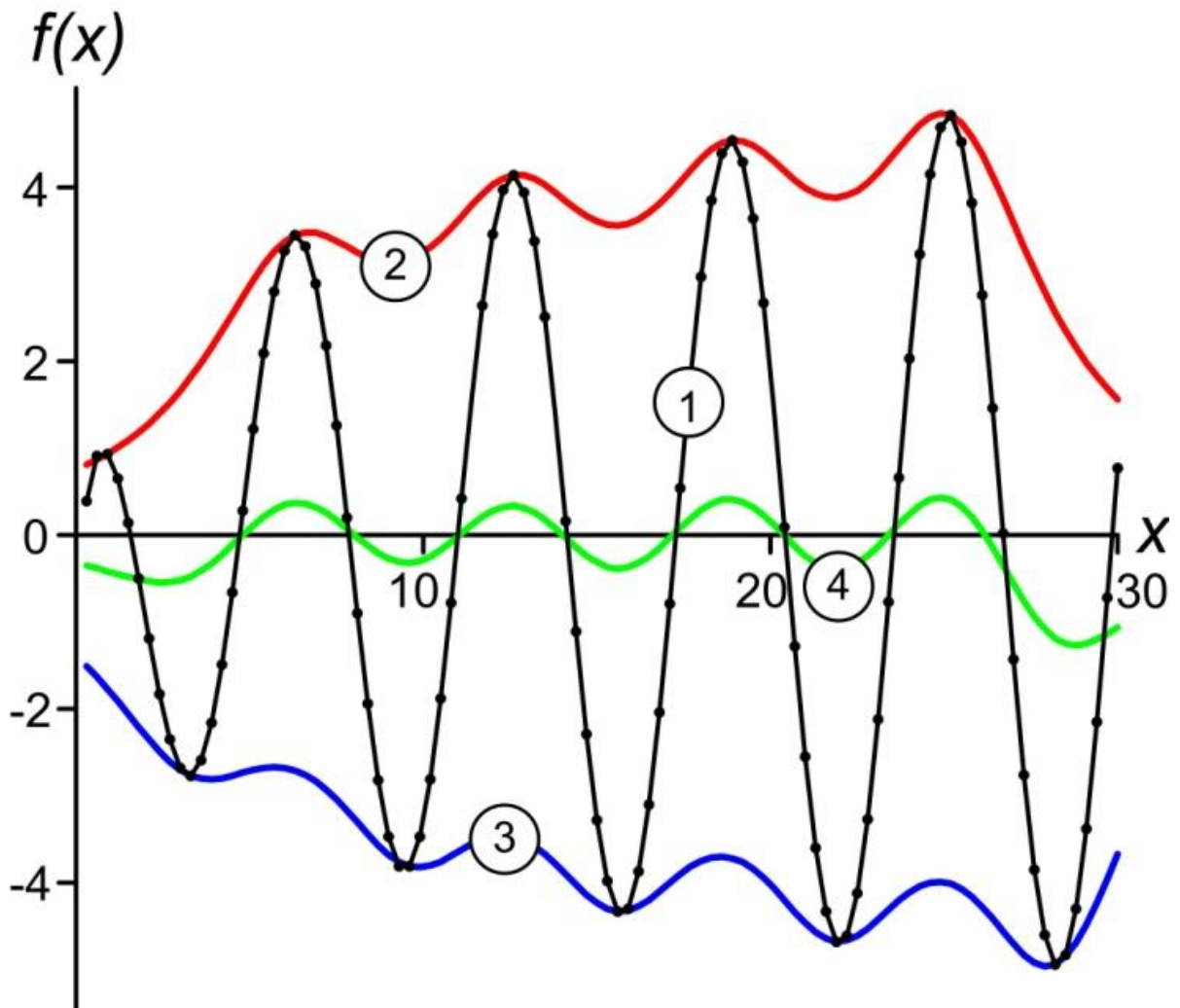


Рисунок 3.1 – Построение IMF: 1 – сигнал $f(x)$; 2 – огибающая по максимумам $p(x)$; 3 – огибающая по минимумам $q(x)$; 4 – функция $\varphi(x)$

Поскольку процедура отсеивания остатка должна быть конечной Н. Хуанг предложил использовать для этого остановочный критерий (stoppage criterion) – сравнение нормированного квадрата разности между двумя последовательными итерациями алгоритма с исходным заданным малым числом δ

$$\frac{\sum_k (\psi_{i,j}(x) - \psi_{i,j-1}(x))^2}{\sum_k (\psi_{i,j-1}(x))^2} \leq \delta. \quad (3.3)$$

Общая блок-схема алгоритма EMD представлена на рисунке 3.2.

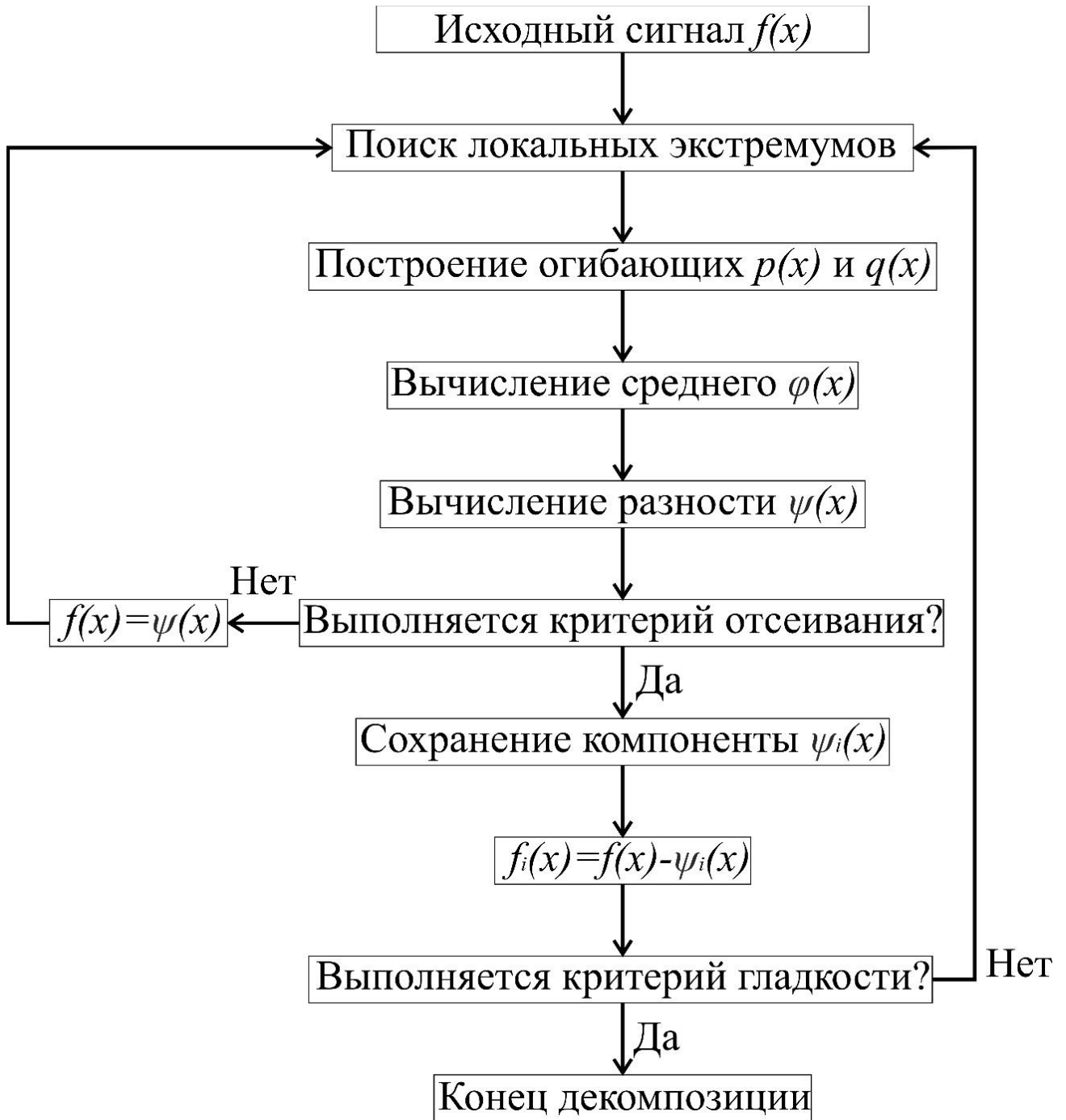


Рисунок 3.2 – Общая блок-схема алгоритма EMD

Применение EMD в геофизической практике может быть осложнено из-за эффекта смешивания мод, краевых эффектов аппроксимации, неуправляемости алгоритма, а также сложности и неустойчивости площадных модификаций алгоритма EMD.

3.1.2 ПОСТРОЕНИЕ ОГИБАЮЩИХ СИГНАЛА

Важнейшим элементом EMD является построение огибающих сигнала, от этого выбора зависят результаты и точность декомпозиции. Для построения огибающих широко используются кубические сплайны (наиболее простой, быстрый и надежный способ), также апробировано применение В-сплайнов [70]. Однако методы сплайн-интерполяции нередко вносят заметные искажения в краевые части сигнала, для уменьшения которых предлагается использование истокообразной аппроксимации [68] при вычислении огибающих.

Алгоритм состоит в следующем: первоначально определяются координаты x точек локальных экстремумов анализируемой функции $f(x)$ (или $\psi(x)$) и значения этих экстремумов. Предположим, что имеется t_1 значений амплитуды h_1 максимумов и t_2 значений амплитуды h_2 минимумов. Тогда можно рассчитать наибольшее расстояние x_{max} между соседними парами максимумов и аппроксимировать огибающую $p(x)$ линейной комбинацией гармонических функций

$$p(x) \cong \sum_{t=1}^{t_1} \frac{b_t z}{(x_t - x)^2 + z^2}, \quad (3.4)$$

где b_t – коэффициенты, определяемые в процессе аппроксимации;
 z – константа;
 x_t – координаты локальных максимумов.

Правая часть выражения (3.4) представляет собой гравитационный эффект совокупности бесконечно длинных горизонтальных стержней, размещенных на глубине z под точками x_t , обладающих линейными массами, пропорциональными b_t [68]. Значения коэффициентов b_t определяется путем решения СЛАУ методом Зейделя

$$Ab = c, \quad (3.5)$$

где A – матрица коэффициентов вида $z/(x_t - x)^2 + z^2$ размером t_1 строк на t_1 столбцов;

b – вектор неизвестных параметров;

c – вектор максимальных значений функции $f(x)$ (или $\psi(x)$).

Выбор константы z в пределах от $0,5x_{max}$ до $2x_{max}$ обеспечивает устойчивость вычислений и высокую точность аппроксимации [3, 45]. Сходимость метода обусловлена тем, что матрица A является симметричной, положительно определенной и наделенной свойством диагонального преобладания.

Качество аппроксимации контролируется в метрике Чебышева

$$\max_{1 \leq t \leq t_1} |h_1(x_t) - p(x_t)| \leq \varepsilon_0, \quad (3.6)$$

где ε_0 – достаточно малая положительная величина.

Построение огибающей по минимумам $q(x)$ осуществляется аналогично, в соответствии с формулами (3.4 – 3.6), при замене в них $p(x)$ на $q(x)$, t_1 на t_2 , h_1 на h_2 . Полученные аналитические выражения (3.4) для двух огибающих используются при вычислении функции средних значений $\varphi(x)$. Высокую точность построения огибающих и незначительные искажения в краевых частях профиля иллюстрирует рисунок 3.1.

Выше описанный алгоритм эмпирической модовой декомпозиции реализован в программе собственной разработки [60], написанной на языке Object Pascal с использованием интегрированной среды кроссплатформенной разработки приложений Lazarus (версия 1.8.4) [41].

3.1.3 ВОЗМОЖНОСТИ 2,5D И 3D EMD-РАЗЛОЖЕНИЯ

При измерении геопотенциальных полей доминируют площадные (трехмерные) съемки. Применение алгоритма, разработанного для двумерных данных, на 3D съемке зачастую некорректно. Во-первых, данные по каждому отдельному профилю при двумерном подходе раскладываются на разное количество IMF, что усложняет их анализ. Во-вторых, неизвестно какое направление профилей следует использовать как «базовое». В-третьих, полученные IMF являются независимыми друг от друга и их межпрофильная корреляция может существенно нарушаться. В-четвертых, в результате множественных двумерных разложений площадных данных всегда будут

присутствовать линейные артефакты. Но несмотря на указанные причины, результат множественного 2D разложения 3D данных все же в ряде случаев может использоваться и показывает адекватные результаты [49].

В связи с этим, на основе двумерного алгоритма EMD-разложения были программно реализованы 2,5D (псевдо-3D, множественное 2D) и 3D алгоритмы [10, 12]. Суть псевдо-3D преобразования заключается в автоматизации двумерных преобразований данных трехмерных съемок путем двумерного преобразования для каждого из профилей. Основным изменением трехмерного варианта EMD является то, что поиск локальных экстремумов, аппроксимация и восстановление поля происходит на всю площадь исследования, а не по профильным линиям. Данный подход значительно ускоряет процесс обработки и позволяет выделить общие IMF, характеризующие всю площадь исследования [20]. Для работы с псевдо-3D и 3D EMD-преобразованием было разработано специализированное ПО.

2,5D преобразование подразумевает отбор геофизиком-интерпретатором IMF, несущих полезную геологическую информацию. Разработанная программа автоматизирует его работу, показывая результат суммы выбранных мод (рисунок 2.3) и сохраняя результат по всем профилям в виде *.grd файла.

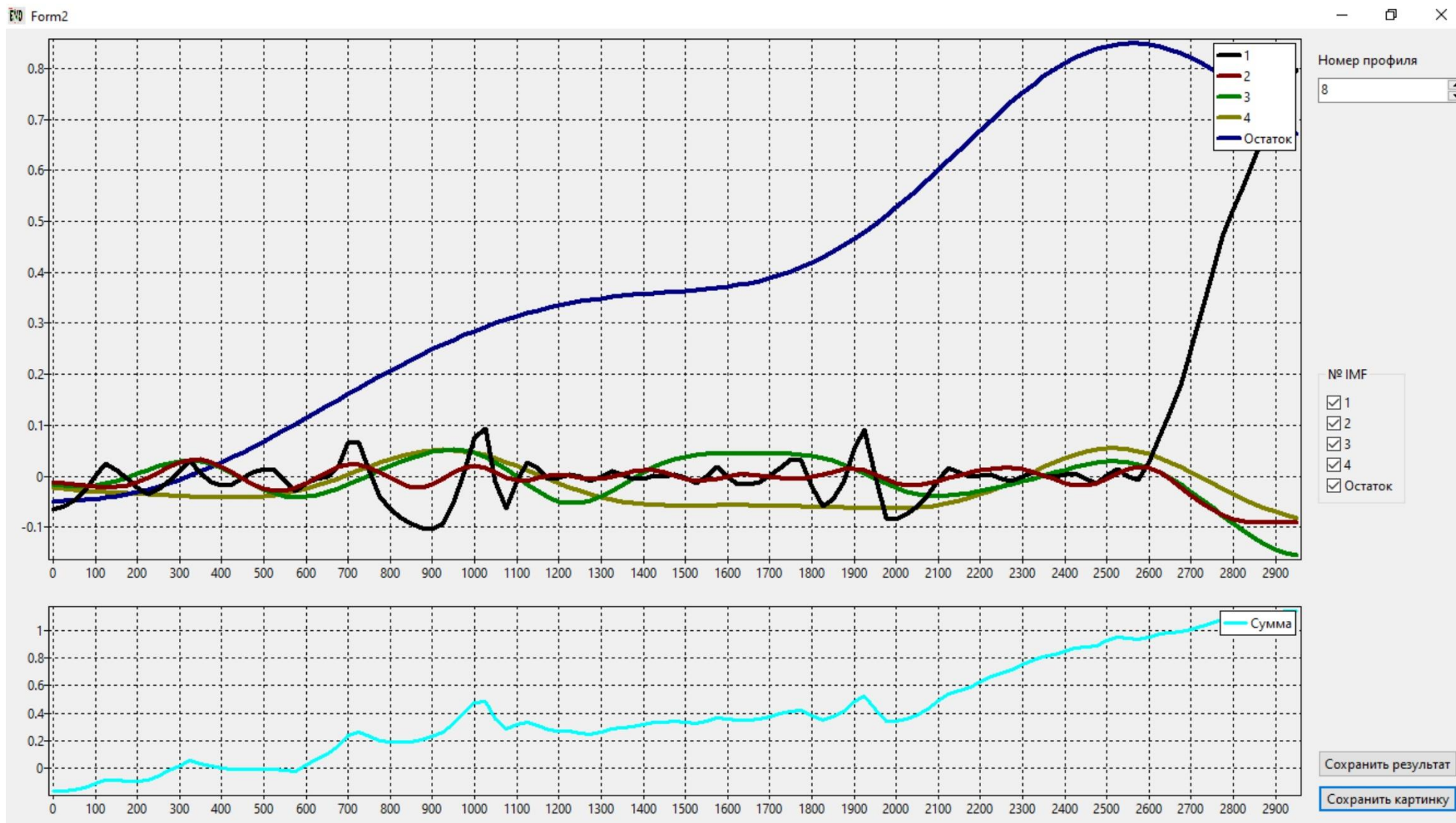


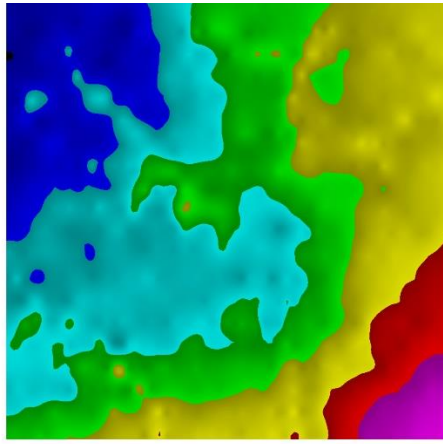
Рисунок 3.3 – Интерфейс формы 2,5D преобразования

Использование 3D EMD сильно осложнено неравномерным распределением локальных плоских экстремумов, анализируемых данных (см. подраздел 4.4), что приводит к плохой обусловленности решаемых СЛАУ и низкому числу получаемых IMF. Рекомендуется проводить трехмерную эмпирическую модовую декомпозицию только для данных, обладающих равномерным или близким к равномерному визуальному распределению локальных экстремумов и обладающих матрицей исходных значений близких к квадратной.

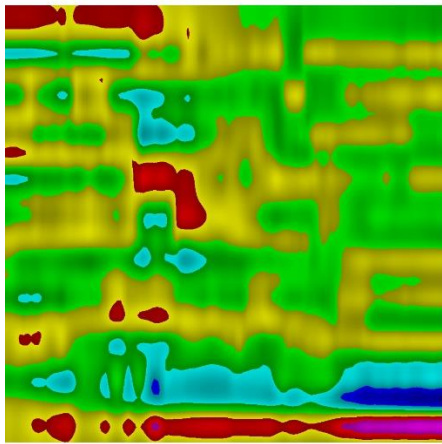
В результате работы модуля 3D EMD записываются следующие данные:

- IMF и остаток в формате *.grd файла;
- погрешность построения IMF;
- локальные экстремумы для каждой IMF;
- промежуточные итерации просеивания IMF;
- промежуточные итерации построения огибающих по минимумам и максимумам.

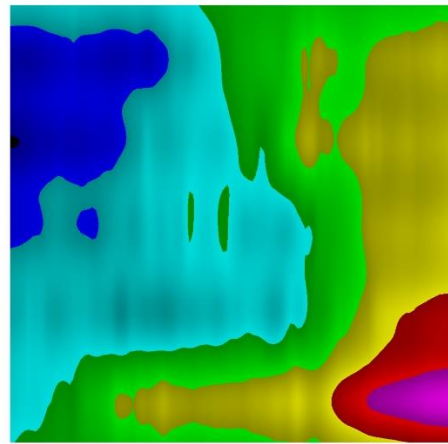
В результате обработки данных были получены следующие результаты (рисунок 3.4). Результаты 2,5D преобразования требуют дополнительной обработки и зачастую несут меньше полезной информации (в сравнении с классическими методами фильтрации) о изучаемой площади из-за большого количества линейных артефактов. Трехмерное EMD-разложение позволяет провести первичную качественную интерпретацию. Так, сумма IMF (рисунок 3.4, з) несет информацию о локальных аномалиях, а остаток (рисунок 3.4, д) – о региональных аномалиях.



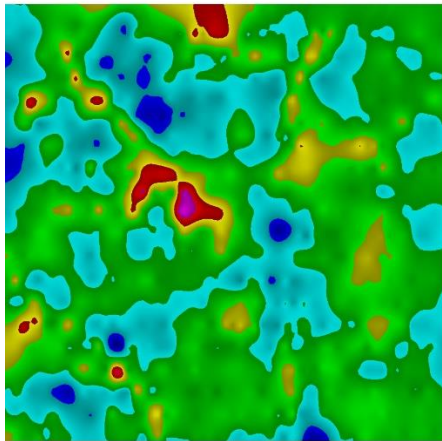
а



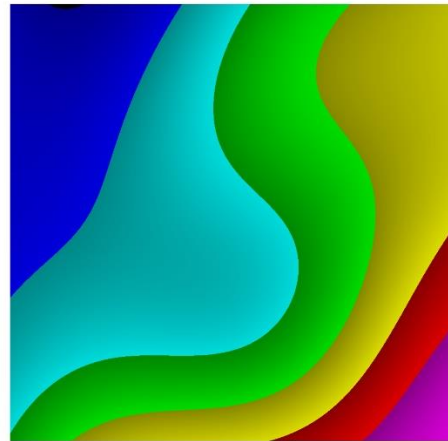
б



в



г



д

Рисунок 3.4 – Результаты 2,5D и 3D EMD-разложения: а – исходные данные; б – локальная составляющая поля (2,5D); в – региональная составляющая поля (2,5D); г – локальная составляющая поля (3D); д – региональная составляющая поля (3D)

3.2 ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ EMD

В данном подразделе представлены некоторые из вариантов практического применения эмпирической модовой декомпозиции для обработки данных гравиразведки и магниторазведки.

3.2.1 МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Использование адаптивного базиса разложения сигнала в ряде случаев позволяет выделить его физически значимые компоненты, отвечающие влиянию отдельных факторов. Рассмотрим следующую, близкую к традиционной, аддитивную модель наблюдаемого поля $f(x)$:

$$f(x) = f_{\text{лок}} + f_{\text{рег}} + \varepsilon_1 + \varepsilon_2, \quad (3.7)$$

где $f_{\text{лок}}$ – локальная компонента (полезный сигнал);

$f_{\text{рег}}$ – региональный фон;

ε_1 – погрешность геофизической съемки (белый гауссовский шум);

ε_2 – геологическая помеха.

Весьма ограниченный объем экспериментальных данных позволяет приближенно отождествлять наиболее высокочастотную IMF 1 с составляющей ε_1 , остаток разложения $r(x)$ – с составляющей $f_{\text{рег}}$. Следует отметить, что для гравиметрической съемки величина ε_1 может примерно в 1,2 – 1,5 раза превышать формальную точность определения аномалий Буге и, возможно, является объективной оценкой точности съемки (рисунок 3.5). Адаптивное выделение регионального фона в виде составляющей $r(x)$ представляет несомненный интерес для практики, один из примеров такого выделения представлен на рисунке 3.6.

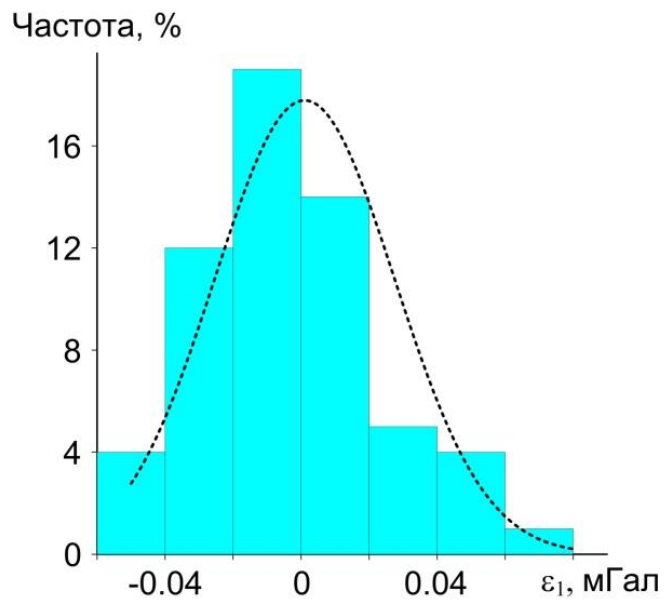


Рисунок 3.5 – Оценка точности гравиметрической съемки: гистограмма IMF 1 и ее аппроксимация функцией нормального распределения ($M(\varepsilon_1) = 0,001$ мГал, $\sigma(\varepsilon_1) = 0,026$ мГал)

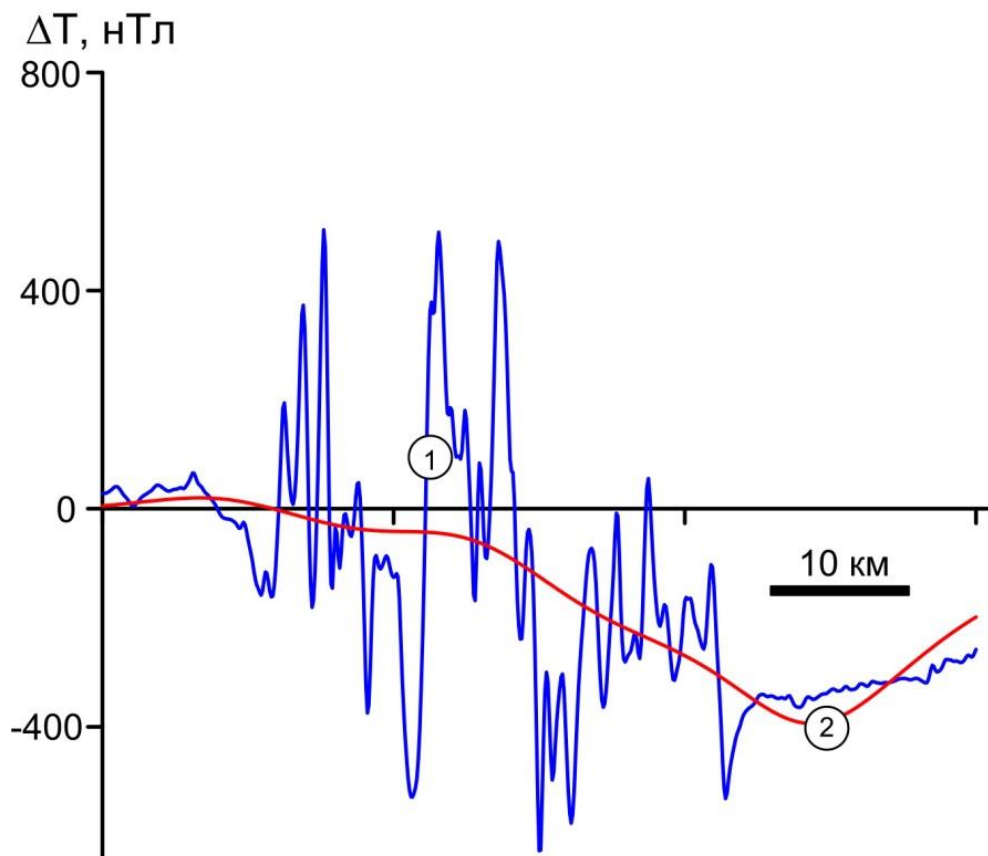


Рисунок 3.6 – Результаты аэромагнитной съемки над платобазальтами Восточной Сибири: 1 – аномальное магнитное поле, 2 – региональный фон

Для выделения составляющей $f_{\text{лок}}$ нужна априорная информация о целевых аномалиеобразующих объектах либо о предполагаемых источниках геологических помех ε_2 . В частности, если требуется подавление влияния сравнительно небольших по размерам приповерхностных неоднородностей разреза, то можно принять $\varepsilon_2 = \psi_2$ или $\varepsilon_2 = \psi_2 + \psi_3$.

3.2.2 ФИЛЬТРАЦИЯ ДАННЫХ С ВЫСОКИМ ОТНОШЕНИЕМ ШУМ/СИГНАЛ

Инженерная магниторазведка может выступать альтернативным методом поиска подземных коммуникаций [48]. Большинство инженерных сетей выполнено из материалов, обладающих по отношению к вмещающим осадочным породам значительной естественной остаточной намагниченностью, что является предпосылкой для контрастного проявления этих объектов в магнитных полях. Применение высокоточной аппаратуры и современных методик обработки и фильтраций данных геопотенциальных полей дает возможность использовать микромагнитные съемки даже в крайне неблагоприятных геолого-геофизических условиях, когда уровень помех сопоставим с уровнем полезного сигнала.

Были выполнены две площадные микромагнитные съемки: основная с шагом сети 1 на 1 м и контрольная – 1,5 на 1 м. В первом случае магнитовариационная станция (МВС) была установлена вблизи участка исследования, во втором – использовались две МВС, одна из которых располагалась непосредственно на участке. Данные, полученные МВС, показали наличие интенсивных техногенных помех, обладающих скрытой периодичностью (рисунок 3.7). Для анализа сигналов с двух МВС по результатам второй площадной съемки было выполнено сглаживание методом Lowess, использующим локальное квадратичное приближение с приведением к среднему уровню (рисунок 3.8). Такое преобразование показало морфологическое сходство вариаций со сдвигом по времени на 630 с. Идентичность трендовой компоненты позволила переработать первую съемку с учетом полученной информации, а также сделать вывод о том, что

при наличии только двух магнитометров МВС, в условиях техногенных помех, необходимо устанавливать, как можно ближе к участку съемки.

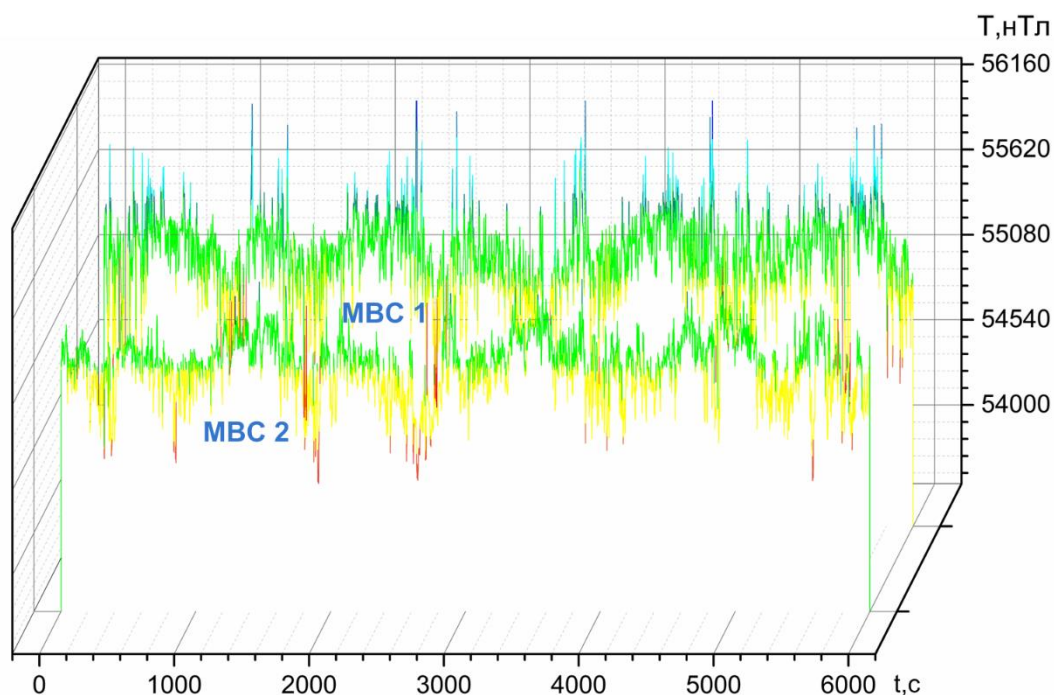


Рисунок 3.7 – Техногенные помехи городской среды по данным двух магнитовариационных станций: МВС 1 – удаленная магнитовариационная станция; МВС 2 – магнитовариационная станция, установленная непосредственно на участке микромагнитной съемки

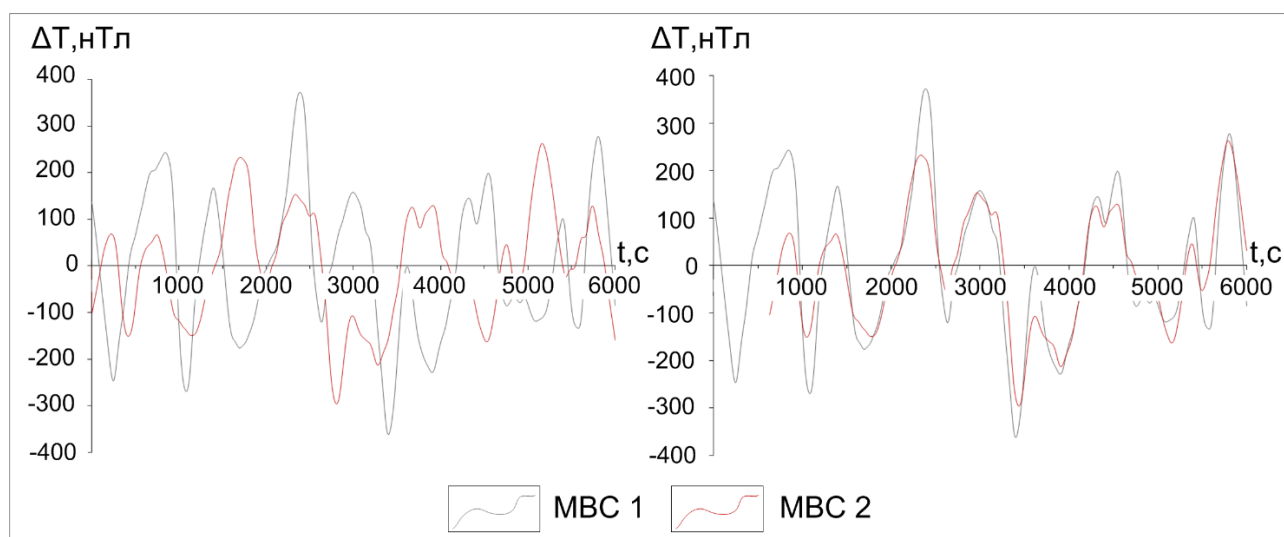


Рисунок 3.8 – Сопоставление сглаженных вариаций магнитного поля

Поскольку традиционные методы фильтрации данных МВС не дали удовлетворительных результатов для фильтрации магнитного «шума» было использовано EMD-преобразование. Частотный состав данных МВС по каждой выполненной съемке по EMD-технологии выявил до 13 периодических модовых компонент (таблица 3.1).

Таблица 3.1 – Частотное EMD-разложение вариаций магнитного поля

№ моды	Период, с	Частота, мГц	Максимальная амплитуда, нТл
1	7,5	133,3	±375
2	14	71,4	±400
3	38	26,3	±375
4	41	24,4	±210
5	140	7,1	±200
6	183	5,46	±75
7	525	1,9	±100
8	700	1,43	±200
9	676	1,48	±50
10	1800	0,56	±40
11	1800	0,56	±30
12	1800	0,56	±25

Учитывая, что период дискретизации непрерывной съемки составлял 1 с и на магнитометрах был включен режекторный фильтр 50 Гц, то исследовались только низкие частоты вариаций магнитного поля [64]. По форме сигнала можно сказать, что все компоненты относятся к нежелательным, только в наиболее длительной записи (более 4 часов) удалось выделить IMF, которую можно сопоставить с солнечно-суточными вариациями, максимальная амплитуда которых составила 30 нТл (рисунок 3.9). Интенсивность мод сигнала составила от 20 до 400 нТл, частота изменяется от 0,133 до 0,56 Гц.

Для сопоставления техногенных помех в наблюдаемых данных и данных, снятых с МВС, было выполнено EMD-разложение профильных измерений. Такой анализ показал, как относительно высокочастотные компоненты, так и низкочастотные, хорошо коррелируемые с низкочастотными вариациями. Таким образом, получены данные о разночастотных компонентах, которые необходимо удалить из наблюдаемых измерений магнитного поля.

Обработка исходных данных, помимо стандартного учета вариаций, заключалась в фильтрации техногенных помех при помощи EMD-разложения и спектрально-корреляционных алгоритмов, реализованных в системе Coscad-3D, для удаления высокочастотных составляющих из данных первой съемки.

Результативные карты (рисунок 3.10, *а, б*) показывают сложный мозаичный характер аномального магнитного поля с изменением значений от минус 50000 до плюс 6500 нТл. Прослеживаются как отрицательные и положительные цепочки линейных аномалий меридионального и широтного направлений, так и отдельные изометричные знакопеременные аномалии. Мониторинговая съемка показала хорошее совпадение местоположения и интенсивности подавляющего большинства аномалий магнитного поля (рисунок 3.10, *б*). Сравнивая амплитуду вариаций магнитного поля и локальных аномалий, следует отметить, что на фоне зафиксированных техногенных помех большинство аномалий являются слабыми, т.е. с интенсивностью полезного сигнала, сопоставимой с нежелательными компонентами.

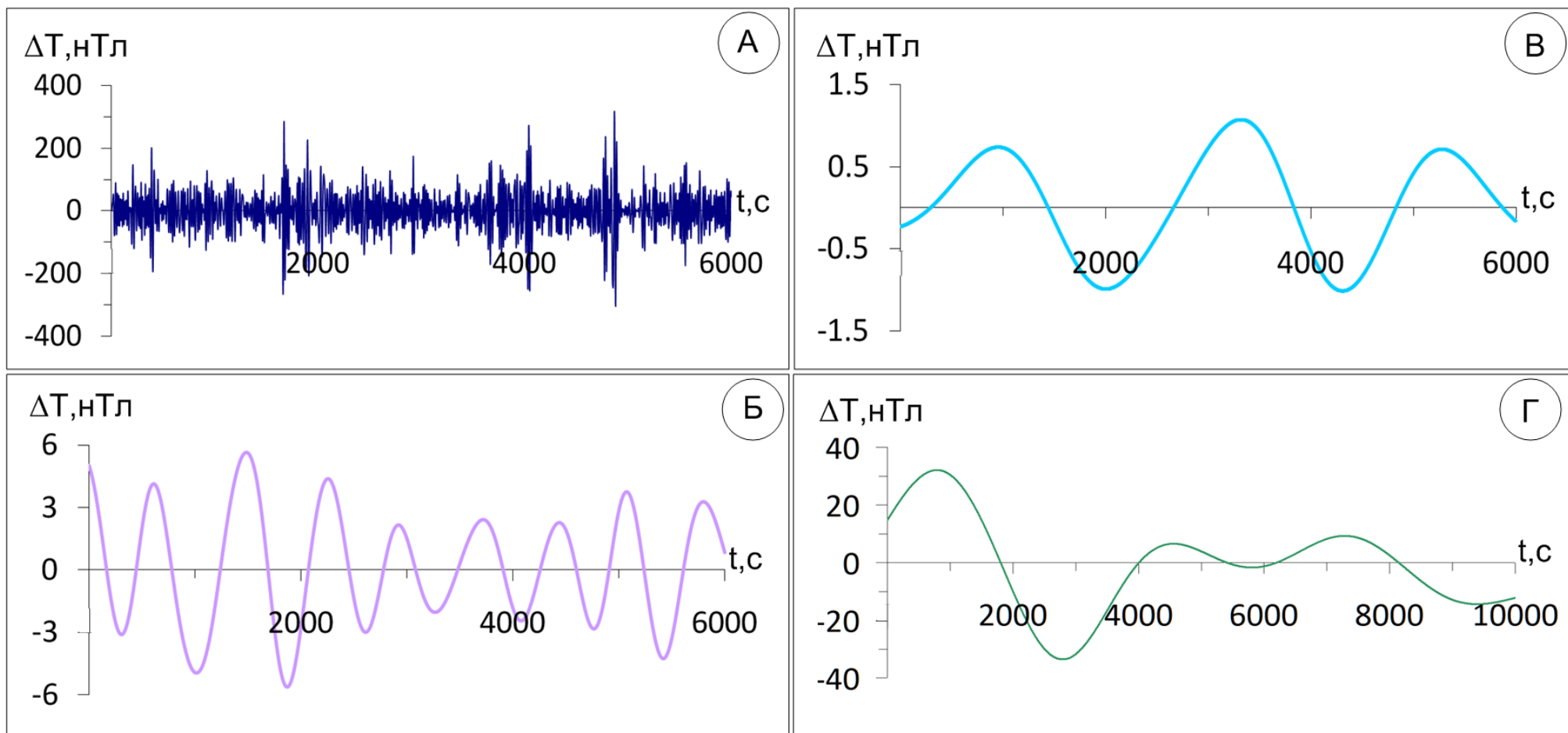


Рисунок 3.9 – EMD-разложение вариаций магнитного поля: а, б, в, – техногенные помехи; г – солнечно-суточные вариации

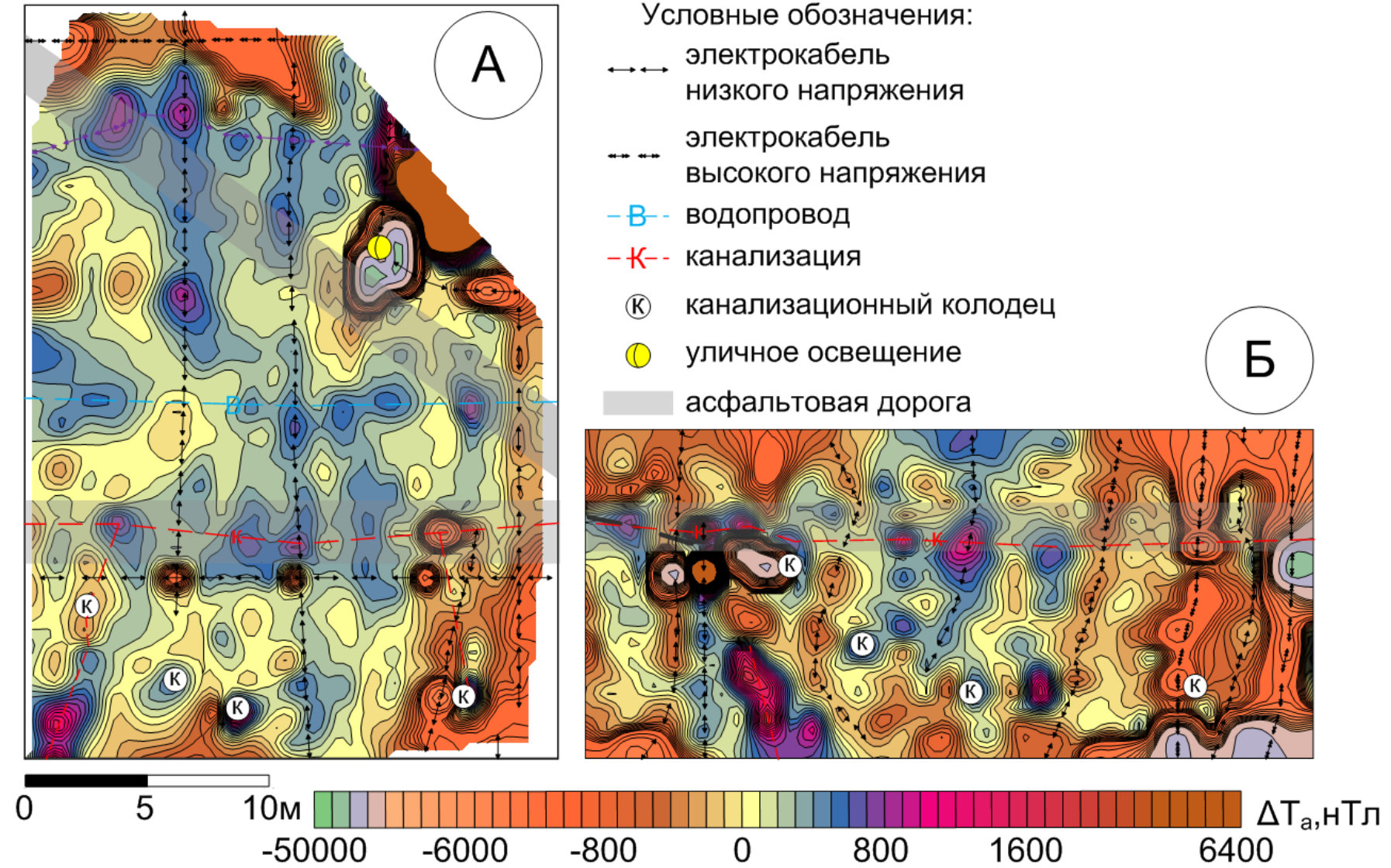


Рисунок 3.10 – Качественная интерпретация аномального магнитного поля по результатам площадных микромагнитных съемок: а – основная микромагнитная съемка; б – мониторинговая микромагнитная съемка

Качественная интерпретация материалов микромагнитных съемок выявила несколько видов магнитных аномалий, соответствующих определенным типам подземных коммуникаций и наземных объектов: фонарный столб, чугунные люки, трубопроводы, кабельные линии.

По результатам выполненных опытных работ была апробирована методика подавления интенсивных помех техногенного происхождения, сопоставимых по амплитуде с целевыми аномалиями физических полей. Можно сделать вывод об эффективности инженерной магниторазведки в условиях существенных техногенных помех при обработке полевых данных с использованием эмпирической модовой декомпозиции.

3.2.3 РАСШИРЕНИЕ ПРИЗНАКОВОГО ПРОСТРАНСТВА ДЛЯ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В методах классификации многомерных данных (типа K-средний и т.п.) и распознавания образов (система MultAlt и т.п.) нередко используются предварительные преобразования информации с целью получения дополнительных признаков. Для этой цели были использованы статистические и градиентные характеристики полей, рассчитанные в пределах скользящего окна [49] или результаты вейвлет-преобразования [80]. В роли независимых признаков могут также выступать IMF, ассоциируемые с $f_{лок}$, и остаток разложения (рисунок 3.11).

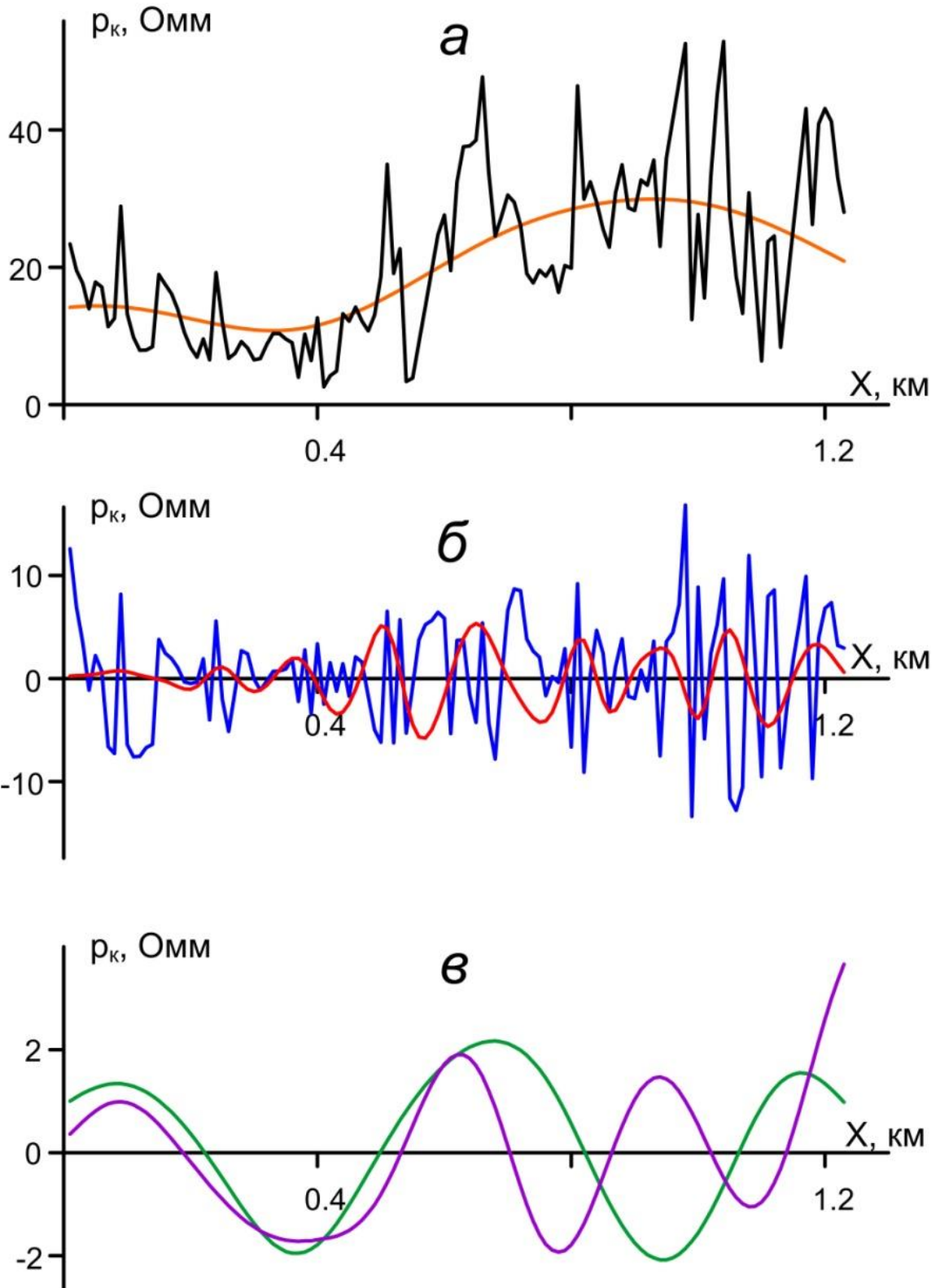


Рисунок 3.11 – Результаты электропрофилирования симметричной установкой $AB = 400 \text{ м}$, $MN = 10 \text{ м}$: а – сигнал и остаток; б – IMF 1 и IMF 3; в – IMF 5 и IMF 7

3.2.4 КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Корреляционные методы базируются на последовательном применении двух процедур: выявления статистических связей между изучаемой геологической характеристикой (эталоном) и геофизическим полем (или его трансформантой) и применении полученного оператора с целью прогнозирования геологической характеристики по геофизическим параметрам. Для получения более эффективного решения обычно выделяют из геофизического поля компоненту f^* , наилучшим образом связанную с изучаемым геологическим объектом [43]. Выделение этой компоненты может осуществляться с помощью EMD преобразования. В определённых диапазонах пространственных частот особенности связи «объект-поле» могут проявляться достаточно отчетливо, поэтому целесообразно проводить сопоставление IMF, характеризующих аномалии и их источники. Пример такого сопоставления, выполненного с целью приближенного учета влияния рельефа земной поверхности на результаты крупномасштабной, аэромагнитной съемки, выполненной в Норильском районе НФ ВСЕГЕИ в 2012–2013 годах, представлен в таблице 3.2 и на рисунке 3.12 [73].

Методом группового учета аргументов (МГУА) на втором ряду селекции с учетом всех полученных IMF была построена регрессионная модель, характеризующая обусловленную рельефом составляющую магнитного поля δT_p . Результаты корреляционного метода определения δT_p близки к результатам, полученным путем решения прямой задачи магниторазведки от цифровой модели местности в скользящем окне диаметром 40 км. Однако корреляционный способ не требует априорных данных о намагниченности горных пород, слагающих верхнюю часть разреза и о высотах съемочных полетов, а также автоматически учитывает сферообразную форму Земли, т.е. имеет ряд преимуществ перед детерминистскими методами [29].

Таблица 3.2 – Коэффициенты линейно корреляции между магнитным полем ΔT , высотами рельефа H и результатами EMD

Параметры	ΔT	ΔT_1	ΔT_2	ΔT_3	ΔT_4^*	$r_{\Delta T}$
H	0,295	0,078	0,092	0,171	0,381	-0,076
H_1	0,224	0,644	0,141	0,019	-0,070	-0,043
H_2	0,338	0,082	0,614	0,235	-0,064	0,075
H_3	0,317	-0,029	0,110	0,303	0,177	0,184
H_4	0,546	-0,105	-0,076	0,168	0,881	0,167
r_H	-0,092	0,052	-0,053	-0,026	-0,068	-0,268

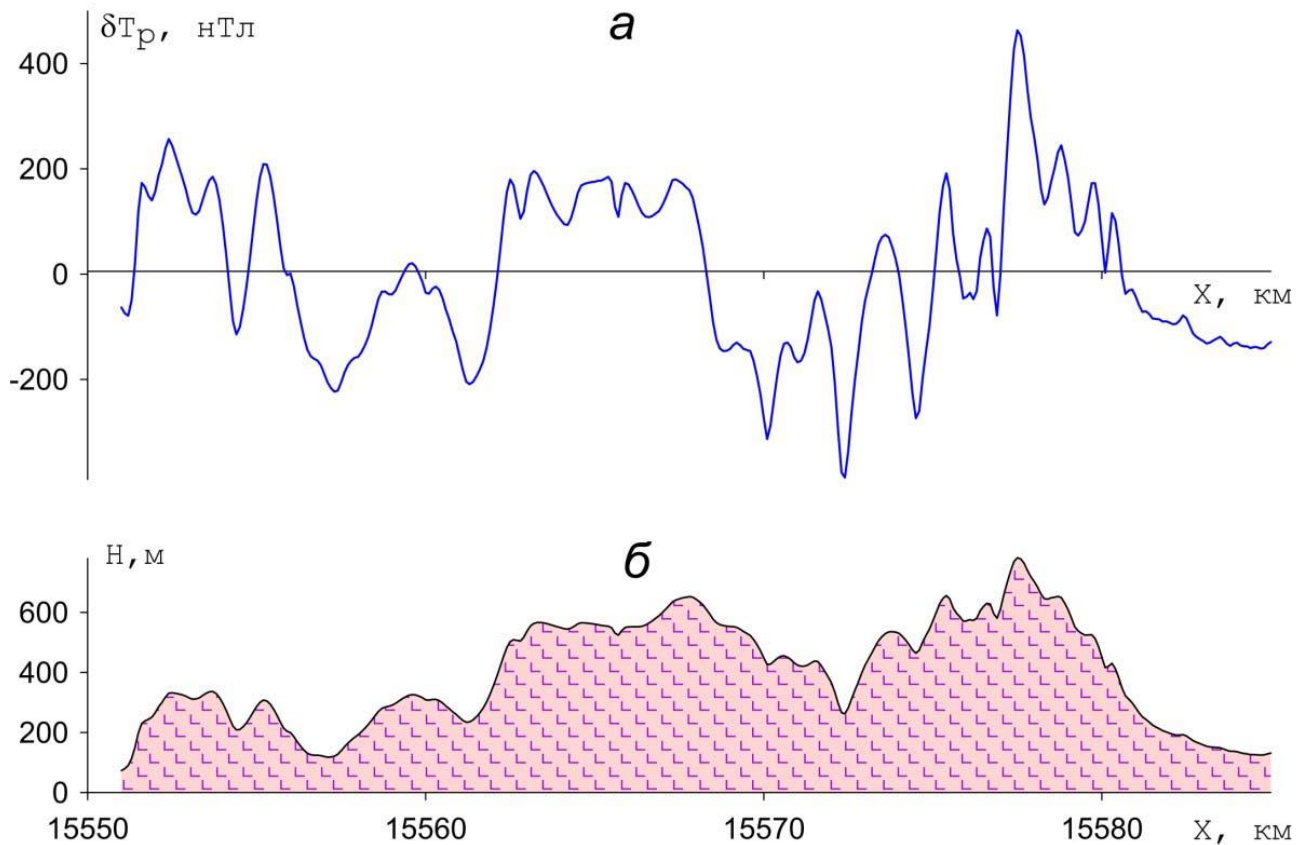


Рисунок 3.12 – Учет влияния рельефа местности на аномальное магнитное поле:
 а – составляющая магнитного поля δT_p ; б – абсолютные отметки рельефа земной поверхности H . Норильский рудный район

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 3

Описан классический алгоритм эмпирической модовой декомпозиции, уточнены существующие недостатки метода. Модификация алгоритма с использованием истокообразных аппроксимаций позволяет уменьшить краевые эффекты построения огибающих локальные экстремумы функций и увеличить точность декомпозиции. Описаны особенности применения на практике и приведены примеры использования 2,5D и 3D модификаций EMD. Несмотря на описанные выше сложности, имеется возможность получать адекватный результат разложения. Использование эмпирической модовой декомпозиции при трансформации данных гравиразведки и магниторазведки позволяет решить множество задач: начиная фильтрацией сильно зашумленных данных, заканчивая расширением признакового пространства.

Использование EMD-преобразования не ограничивается фильтрацией и моделированием геофизических данных, а также может использоваться для расширения признакового пространства при комплексной интерпретации и в корреляционных методах интерпретации геопотенциальных полей.

В заключении главы можно сформулировать второе защищаемое положение: «Применение эмпирической модовой декомпозиции, с использованием истокообразных аппроксимаций при построении огибающих, уменьшающих влияние краевых эффектов декомпозиции, позволяет решать широкий спектр задач трансформации и моделирования двумерных и трехмерных данных гравиразведки и магниторазведки».

4 УПРАВЛЯЕМАЯ ЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДОВАЯ ДЕКОМПОЗИЦИЯ

У EMD-преобразования есть несомненные плюсы: простота программной реализации алгоритма практически для любого типа данных и быстрая скорость разложения, но есть и существенные недостатки:

- эффект смешивания мод;
- краевые эффекты аппроксимации;
- неуправляемость алгоритма;
- сложность и неустойчивость площадных модификаций алгоритма EMD.

В настоящее время разработано множество модификаций EMD-разложения (EEMD, SEEMD и др.), в которых частично или полностью устранены эти недостатки. Но применение таких подходов к обработке геофизических данных осложнено скоростью расчета IMF в связи с большой и сверхбольшой размерностью матриц исходных данных площадных съемок. Так, например, в EEMD и SEEMD происходит множественный расчет мод по ансамблям исходных данных с добавлением белого шума, с последующим осреднением полученных IMF [1]. В случаях, когда выполнение EMD-преобразования занимает часы (решение СЛАУ большой и сверхбольшой размерности), использование такого подхода невозможно.

Таким образом, появляется необходимость в создании модификации алгоритма EMD, который бы был управляем, решал существующие проблемы, и мог использоваться для анализа геофизических данных. Конечно, попытки управления процессом EMD при анализе геофизических данных предпринимались ранее, разработанный авторами [15] алгоритм OEMD эффективно фильтрует двумерные геофизических данные от шумов и используется для детального анализа геологической информации. Однако использование такого подхода для обработки геопотенциальных данных осложнено краевыми эффектами аппроксимации и отсутствием площадной модификации.

4.1 АЛГОРИТМ УПРАВЛЯЕМОЙ ЭМПИРИЧЕСКОЙ МОДОВОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ

Предлагается новый алгоритм [18] разложения сигналов на составляющие вида (3.1), использующий априорные ограничения на спектральный состав функций $\psi(x)$, близких к IMF, но не являющихся таковыми. Для идентификации таких функций от IMF назовем их модифицированными модовыми функциями (modified mode function – MMF). В этом алгоритме используется кусочно-постоянное представление огибающих $p(x)$ и $q(x)$ при рассмотрении исходного сигнала $f(x)$ в серии последовательно расширяющихся окон, как при кратномасштабном вейвлет-преобразовании (FWT). Это делает процесс разложения более управляемым и устойчивым, но уменьшает точность получаемых результатов в высокочастотной области. Подобный алгоритм получил название управляемая эмпирическая модовая декомпозиция (Guided Empirical Mode Decomposition или GEMD).

GEMD-преобразование сигнала $f(x)$, состоящего из k точек выполняется применением следующего алгоритма:

1. Выбор начального размера окна k_1 и масштабного коэффициента α ;
2. Построение кусочно-постоянных огибающих $p(x)$ и $q(x)$ с использованием нелинейных фильтров (рисунок 4.1) в рамках заданного окна k_i (перемещающегося вдоль оси абсцисс с шагом k_i);
3. Определение функции средних значений $\varphi(x)$ для $N=[k/k_i]$ точек, отвечающих центру интервала k_i . В случае если k не делится на k_i без остатка то аппроксимация происходит еще и в крайней точке с номером $M = N + 1$ и координатой $x = 0.5k_i + Nk_i\Delta x$
4. Функция средних значений $\varphi(x)$ аппроксимируется линейной комбинацией гармонических функций

$$\varphi(x) \cong \sum_{n=1}^N \frac{b_n h}{(x_n - x)^2 + h^2}, \quad (4.1)$$

где b_n – коэффициенты, определяемые в процессе аппроксимации; h – константа.

5. После аппроксимации значения $\varphi(x)$ восстанавливаются во всех точках k ;
6. Разность $\psi(x)$ между $f(x)$ и $\varphi(x)$ будет является первым приближением MMF (рисунок 4.2), первой компонентой отсеивания (sifting process);
7. Проверка критерия отсеивания и при его невыполнении применение процедур 2 – 6 для текущего компонента отсеивания;
8. Полученный после отсеивания сигнал принимается за найденную компоненту $\psi_i(x)$, где i – число пройденных циклов алгоритма GEMD;
9. Вычитание из исходного сигнала $f(x)$ найденной компоненты $\psi_i(x)$. Полученный в результате вычитания остаток становится новым анализируемым сигналом для декомпозиции $f_i(x) = f(x) - \psi_i(x)$;
10. Увеличение размера окна k_i на коэффициент α

$$k_i = k_{i-1} \alpha; \quad (4.2)$$

11. Если количество точек аппроксимации N становится меньше или равно 2, то декомпозиция GEMD завершается (критерий гладкости). Иначе – анализируемый сигнал вновь подвергается декомпозиции.

Как и в классическом EMD используется процедура отсеивания на основе остановочного критерия (3.3). Для GEMD в квадратной матрице A коэффициентов СЛАУ (3.5) условие диагонального преобладания не выполняется.

Общая блок-схема алгоритма GEMD представлена на рисунке 4.3.

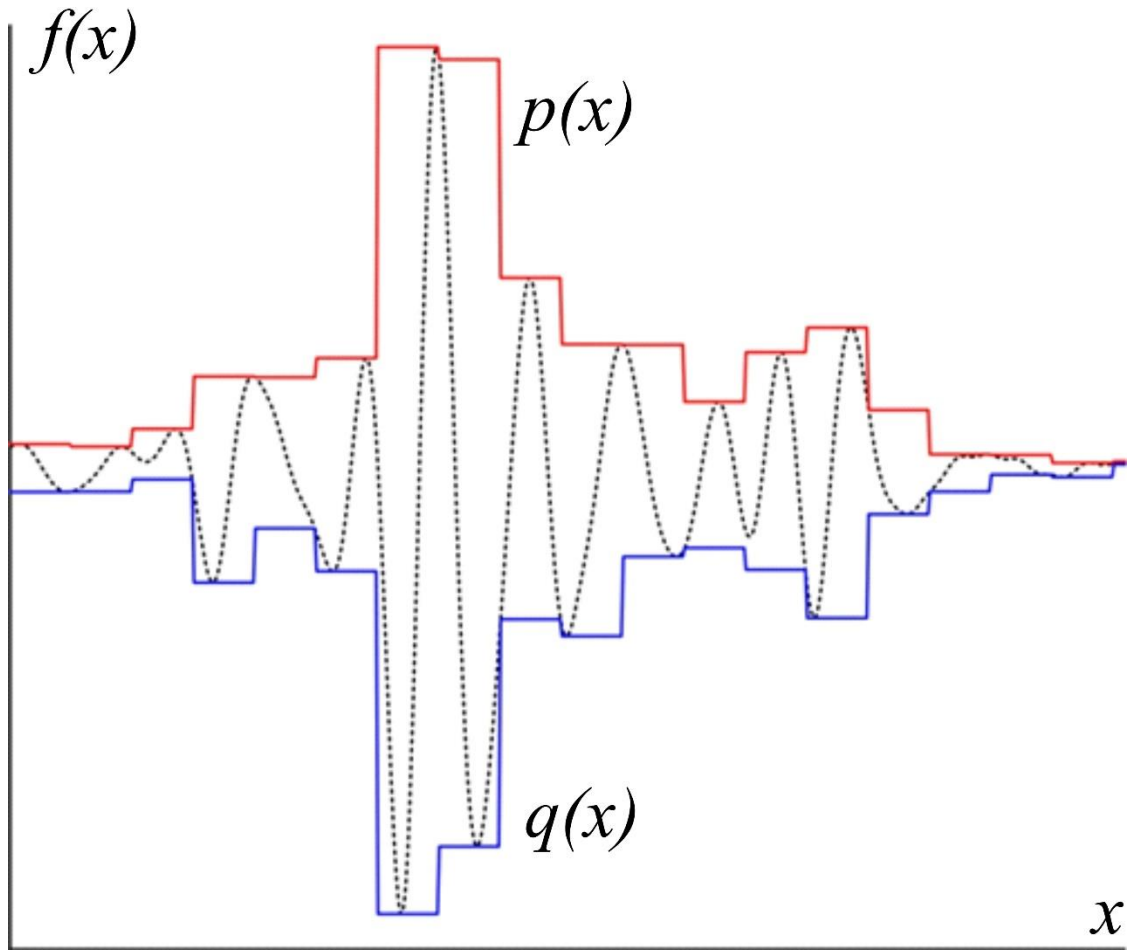


Рисунок 4.1 – Пример построения кусочно-постоянных огибающих

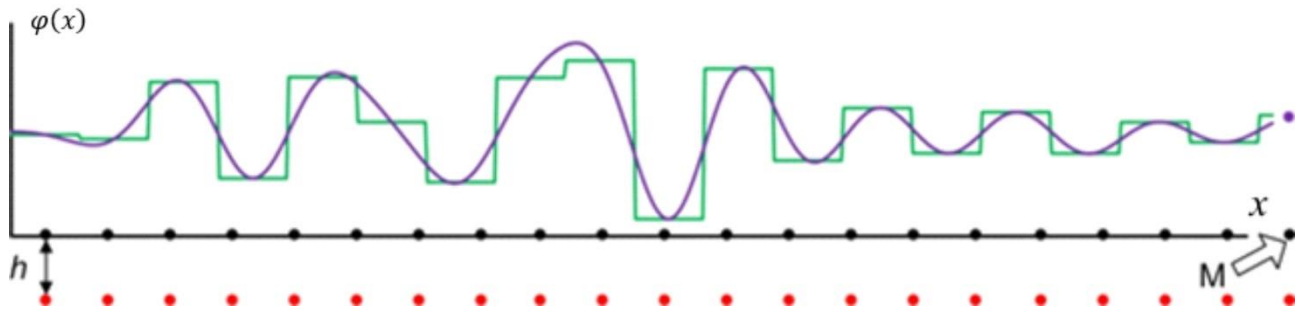


Рисунок 4.2 – Кусочно-постоянная функция $\varphi(x)$ и результат ее аппроксимации системой гармонических функций. Приведено расположение точек x_n (черный цвет) и горизонтальных бесконечных стержней (красный цвет)



Рисунок 4.3 – Схема GEMD-разложения

Таким образом, выбирая начальный размер окна k_1 и масштабный коэффициент α , появляется возможность регулировать количество и частоту получаемых мод (рисунки 4.4 и 4.5). Такой подход позволяет приближённо выделять компоненты изучаемого сигнала, обусловленные различными физическими процессами.

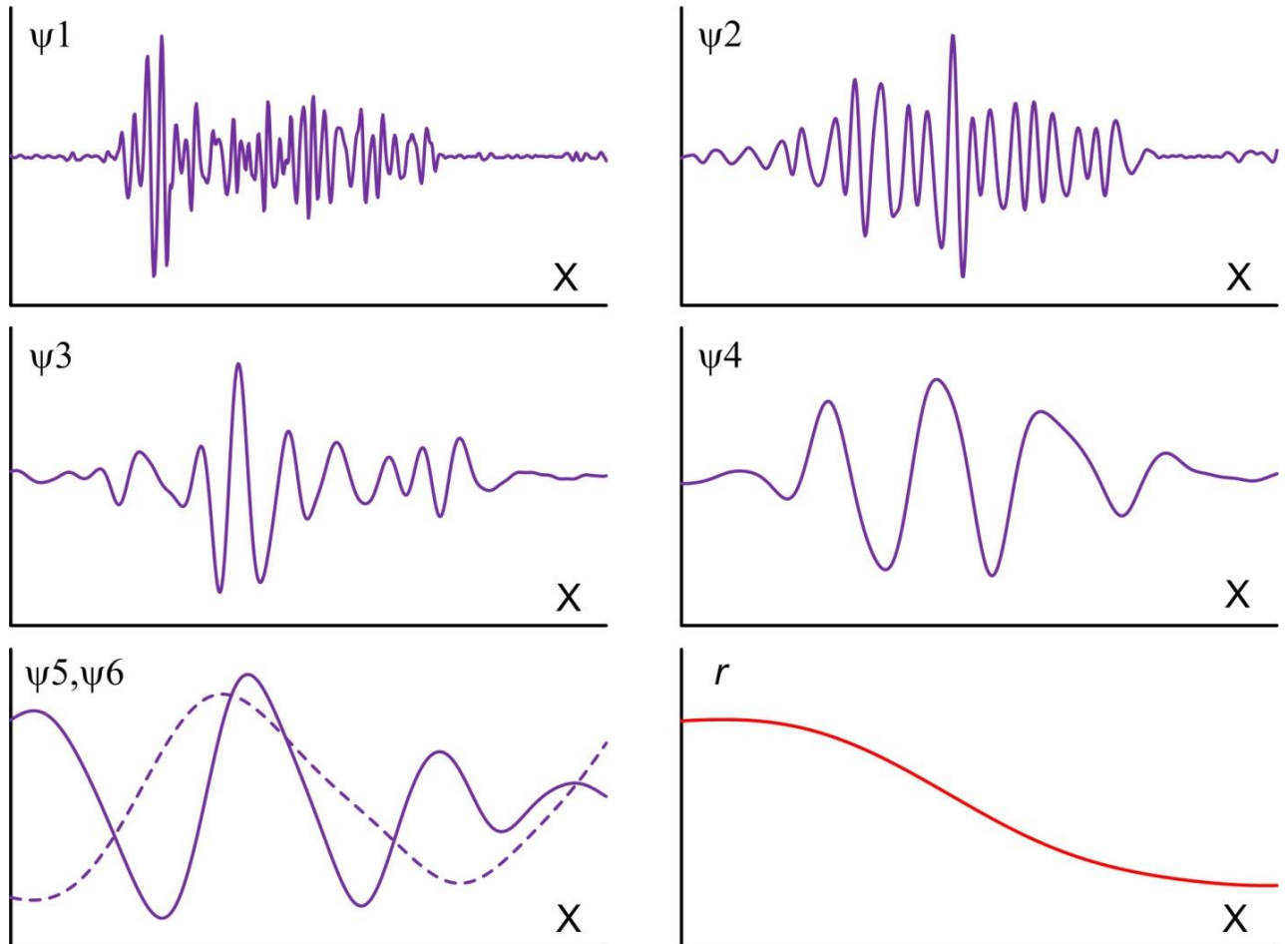


Рисунок 4.4 – Результат разложения магнитного поля на ММФ (ψ) и остаток r ,

$$k_1 = 9, \alpha = 2$$

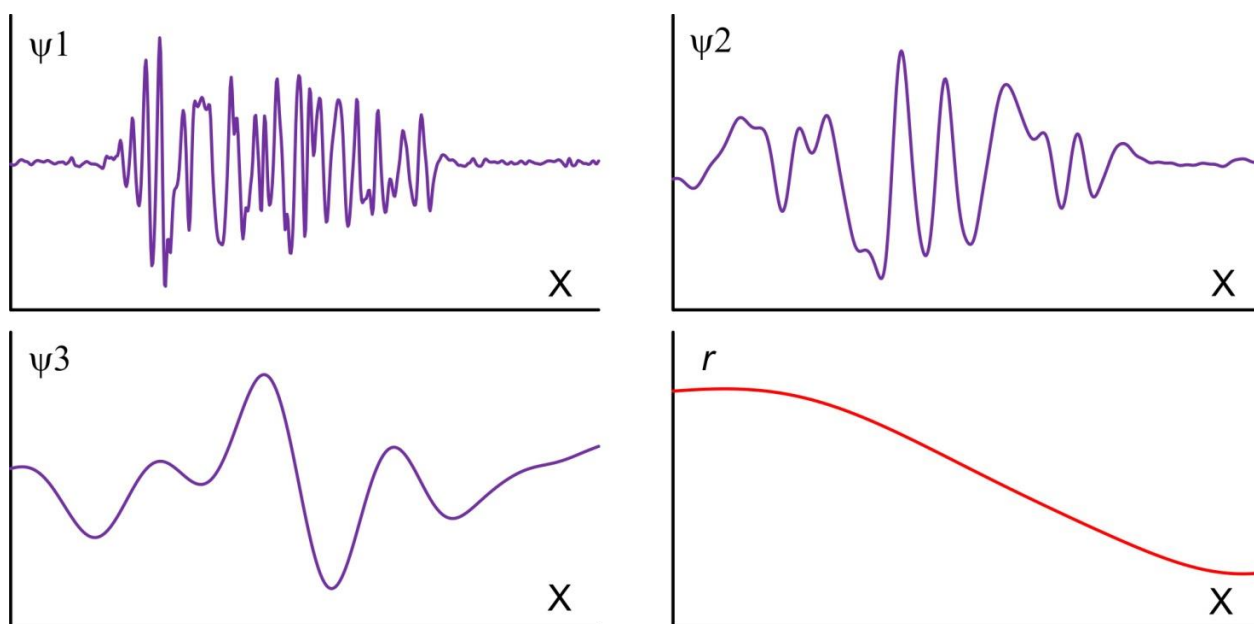


Рисунок 4.5 – Результат разложения магнитного поля на MMF (ψ) и остаток r ,

$$k_1 = 15, \alpha = 4$$

Разработанный алгоритм реализует попытку объединить вместе использование адаптивного базиса (EMD) и преобразований сигнала вида "масштаб-время" (FWT) за счет использования дополнительных ограничений на частоты квазиортогональных компонент разложения исходного сигнала. Эти ограничения являются препятствием для смешивания мод. Кусочно-постоянное представление огибающих сигнала несколько загрубляет результаты разложения, но полностью исключает возможность пересечения кривых $p(x)$, $q(x)$, $\varphi(x)$. Также снимается вопрос выделения многоточечных (плоских) экстремумов. Использование в циклах отсеивания истокообразной аппроксимации обеспечивает возможность использования данного алгоритма при анализе геопотенциальных полей. Отличительными особенностями алгоритма является практически полное отсутствие краевых эффектов и возможность управления процессом за счет изменения параметров α и k_1 . Алгоритм нуждается в дальнейшем тестировании на синтетических и практических данных, его основные элементы полностью применимы для созданий 2,5D и 3D модификаций.

4.2 СРАВНЕНИЕ EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION И GUIDED EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION

Одним из недостатков EMD-декомпозиции является высокое влияние неточностей исходных данных на результаты решения СЛАУ (3.5). Для оценки обусловленности СЛАУ при аппроксимации $\varphi(x)$ выполнено обращение матрица A итерационным методом Шульца второго порядка с использованием в качестве начального приближения для A^{-1} матрицы βA^T , $\beta = 10^{-7}$. Норма матриц A и A^{-1} для алгоритмов EMD и GEMD приведены для двух наборов данных в таблицах 4.1 и 4.2.

Таблица 4.1 – Нормы матриц коэффициентов СЛАУ для первого набора данных

	GEMD		EMD			
	$\varphi(x)$		$p(x)$		$q(x)$	
	$\ A\ $	$\ A^{-1}\ $	$\ A\ $	$\ A^{-1}\ $	$\ A\ $	$\ A^{-1}\ $
<i>max</i> -норма	1,11	1,57	0,57	377,29	0,53	665,68
<i>l</i> -норма	3,44	3,34	3,35	916,07	3,35	1624,49
<i>E</i> - норма	11,51	15,13	28,00	686,80	26,32	2209,91

Таблица 4.2 – Нормы матриц коэффициентов СЛАУ для второго набора данных

	GEMD		EMD			
	$\varphi(x)$		$p(x)$		$q(x)$	
	$\ A\ $	$\ A^{-1}\ $	$\ A\ $	$\ A^{-1}\ $	$\ A\ $	$\ A^{-1}\ $
<i>max</i> -норма	0,11	15,63	0,04	3377,64	0,03	4693,06
<i>l</i> -норма	0,35	33,39	0,19	9413,02	0,19	13327,20
<i>E</i> - норма	1,61	211,6	0,43	9799,45	0,42	13580,2

Очевидно, что числа обусловленности, характеризующие влияние неточностей исходных данных на результаты решения СЛАУ [16], в GEMD-алгоритме на 2 – 3 порядка ниже, чем в EMD.

Выполним проверку ортогональности ММФ, представленных на рисунке 4.4, путем вычисления их взаимных средних энергий. Взаимная средняя энергия любых пар ММФ должна быть достаточно мала (таблицы 4.3 и 4.4).

Таблица 4.3 – Взаимная средняя энергия ММФ и остатка, в нТл²

	ψ_1	ψ_2	ψ_3	ψ_4	ψ_5	ψ_6	r
ψ_1	4273,1						
ψ_2	44,1	3945,37					
ψ_3	161,2	237,3	7005,3				
ψ_4	-442,8	-278,0	-656,4	13697,5			
ψ_5	-18,2	-214,7	-317,6	-673,4	2760,6		
ψ_6	-145,4	-138,4	-690,2	-340,3	-129,0	2826,3	
r	-206,2	311,4	573,3	-2026,7	687,5	1963,6	38685,0

Таблица 4.4 – Взаимная средняя нормированная энергия ММФ и остатка, в %

	ψ_1	ψ_2	ψ_3	ψ_4	ψ_5	ψ_6	r
ψ_1	100						
ψ_2	1,07	100					
ψ_3	2,86	4,33	100				
ψ_4	-4,93	-3,15	-6,34	100			
ψ_5	-0,52	-6,40	-6,50	-8,18	100		
ψ_6	-4,10	-4,09	-14,04	-4,12	-4,62	100	
r	-0,96	1,46	2,51	-7,74	3,32	9,46	100

Конечный интервал задания поля и высокие асимптотические значения функции в правой части графика ограничивают возможности уменьшения значений взаимных средних энергии функций ψ_i и ψ_j . Однако сопоставление параметров, расположенных на главной диагонали матриц (таблицы 4.3 и 4.4) свидетельствует о приближенной взаимной ортогональности результатов разложения сигнала. Этот вывод подтверждают низкие значения коэффициентов корреляции между всеми компонентами (таблица 4.5).

Таблица 4.5 – Коэффициенты линейной корреляции между компонентами разложения сигнала

	ψ_1	ψ_2	ψ_3	ψ_4	ψ_5	ψ_6	r
ψ_1	1						
ψ_2	0,01	1					
ψ_3	0,03	0,04	1				
ψ_4	-0,06	-0,03	-0,06	1			
ψ_5	-0,01	-0,06	-0,07	-0,11	1		
ψ_6	-0,05	-0,05	-0,18	-0,04	-0,04	1	
r	-0,04	-0,00	-0,06	-0,05	0,10	0,11	1

В результате проведенного сравнения, можно сделать вывод что MMF, получаемые в результате GEMD-декомпозиции взаимно ортогональны, чувствительность GEMD к зашумленности исходно сигнала намного меньше чем у EMD.

4.3 ПСЕВДО-3D GEMD-РАЗЛОЖЕНИЕ

Логично предположить, что при фиксированном параметре k_i компоненты декомпозиции (MMF) двух различающихся по частотному составу сигналов будут менее отличаться друг от друга, чем IMF одинакового уровня. Это является благоприятной предпосылкой для использования псевдо-3D модификации GEMD, которая может использоваться для анализа площадных геопотенциальных данных.

Основные операции псевдо-3D модовой декомпозиции выглядят для матрицы $Y = \{y_{ij}\}, i = \overline{1, m}, j = \overline{1, n}$ следующим образом:

1. Выполнение разложения сигнала по строкам матрицы Y в 2D-варианте с расчетом $s \times n$ MMF, где s – число уровней разложения (с учетом остатка). Обозначим эти функции как $\theta_{ij}(N), N = \overline{1, s}$;

2. Выполнение разложения сигнала по столбцам матрицы Y в 2D-варианте с расчетом $s \times m$ MMF, где s – число уровней разложения (с учетом остатка). Обозначим эти функции как $\mu_{ij}(N), N = \overline{1, s}$;

3. Вычисление средних значений ММФ в каждой точке (i, j) для каждого уровня разложения s

$$\varphi(x) = \frac{\mu_{ij} + \theta_{ij}}{2}; \quad (4.3)$$

4. В случае необходимости – сглаживание полученных ММФ с использованием квадратного скользящего окна.

Приведем практический пример применения 2,5D GEMD для материалов крупномасштабной аэромагнитной съемки, выполненной в северной части плато Путораны на площади ~ 95000 км². Размеры матрицы исходных данных $m = 160$, $n = 151$, диапазон изменения напряженности аномального магнитного поля от минус 506 до плюс 613 нТл (рисунок 4.6, *а*). ММФ 1 (рисунок 4.6, *б*), отвечает наиболее высокочастотной составляющей поля – помехе. ММФ 2 (рисунок 4.6, *в*) характеризует локальные магнитные неоднородности, находящиеся внутри толщи платобазальтов. Низкочастотная ММФ 3 (рисунок 4.6, *г*) несут информацию о намагниченности продуктов эффузивного магматизма, их структурных особенностях, а также приближенно характеризуют их вертикальную мощность.

Полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности проведения GEMD площадных геофизических данных.

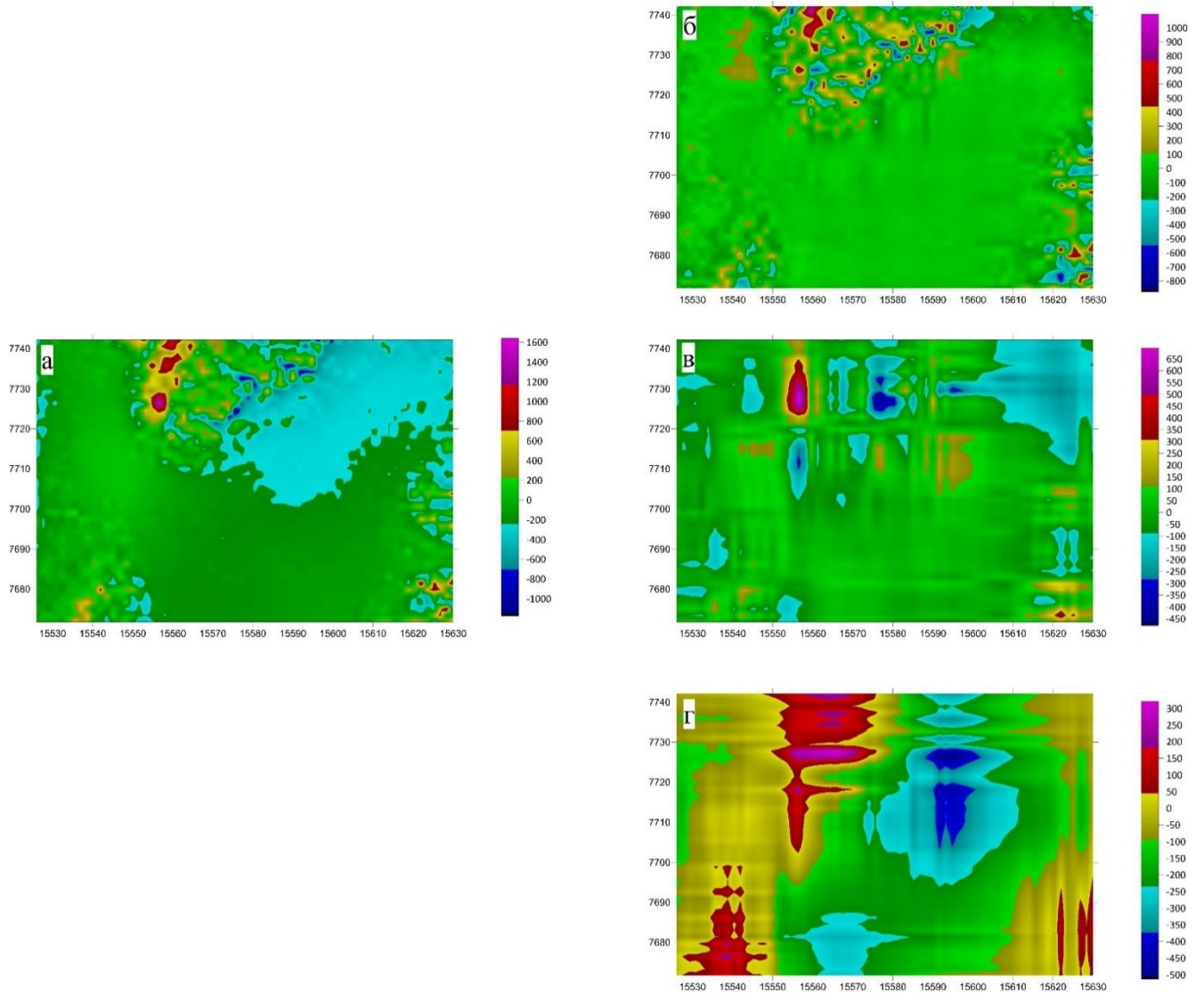


Рисунок 4.6 – Результаты 2,5D управляемой эмпирической модовой декомпозиции данных аэромагнитной съемки (северная часть плато Путораны): а – аномальное магнитное поле; б, в, г – ММФ с номерами 1, 2, 3 соответственно

4.4 ТРЕХМЕРНОЕ GEMD-РАЗЛОЖЕНИЕ

Описанные выше преимущества и свойства GEMD-разложения являются прекрасным подспорьем для реализации трехмерной модификации. По сути, алгоритм 3D GEMD отличается от классического лишь размерностью исходных данных.

Рассмотрим подробнее распределение локальных экстремумов для EMD и GEMD на реальных данных, поскольку от этого зависит адекватность и точность результатов 3D разложения. Как видно из рисунка 4.7, классическое EMD-разложение не позволяет построить адекватную аппроксимационную конструкцию, в случае же GEMD плоские экстремумы распределены равномерно. Отдельно стоит отметить сильную разобщенность, либо сгруппированность экстремумов одного типа при многомерном EMD. Такое распределение приводит либо к избытку, либо к недостатку источников поля для его корректной аппроксимации. В случае слишком разреженного распределения локальных экстремумов возможно необоснованное увеличение глубины источников поля. Также возможна ситуация, когда локальные экстремумы отсутствуют на границах исследуемой области, что усилит краевой эффект аппроксимации.

Равномерное распределение экстремумов при построении аппроксимационных конструкций для каждой из MMF и геометрическое увеличение глубины источников при увеличении номера MMF позволяет использовать GEMD-разложение для аппроксимации полей сеточным распределением источников [26]. Подобный метод базируется на используемом при сжатии цифровых графических изображений способом квадродерева [65].

Основная идея метода квадродерева заключается в представлении исходной области задания поля в виде неперекрывающихся областей, число которых возрастает в геометрической прогрессии при переходе от мелкого к более крупному масштабу. Подобные подобласти называют ранговыми блоками, а процесс их последовательного уменьшения – увеличением глубины квадродерева.

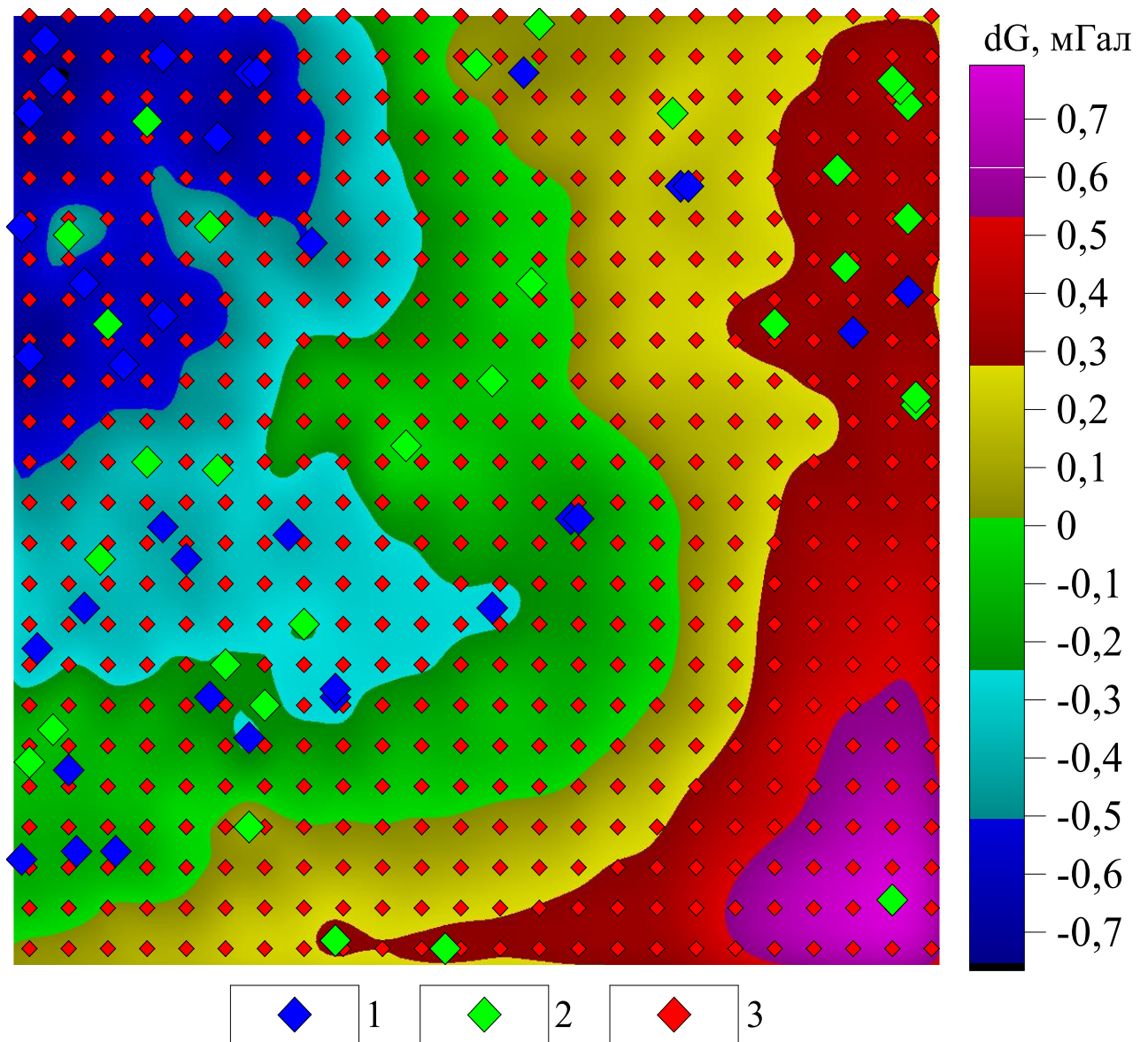


Рисунок 4.7 – Сравнение распределения локальных плоских экстремумов при EMD и GEMD декомпозициях: 1 – плоские минимумы EMD; 2 – плоские максимумы EMD; 3 – точки аппроксимации GEMD

В отличие от способа построения таких ранговых конструкций методом квадродерева, где разбиение на ранговые подобласти происходит с последовательным уменьшением глубины залегания аппроксимирующих источников, в процессе GEMD происходит увеличение их глубины с коэффициентом, равным коэффициенту укрупнения начального окна (рисунок 4.8). Поскольку в процессе разложения не предусмотрена аппроксимация остатка, его необходимо отдельно аппроксимировать 4 точечными источниками, расположенными на глубине:

$$h_{\text{ост}} = h_{\text{maxMMF}} * \alpha + 1. \quad (4.4)$$

Таким образом осуществляется адаптация сети расположения источников к морфологическим особенностям исходного гравитационного поля. Результирующая модель представляет собой совокупность точечных масс, расположенных на нескольких уровнях глубин, с уплотненным распределением источников в плане вблизи участков, обладающих наиболее сложным характером поля [17].

Использование трехмерного GEMD-преобразования позволяет устранить недостатки классического EMD без большого увеличения времени, требуемого на вычисления при работе с матрицами СЛАУ высокой и сверхвысокой размерности. Равномерное распределение экстремумов при GEMD не только стабилизирует процесс многомерного преобразования, но и позволяет на его основе получить не только MMF, но и разбитую на ранговые блоки (согласно распределению экстремумов модифицированных мод) аппроксимационную конструкцию, которая является незаменимым помощником при построении различных трансформант гравитационного поля.

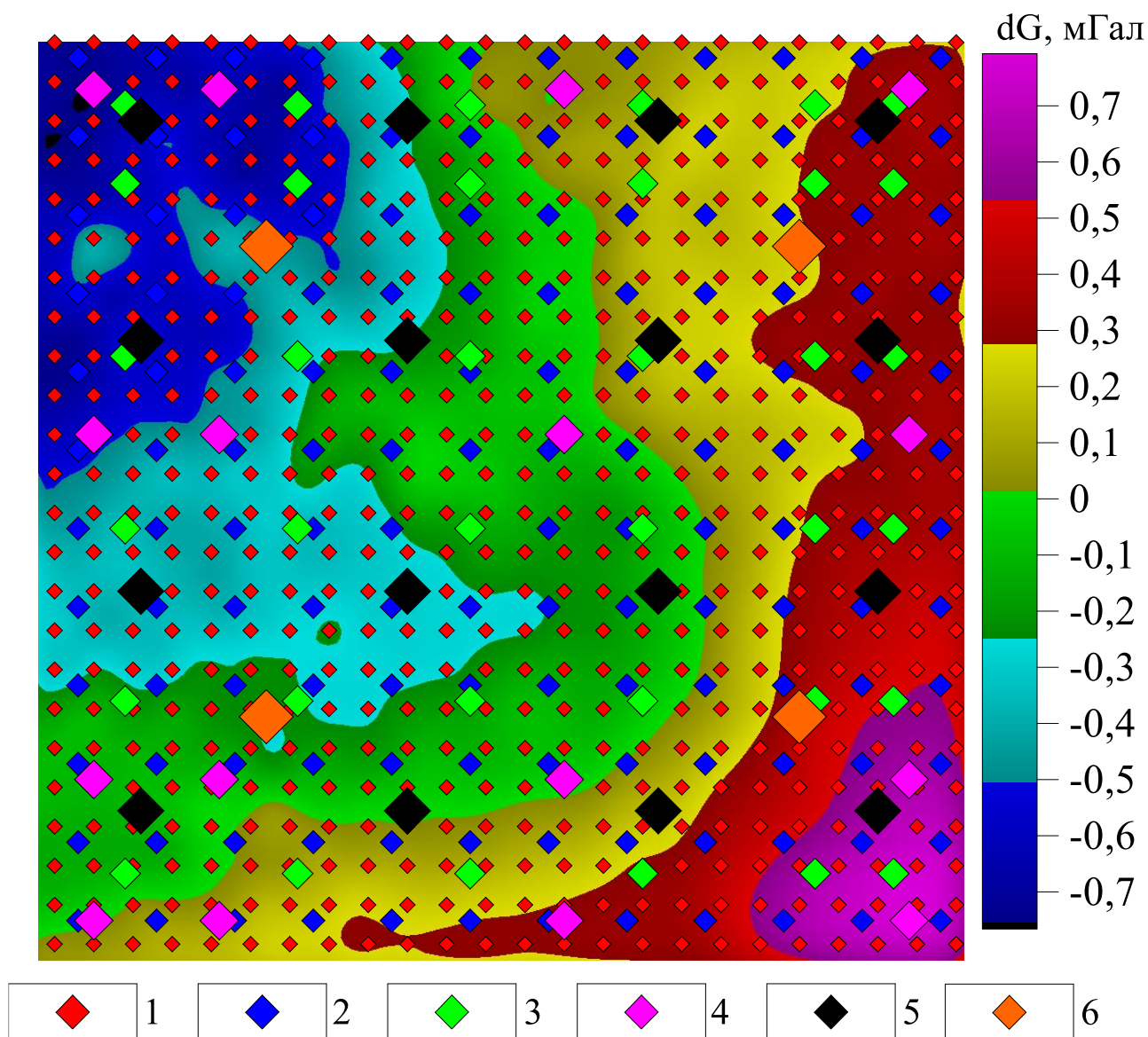


Рисунок 4.8 – Распределение источников ранговой аппроксимационной конструкции, полученной в результате GEMD-разложения: 1 – источники на глубине $5dx$; 2 – источники на глубине $11dx$; 3 – источники на глубине $23dx$; 4 – источники на глубине $47dx$; 5 – источники на глубине $95dx$; 6 – источники на глубине $191dx$

4.5 ПРОГРАММА «РАЗЛОЖЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА МОДИФИЦИРОВАННЫЕ МОДОВЫЕ ФУНКЦИИ EMD (ММФ)»

Для программной реализации предложенного в главе 4.2. алгоритма был использован язык программирования «Free Pascal» в рамках IDE Lazarus [41]. Lazarus является идейным продолжением Delphi, хорошо себя зарекомендовавшим

на начальном этапе развития геофизического программирования. В данной IDE легко реализуется чтение и загрузка данных геофизических форматов (*.grid, *.sgy), а также существуют библиотеки для работы с «классическим» форматами данных – *.xlsx, *.dat, *.txt. Язык программирования «Free Pascal» позволяет полностью пользоваться различными современными парадигмами программирования, за счет своей легкой для понимания структуры, не требуя большого опыта программирования.

При помощи языка программирования «Free Pascal» в IDE Lazarus была разработана программа «EMD v 2.0 (MMF)», которая зарегистрирована в базе Федеральной службы по интеллектуальной собственности, свидетельство № 2021610509 от 14.01.2021 [60].

Программа предназначена для разложения исходных данных геофизических съемок на модифицированные модовые функции. Программа обеспечивает выполнение следующих функций: выбор типа разложения (2D, 2,5D, 3D), задание размеров окна разложения и коэффициента его увеличения, ввод исходных данных в форматах *.xlsx, *.grd, сглаживание полученных мод в квадратном окне, вывод полученных MMF и остатка в форматах *.xlsx, *.grd.

Программное обеспечение «EMD v 2.0 (MMF)» обладает легким, интуитивно понятным интерфейсом. После запуска программы откроется главное окно программы (рисунок 4.9), здесь реализован главный функционал программы.

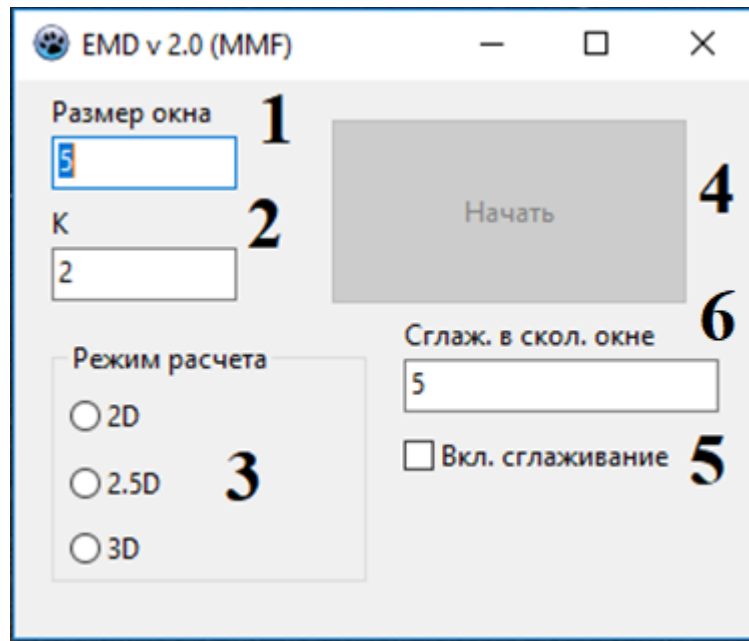


Рисунок 4.9 – Главная форма программы

На рисунке 4.9. цифрами обозначены следующие элементы:

1. LabeledEdit – «Размер окна», отвечающий за начальные размеры окна разложения;
2. LabeledEdit – «Коэффициент К», отвечающий за увеличение размера окна при переходе к расчёту следующей моды;
3. RadioGroup – «Режим расчета», позволяющая выбрать требуемую пространственную разрешонность GEMD, после выбора расчета становится активным кнопка «Начать»;
4. Button – «Начать», по нажатию данной кнопки появится диалог открытия файла, содержащего исходные данные (для 2,5D и 3D режимов – в формате GRD Surfer 6 Text Grid – *.grid, для 2D – Excel 2007 и старше *.xlsx). По завершению расчетов откроется окно выбора директории для сохранения результатов разложения (2,5D и 3D варианты) или окно сохранения файла с расширением *.xlsx;
5. CheckButton – «Вкл. сглаживание», включение\выключение сглаживания в скользящем квадратном окне размерами указанными в 6 (только для 2,5D и 3D режимов);

6. LabeledEdit – «Сглаж. в скол. окне», параметр отвечающий за размер скользящего квадратного окна сглаживания результатов 2,5D и 3D разложений.

При 2D разложении результатом работы программы является файл *.xlsx, содержащий в первом столбце данные о горизонтальной координате, а в следующих – моды. При 2,5D разложении программа на вывод подает 3 папки «СХ» «СУ», содержащие результаты 2,5D преобразования по соответствующим направлениям разложения, и папку «СХ+СУ» – содержащую осредненные по направлениям моды. В папках находятся файлы с расширением *.grid. Особое внимание следует обратить на то, что матрица исходных данных для 2,5D разложения должна быть квадратной или близка к ней. При 3D разложении сохраняются файлы с расширением *.grid.

Данная реализация пользовательского интерфейса в программе «EMD v 2.0 (MMF)» разложения позволяет применить на практике метод GEMD, предложенный в разделе 4.2. Полученные результаты по предложенному методу можно легко сравнить с результатами, полученными с помощью других методов фильтрации данных: БФП, БВП, EMD.

4.6 ПРИМЕНЕНИЕ GEMD ДЛЯ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПОЛЕВЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Участок исследований расположен в южной части центрального блока Соликамской впадины в пределах юго-восточной части действующего рудника. Сложность геологического строения рассматриваемого участка стала причиной выделения в этом районе двух аномалий геологического строения и состояния пород водозащитной толщи. Подобные участки скрывают в себе потенциальную опасность для ведения горных работ, поэтому задачей автора стал подбор оптимального метода опережающих исследований, позволяющего заблаговременно обнаруживать подобные зоны.

4.6.1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО УЧАСТКА

На исследуемой площади был выполнен обширный комплекс геофизических работ, включавший в себя наземные методы (сейсморазведка 2D и 3D, электроразведка методами вертикальных электрических зондирований, зондирование становлением поля в ближней зоне, технология электромагнитного зондирования и вызванной поляризации, аудиомагнитотеллурическое зондирование), подземные (сейсморазведка по способу поперечных волн разделения отражений (ПВРО), электротомография, вертикальные электрические зондирования), а также новый способ наземно-подземного электромагнитного зондирования [38, 39]. Наиболее точно, структуру и природу встреченной аномалии удалось определить с помощью шахтной сейсморазведки по способу ПВРО [6, 13, 32, 33, 34, 51, 52, 53, 56, 57, 58, 59, 67], при непосредственном участии автора. Аномалия в дальнейшем была заверена бурением скважины с поверхности.

Данная структура представляет из себя эрозионный врез в своде поднятия. В этом месте соли теряют в мощности порядка 60 м, при глубине залегания соляного зеркала (СЗ) до 200 м, а на соляное зеркало выходят пласты карналлитовой зоны (КЗ). Подобные эрозионные врезы возникают в соответствии с особенностями распространения трещин отрыва в своде антиклинальных структур, хорошо известных в структурной геологии (рисунок 4.10). Складчатые деформации привели к трещинообразованию в надсоляной толще в своде поднятия, что обеспечило доступ проточной воды к соляной толще. В результате растворения солей образовался инверсионный рельеф по кровле соляного зеркала, со следами трещин отрыва и/или каналов растворения. Нарушение, уходящее на юг, наблюдается в характере речной сети в рассматриваемом районе. Поскольку такая структурная аномалия является опасной для проведения горных работ, ее местоположение и характер необходимо выявить до проходки выработок.

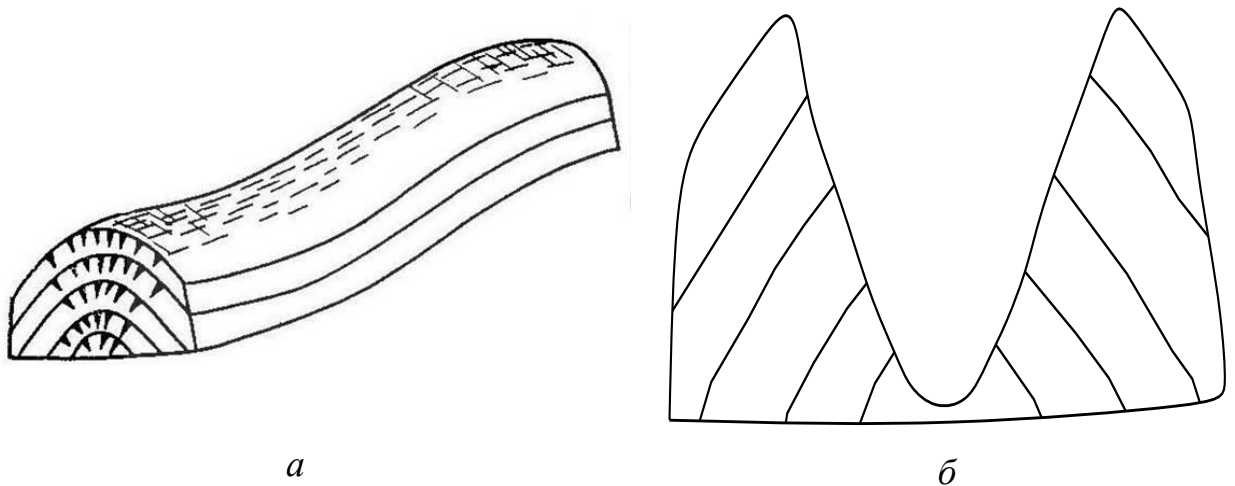


Рисунок 4.10 – Процесс образования эрозионного вреза: а – схема расположения трещин в ядре антиклинальной складки [42]; б – эрозионный врез, возникший в результате размыва солей

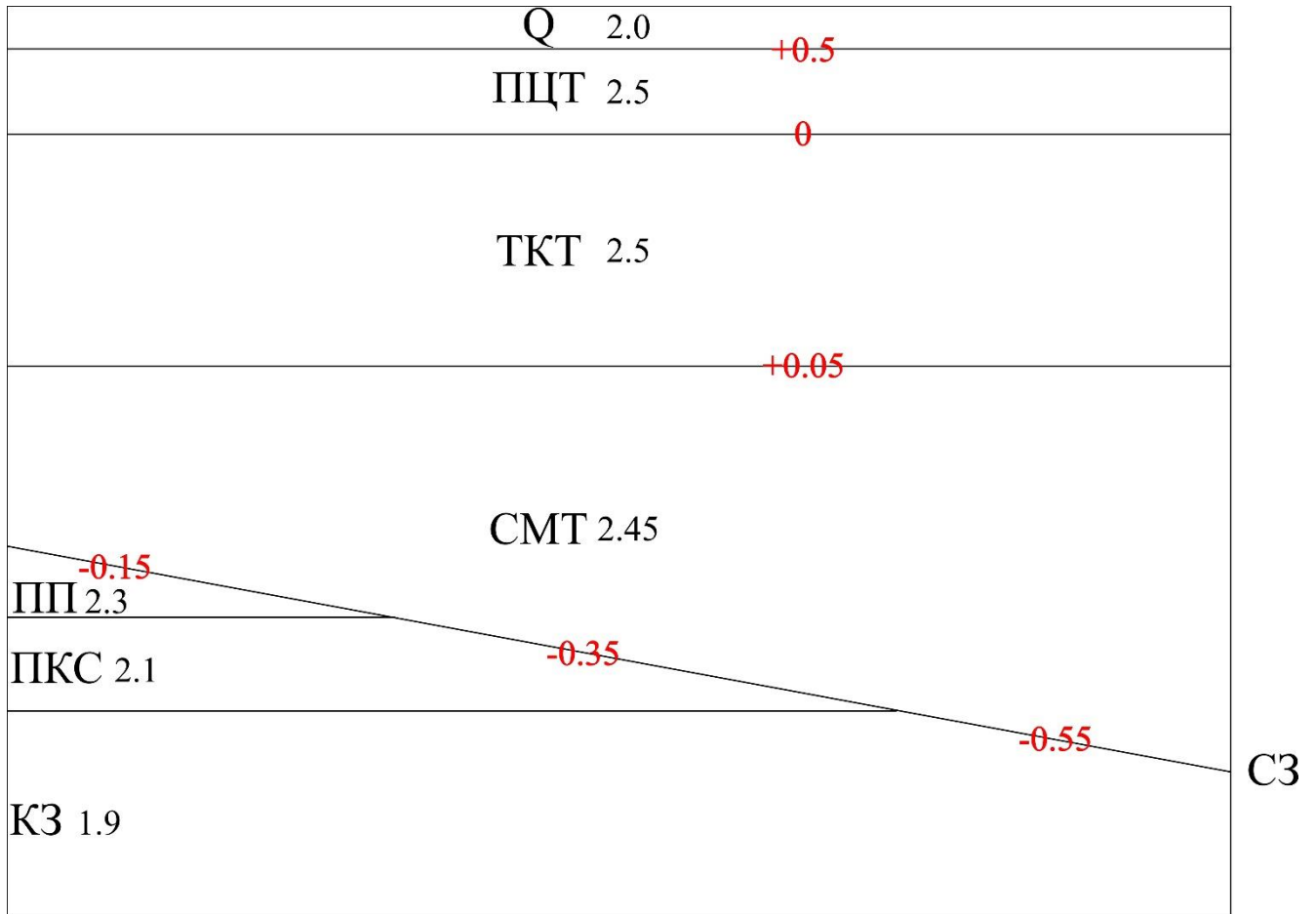
4.6.2 ПРЯМАЯ ЗАДАЧА ГРАВИРАЗВЕДКИ

В пределах ВКМС наиболее контрастной гравиактивной границей является соляное зеркало (СЗ). В зависимости от того, какие породы выходят на СЗ разность плотностей варьируется от минус 0,5 до минус 0,1 г/см³ (рисунок 4.11). Предпосылкой для проведения гравirazведочных работ является различие между плотностями толщ, слагающих исследуемый участок, и наличие эрозионного вреза, заполненного горными породами, более плотными, чем соли. Учитывая амплитуду эрозионного вреза и аномальные плотности пород, выходящих на СЗ, можно сделать предположение о наличии положительной аномалии гравитационного поля в данной области.

Для предварительной оценки возможности локализации аномалии типа эрозионный врез гравirazведкой было проведено моделирование гравитационного поля [7]. В качестве исходных данных для моделирования были использованы:

- абсолютные отметки соляного зеркала (рисунок 4.12), полученные по данным геологии, геофизических исследований шахтной сейсморазведки способом ПВРО и по результатам бурения разведочных скважин;

- рельеф земной поверхности (рисунок 4.13), полученный по результатам наземной топографической съемки;
- подошва соляной толщи, имеющая примерно горизонтальное положение на абсолютной отметке минус 400 м и соответствующая подошве подстилающей каменной соли.



ПП 2.3 толща, ее средняя плотность, г/см³

-0.15 скачок плотности на границе разноплотностных слоев, г/см³

Рисунок 4.11 – Геоплотностная модель месторождения

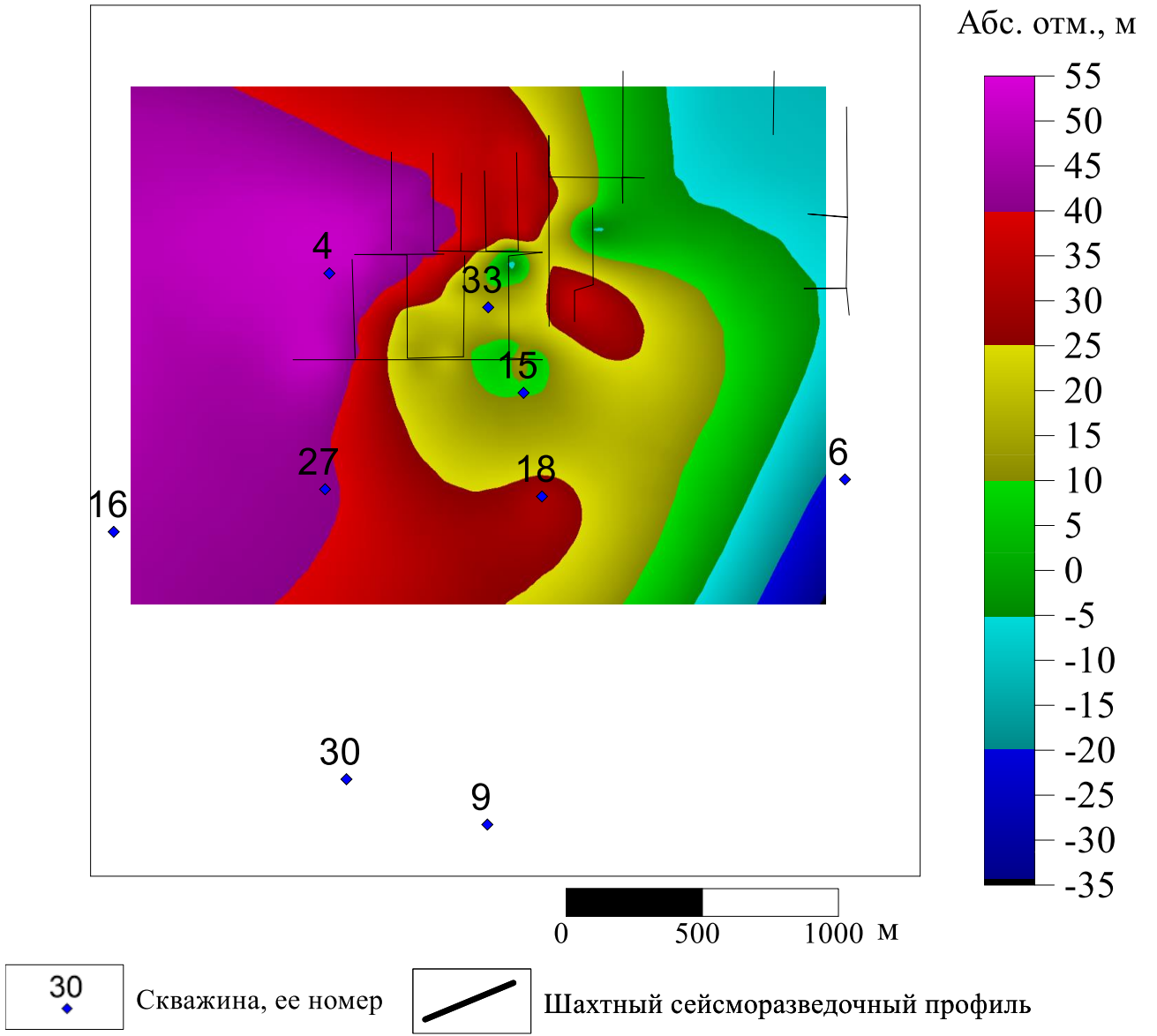


Рисунок 4.12 – Рельеф соляного зеркала

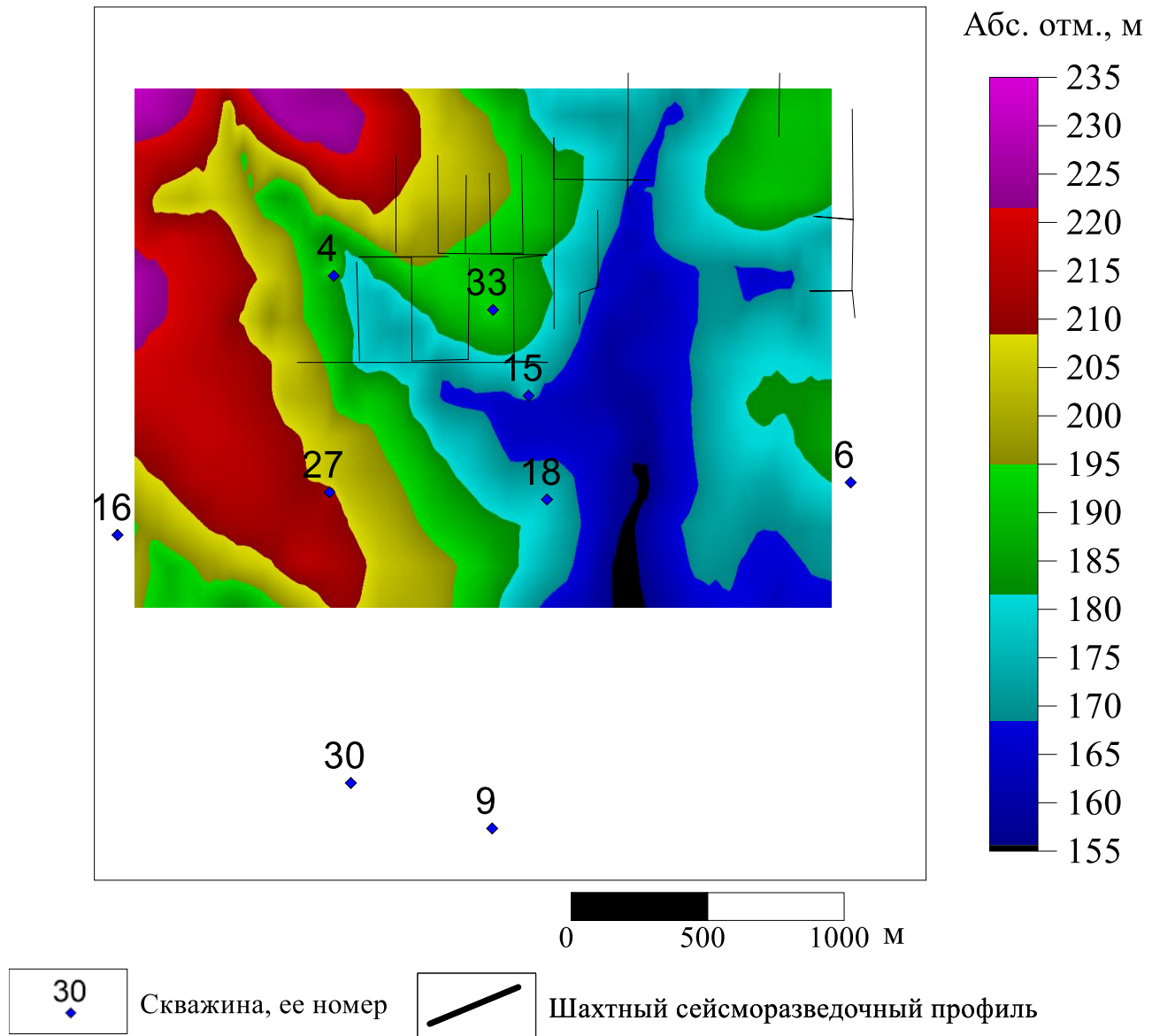


Рисунок 4.13 – Рельеф земной поверхности

Для моделирования гравитационного поля был программно реализован алгоритм решения прямой задачи гравиразведки. Суть алгоритма заключается в следующем: под каждой точкой сеточной модели помещается призма с заданной аномальной плотностью и стороной, равной шагу сети модели. Абсолютные отметки кровли и подошвы призмы берутся из данных цифровых карт рельефа кровли и подошвы пласта, от каждой из таких призм рассчитывается гравитационный эффект на всю площадь исследования с учетом рельефа местности. Для борьбы с краевыми эффектами за пределами участка добавляются призмы со стороной, равной стороне участка. Итогом работы программы является

модельное гравитационное поле, создаваемое пластом с постоянной аномальной плотностью.

Аномальная плотность в минус $0,2 \text{ г/см}^3$ была принята в качестве средней по всему участку. Для более точного моделирования гравитационного эффекта соляной толщи на исследуемой площади необходимо знать пространственное распределение плотностей пород, выходящих на соляное зеркало. Моделирование со средней аномальной плотностью позволит получить характер морфологии, амплитуду и структуру поля.

Предварительно необходимо определить оптимальный размер шаг сеточной модели для корректного отображения всех особенностей геологической среды: слишком большой шаг может не позволить выявить некоторые особенности участка в гравитационном поле, мелкий – приведет к излишне длительным вычислениям [8].

Результатом решения прямой задачи гравиразведки стало модельное гравитационное поле исследуемой соляной толщи (рисунок 4.14). Диапазон изменения значений поля составил $0,7 \text{ мГал}$. По локальной компоненте гравитационного поля (рисунок 4.15) была оценена амплитуда аномальной области – $0,2 \text{ мГал}$. Такая амплитуда свидетельствует о том, что с помощью наземной гравиразведки можно зафиксировать и локализовать изучаемую аномалию, обусловленную изменением глубины границы соляного зеркала в пределах эрозионного вреза.

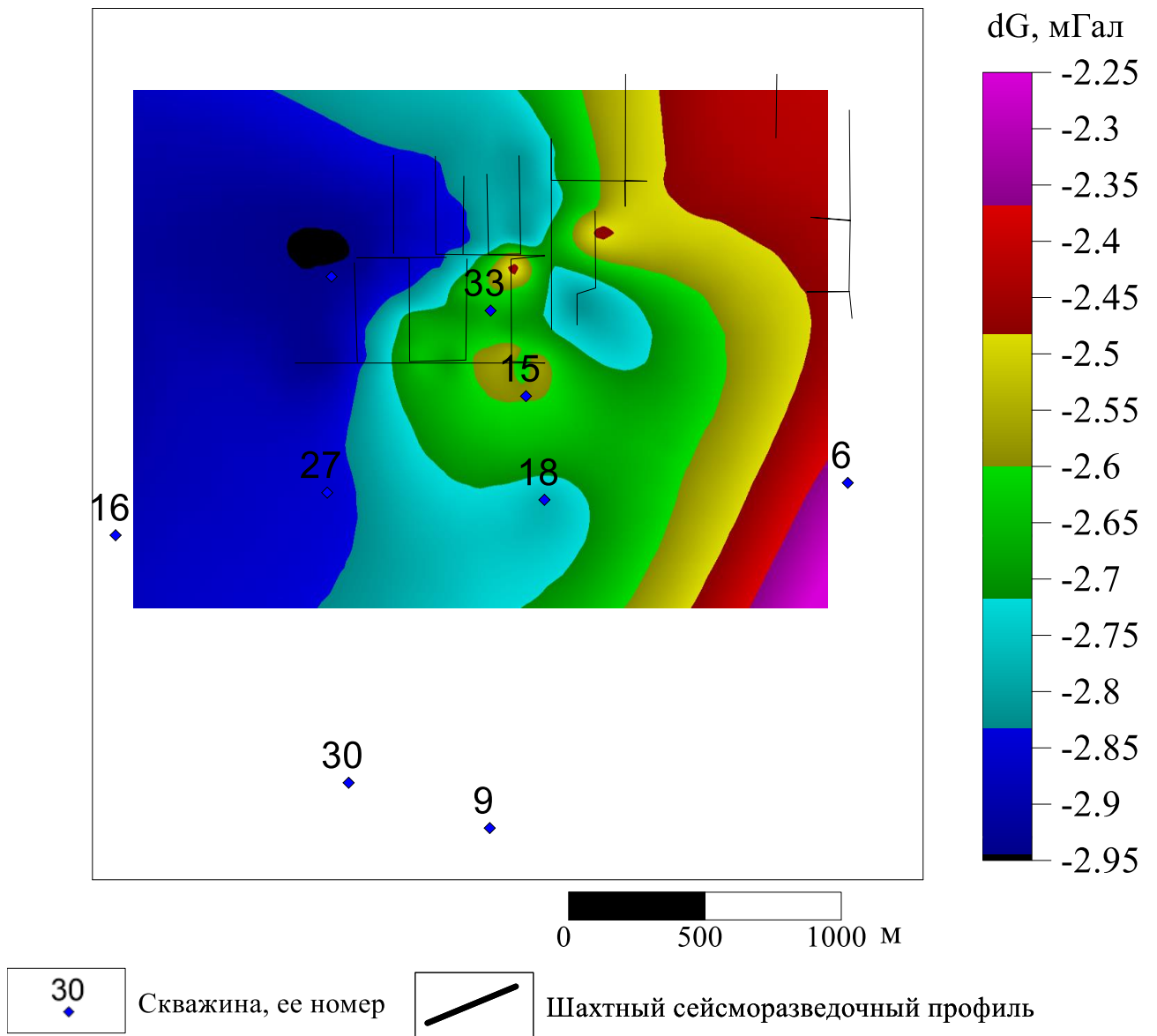


Рисунок 4.14 – Модельное гравитационное поле, создаваемое соляной толщью

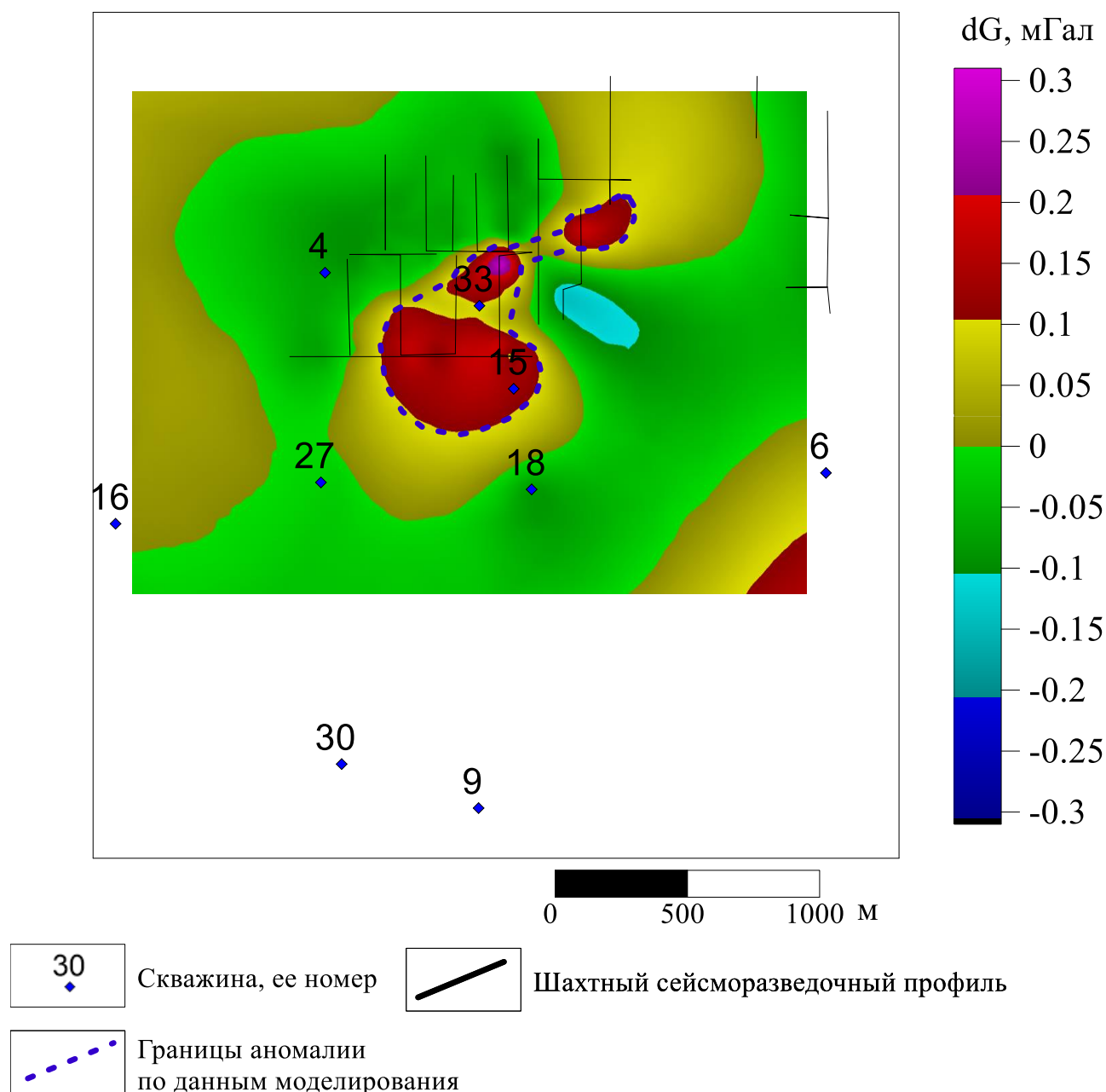


Рисунок 4.15 – Локальная составляющая модельного поля

4.6.3 МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТ

Наземные полевые гравиметрические работы были выполнены в 2020 г. На исследуемом участке была проведена высокоточная площадная съемка масштаба 1:10 000 с сетью пунктов наблюдения 50 x 150 м. Поле силы тяжести измерено на 1121 рядовых гравиметрических пунктах. Для оценки качества съемки были выполнены контрольные наблюдения в объеме 77 пунктов. Контрольные наблюдения составили 7% от общего числа рядовых пунктов. Погрешность единичного наблюдения при создании рядовой гравиметрической сети составила

$\pm 0,031$ мГал. Среднеквадратическая погрешность определения силы тяжести составила $\pm 0,022$ мГал относительно полевой опорной сети. Съемка выполнялась гравиметром марки CG-5 фирмы Scintrex (Канада). При производстве топогеодезических работ использовался электронный тахеометр.

4.6.4 ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Предварительная обработка гравиметрических данных была проведена согласно «Инструкции по гравиразведке» [5]. Плотность плоскопараллельного промежуточного слоя определялась методом Неттелетона и составила $2,3 \text{ г/см}^3$. Поправки за влияния рельефа рассчитывались на основе топографической карты масштаба 1:10000 в радиусе 8 км от центра участка.

После ввода всех необходимых поправок была получена карта распределения гравитационного поля в редукции Буге (рисунок 4.16). Коэффициент корреляции между гравитационным полем в редукции Буге и модельным полем составил 0,9, что свидетельствует о том, что гравитационное поле обусловлено характером залегания соляного зеркала.

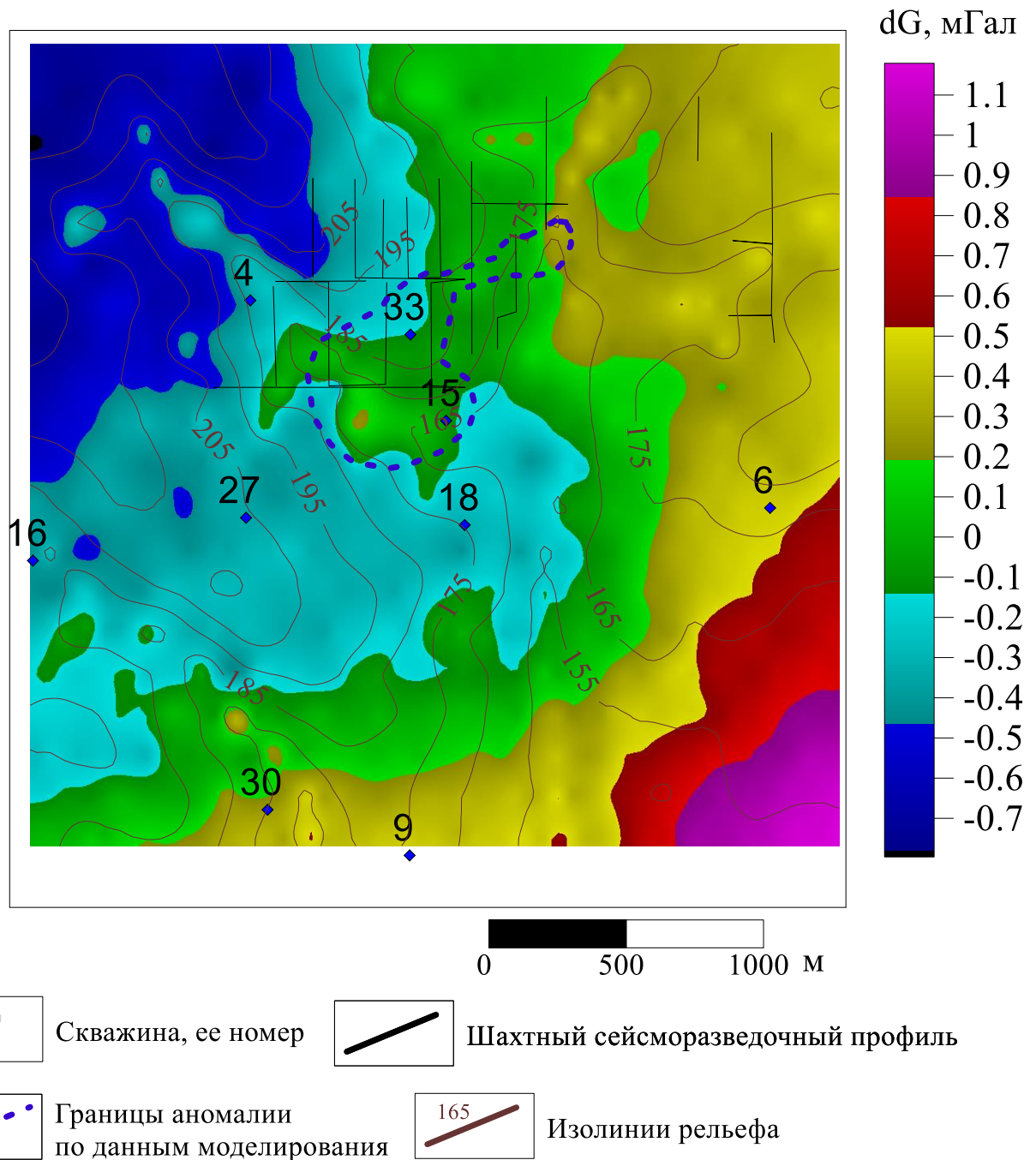


Рисунок 4.16 – Гравитационное поле в редукции Буге

В пределах западной части наблюдается корреляционная зависимость между рельефом дневной поверхности и гравитационным полем в редукции Буге. Кроме гравитационного влияния топографических масс, которое учитывается путем введения поправок за промежуточный слой и рельеф местности, в наблюдаемом поле силы тяжести проявляется влияние разновысотности точек измерений гравитационного поля. Физическая суть «эффекта разновысотности» связана с возникновением специфических искажений гравитационного поля, обусловленных

варьированием расстояний между возмущающими объектами и точками измерений за счет изменений высот поверхности наблюдений [4].

Для учета влияния разновысотности гравитационное поле в редукции Буге необходимо пересчитать на горизонтальную плоскость, для этого был использован алгоритм истокообразных аппроксимаций с фиксированным положением источников поля [19]. При пересчете поля на высоту 500 м (рисунок 4.17) коэффициент корреляции между модельным полем и полученной трансформантой составляет 0,94. Таким образом, данная трансформанта наилучшим образом описывает гравитационный эффект, создаваемый региональной составляющей кровли солей.

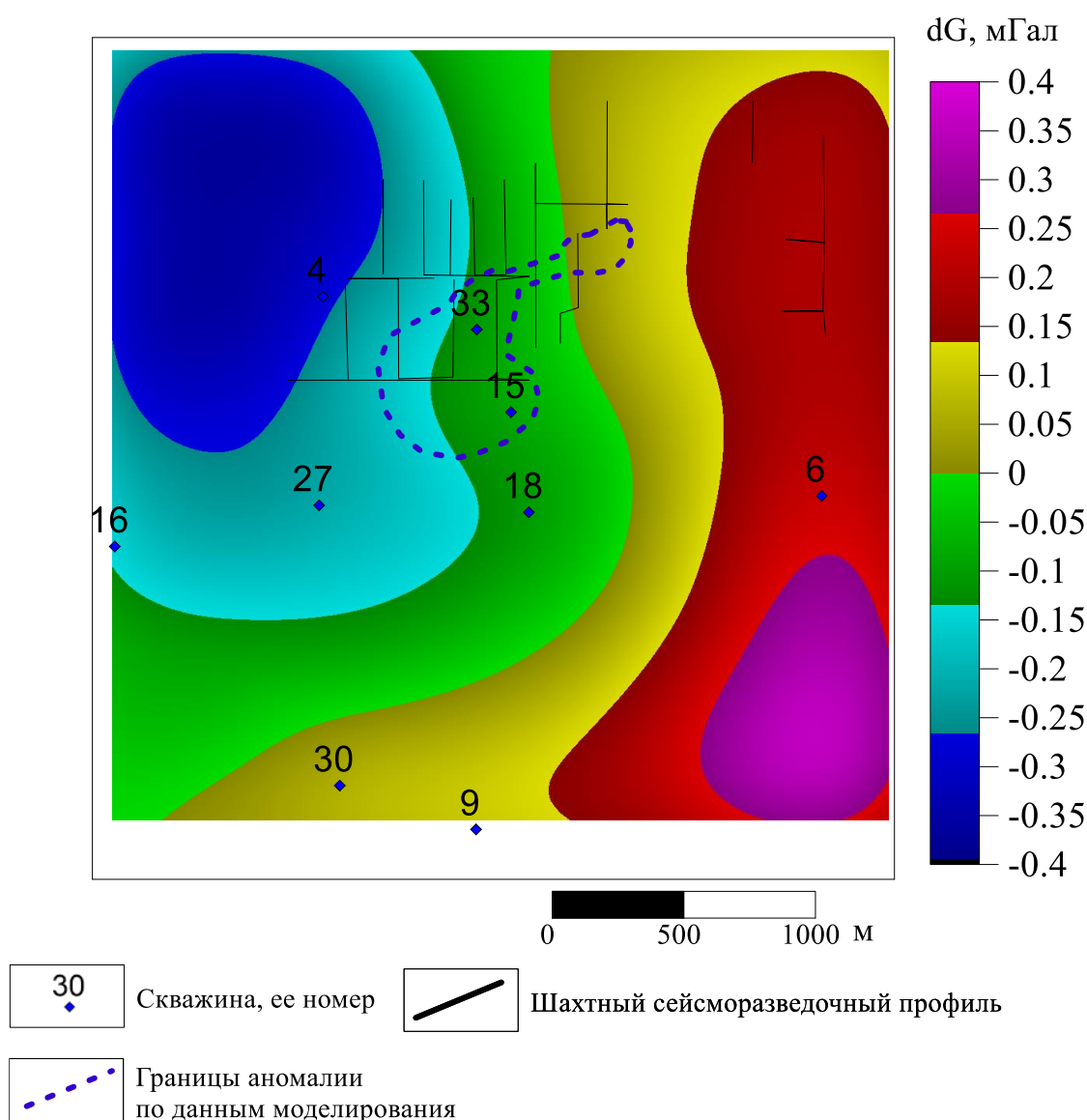


Рисунок 4.17 – Трансформанта гравитационного поля «Гор. плоскость 500 м»

Для локализации аномального объекта типа «эрозионный врез» необходимо отделить локальную компоненту от региональной путем вычитания региональной составляющей в виде полинома 2-ой степени.

После удаления «эффекта разновысотности» и региональной составляющей для дальнейшей фильтрации гравитационного поля была использована модификация метода EMD – GEMD [11, 60, 79].

Наибольшая корреляционная зависимость наблюдается между локальной составляющей модельного поля (рисунок 4.16) и трансформантой «Остаток GEMD, гор. плоскость 235» (рисунок 4.18). Можно заметить, что в целом поля имеют близкий характер, но отмечаются и расхождения. По данным моделирования отсутствует отрицательная аномалия близ скважины 18, а аномалия, создаваемая эрозионным врезом, имеет меньшую амплитуду, и продолжается на восток. Рассмотрим подробно эти участки с точки зрения известного геологического строения.

На юго-западе первого участка находится исследуемый эрозионный врез. На соляное зеркало выходят породы карналлитовой зоны, амплитуда модельного поля будет заниженной, что подтверждается полевыми данными. Строение восточной части участка не уточнено данными шахтной сейсморазведки, но по геологическим данным известно, что соли здесь резко погружаются в южном направлении. Положительная аномалия на юго-востоке также связана с резким погружением солей.

В пределах второго участка скважины 18 вскрыт предположительно свод соляного купола. Учитывая тот факт, что скважина 18 находится на периферии большой отрицательной гравитационной аномалии, то можно сделать вывод, что положение свода купола и его мощность не соответствуют текущим представлениям, а скважиной 18 был вскрыт склон купола.

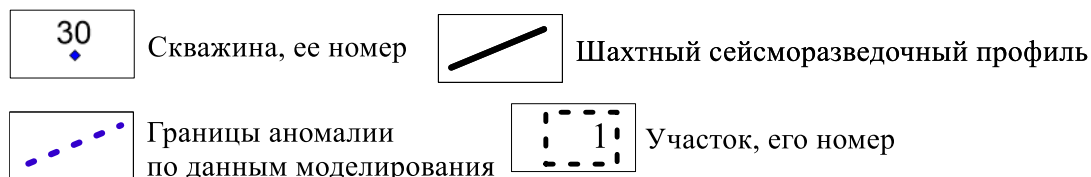
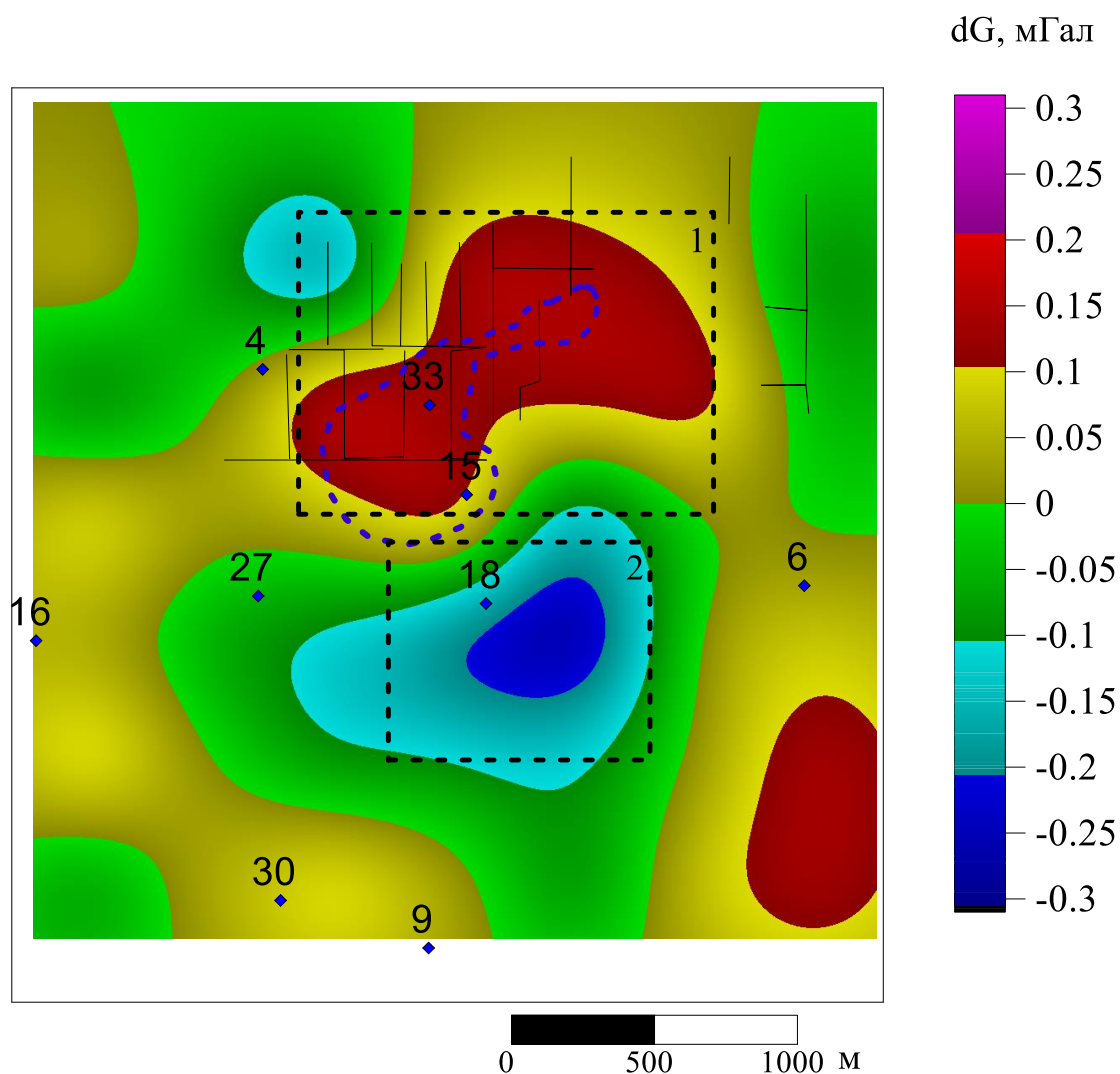


Рисунок 4.18 – Трансформанта аномального гравитационного поля «Остаток GEMD, горизонтальная плоскость 235 м»

Незначительные различия практических материалов и модельных построений возможно объяснить следующими причинами:

- погрешности геологической модели, низкая достоверность локальных изменений абсолютных отметок кровли соляного зеркала за пределами участка шахтных сейсморазведочных исследований;

– упрощенные петрофизические представление в процессе моделирования, для корректного моделирования гравитационного эффекта соляной толщи необходима информация о плотности пород, выходящих на соляное зеркало;

– хотя выбранная трансформанта гравитационного поля наилучшим образом характеризует локальную составляющую соляного зеркала, но возможно влияние других гравитационных границ.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 4

Разработанный и реализованный алгоритм управляемой эмпирической модовой декомпозиции снимает существующие недостатки EMD. Алгоритм реализован в программе «EMD v 2.0 (MMF)», которая зарегистрирована в базе Федеральной службы по интеллектуальной собственности, свидетельство № 2021610509 от 14.01.2021 [60].

Использование ограничений на частоты компонент разложения сигнала являются препятствием для смешивания мод. Кусочно-постоянное представление огибающих сигнала несколько загроубляет результаты разложения, но полностью исключает возможность пересечения кривых $p(x)$, $q(x)$, $\varphi(x)$. Проведенное сравнение EMD и GEMD показывает, что число обусловленности СЛАУ при GEMD меньше на 2 – 3 порядка в сравнении с EMD.

Также снимается вопрос выделения многоточечных (плоских) экстремумов и характера их распределения. Использование в циклах отсеивания истокообразной аппроксимации обеспечивает возможность использования данного алгоритма при анализе геопотенциальных полей. Отличительными особенностями алгоритма является практически полное отсутствие краевых эффектов и возможность управления процессом за счет изменения параметров α и k_1 . Равномерное распределение плоских экстремумов позволяет использовать стабильные модификации 2,5D и 3D модификаций GEMD. При использовании разработанного программного обеспечения возможно создание разбитой на ранговые блоки (согласно распределению экстремумов модифицированных мод) аппроксимационной конструкции, которая является незаменимым помощником при построении различных трансформант гравитационного поля.

Поле силы тяжести в редукции Буге на исследуемой площади имеет корреляционную зависимость с рельефом гравиактивной границы соляное зеркало, как следствие, аномальное гравитационное поле адекватно отображает геологическое строение исследуемой толщи, это подтверждается по данным бурения, шахтной геофизики и моделирования. С использование 3D модификации

GEMD получена трансформанта, характеризующая локальное строение соляного зеркала.

Третье защищаемое положение сформулировано следующим образом: «Компьютерная технология трехмерной контролируемой эмпирической модовой декомпозиции, позволяющая приближённо выделять компоненты интерпретируемого поля, обусловленные разноглубинными геоплотностными границами и объектами».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. При трансформации данных аэромагнитных съемок представляется целесообразным использование двухуровневых аппроксимационных конструкций и декомпозиции задачи, основанной на использовании результатов исследований разного масштаба, выполненных на различных высотах. Аналогичный подход применим к данным аэрогравиразведки;

2. Эмпирическая модовая декомпозиция является эффективным алгоритмом фильтрации дискретно заданных значений геопотенциальных полей, поскольку предназначена для анализа нестационарных и нелинейных процессов, какими и являются любые геофизические сигналы. Включение эмпирической модовой декомпозиции в граф обработки данных гравиразведки и магниторазведки позволяет отфильтровать помехи, сопоставимые по амплитуде с полезным сигналом, в т.ч. с отличающийся от нормального законом распределения. Применение EMD для этих геофизических методов выходит за рамки фильтрации исходного сигнала и может быть использовано для расширения признакового пространства при комплексной интерпретации, при корреляционной интерпретации геопотенциальных полей;

3. Создан и программно реализован алгоритм эмпирической модовой декомпозиции, совмещающий в себе использование адаптивного базиса и преобразования сигнала вида «масштаб-время» позволяет избавиться от недостатков классического EMD за счет незначительного закругления аппроксимации исходных данных в высокочастотной области. Рекомендуется задавать начальное окно k_1 , равное автокорреляционной функции сигнала. Трехмерная модификация GEMD позволяет не только получить трансформанты поля, ассоциируемые с геологическими структурами и объектами определенного ранга, но и разбитую на ранговые блоки разноглубинных эквивалентных источников аппроксимационную конструкцию, необходимую при дальнейшем построении различных трансформант геопотенциальных полей.

4. Разработана программа «Разложения геофизических данных на модифицированные модовые функции EMD (MMF)» в IDE Lazarus, реализующая GEMD-декомпозицию в модификациях 2D, псевдо-3D и 3D, успешно используемая при решении инженерно-геологических задач.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

EMD – Empirical Mode Decomposition – эмпирическая модовая декомпозиция;

GEMD – Guided Empirical Mode Decomposition – управляемая эмпирическая модовая декомпозиция;

СЛАУ – система линейных алгебраических уравнений;

АМС – аэромагнитная съемка;

ННТ – Huang-Hilbert Transform – преобразование Хуанга-Гильберта;

IMF – Intrinsic Mode Function – характеристические модовые функции;

МВС – магнитовариационная станция;

МГУА – метод группового учета аргументов;

EEMD – Ensemble Empirical Mode Decomposition – эмпирическая модовая декомпозиция по ансамблю;

CEEMD – Complementary Ensemble Empirical Mode Decomposition – комплементарная эмпирическая модовая декомпозиция по ансамблю;

OEMD – Operated Empirical Mode Decomposition – управляемая эмпирическая модовая декомпозиция;

MMD – Modified Mode Function – модифицированная модовая функция;

FWT – Fast Wavelet Transform – быстрое вейвлет-преобразование;

IDE – Integrated development environment – единая среда разработки;

БФП – быстрое Фурье-преобразования;

ВЭЗ – вертикальное электрическое зондирование;

ЗСБ – зондирование становлением поля в ближней зоне;

ЭМЗ-ВП – электромагнитное зондирование методом вызванной поляризации;

АМТЗ – аудиоманнитотеллурическое зондирование;

ПВРО – способ сейсморазведки на поперечных волнах с разделением отражений;

ЭТ – электротомография;

СЗ – соляное зеркало;

КЗ – карналлитовая зона;

Q – породы четвертичного возраста;

ПЦТ – пестроцветная толща;

СМТ – соляно-мергельная толща;

ПП – переходная пачка;

ПКС – покровная каменная соль;

Скв. – скважина;

ВКМС – Верхнекамское месторождение солей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алимуратов, А. К. Исследование частотно-избирательных свойств методов декомпозиции на эмпирические моды для оценки частоты основного тона речевых сигналов / А. К. Алимуратов // ТРУДЫ МФТИ. Труды Московского физико-технического института (национального исследовательского университета). – 2015. – Т. 7. – № 3(27). – С. 56-68.
2. Аронов, В. И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризации залежей нефти и газа на ЭВМ / В. И. Аронов – М.: Недра. – 1990. – 300 с.
3. Блох, Ю. И. Проблема адекватности интерпретационных моделей в гравиразведке и магниторазведке / Ю. И. Блох // Геофизический вестник. – 2004. - № 6. – С. 10-15.
4. Бычков, С. Г. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках / С. Г. Бычков, А. С. Долгаль, А. А. Симонов – Пермь: УрО РАН. – 2015. – 142 с.
5. Веселов, К. Е. Инструкция по гравиметрической разведке / К. Е. Веселов, Е. А. Мудрецова, Р. В. Сучкова – М. – 1975. – 88 с.
6. Ворошилов, В. А. Автоматизация расчета геометрии нерегулярных систем наблюдения для данных сейсморазведки / В. А. Ворошилов // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: Сборник научных трудов по материалам международной научной-практической конференции, Пермь, 22–23 ноября 2018 года. – Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2018. – С. 89-93.
7. Ворошилов, В. А. Возможность применения наземной гравиразведки для локализации эрозионного вреза в пределах месторождения солей / В. А. Ворошилов А. А. Жуков // Инженерная и рудная геофизика 2021: 17-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2021», Геленджик, 26–30 апреля 2021 года. –Геленджик:

- Общество с ограниченной ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2021. – С. 9.
8. Ворошилов, В. А. Оптимальное дискретное замощение геологической среды элементарными ячейками при решении прямой задачи магниторазведки / В. А. Ворошилов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов по материалам 46-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского, Пермь, 20–26 января 2019 года. – Пермь: Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, 2019. – С. 75-79.
 9. Ворошилов, В. А. Особенности обработки данных 2,5D и 3D эмпирической модовой декомпозиции (EMD) / В. А. Ворошилов // Геология в развивающемся мире: Сборник научных трудов по материалам XIII Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, Пермь, 15–17 апреля 2020 года. – Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2020. – С. 204-207.
 10. Ворошилов, В. А. Особенности обработки данных 2,5D и 3D эмпирической модовой декомпозиции (EMD) / В. А. Ворошилов // Геология в развивающемся мире: Сборник научных трудов по материалам XIII Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, Пермь, 15–17 апреля 2020 года. – Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2020. – С. 204-207.
 11. Ворошилов, В. А. Применение трехмерной модификации метода GEMD для аппроксимации геофизических полей / В. А. Ворошилов В. И. Костицын // Инженерная и рудная геофизика 2021: 17-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2021», Геленджик, 26–30 апреля 2021 года. –Геленджик: Общество с ограниченной ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2021. – С. 9.

12. Ворошилов, В. А. Эмпирическая модовая декомпозиция площадных геофизических данных / В. А. Ворошилов, А. С. Долгаль // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: сборник научных трудов, Пермь, 19–20 ноября 2020 года. – Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2020. – С. 67-72.
13. Геологическое обоснование результатов шахтной сейсморазведки на поперечных волнах с разделением отражений ПВРО / А. В. Глухих, Р. И. Царев, А. А. Жуков [и др.] // Инженерная и рудная геофизика 2020: 16-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2020», Пермь, 14–18 сентября 2020 года. – Пермь: Общество с ограниченной ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2020. – С. 120
14. Гордин, В. М. Физические аспекты аппроксимации и фильтрации потенциальных полей / В. М. Гордин, Б. О. Михайлов, В. О. Михайлов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1980. – № 1. – С. 78-93.
15. Давыдов, В. А. Управление эмпирической модовой декомпозицией сигналов при анализе и обработке геофизических данных / В. А. Давыдов, А. В. Давыдов // Каротажник. – 2010. – № 5(194). – С. 98-114.
16. Дмитриев, В. М. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике: справочник геофизика / В. М. Дмитриев – М.: Недра. – 1990. – 498 с.
17. Долгаль, А. С. Алгоритмы аппроксимации геопотенциальных полей, базирующиеся на фрактальном подходе / А. С. Долгаль, А. В. Пугин // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2006. – № 1(7). – С. 95-101.
18. Долгаль, А. С. Адаптивный алгоритм разложения геофизических полей на составляющие / А. С. Долгаль, В. А. Ворошилов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – 2020. – № 3(40). – С. 173-180.
19. Долгаль, А. С. Алгоритмы аппроксимации геопотенциальных полей истокообразными функциями / А. С. Долгаль, В. И. Костицын, П. Н. Новикова, А. В. Пугин // Геофизика. – 2016. – № 5. – С. 4-10.

20. Долгаль, А. С. Анализ геофизических полей методом эмпирической модовой декомпозиции (EMD) / А. С. Долгаль, О. М. Муравина, В. А. Ворошилов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – 2019. – № 2(39). – С. 212-222.
21. Долгаль, А. С. Гравиметрия и магнитометрия: трансформации геопотенциальных полей / А. С. Долгаль. – Пермь: центр ПГНИУ. – 2022. – 140 с.
22. Долгаль, А. С. История метода истокообразных аппроксимаций геопотенциальных полей / А. С. Долгаль, А. В. Пугин, П. Н. Новикова // Физика Земли. – 2022. – № 2. – С. 3-26.
23. Долгаль, А. С. Компьютерные технологии интерпретации гравитационного и магнитного полей в условиях горной местности: специальность 25.00.10 "Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых": диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук / Долгаль Александр Сергеевич. – Москва, 2002. – 351 с.
24. Долгаль, А. С. Метод эмпирической модовой декомпозиции (EMD): алгоритм и возможности / А. С. Долгаль, Л. А. Христенко // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова, Воронеж, 27–30 января 2020 года. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр "Научная книга", 2020. – С. 115-118.
25. Долгаль, А. С. Повышение точности трансформации магнитного поля с использованием истокообразных функций / А. С. Долгаль, В. А. Ворошилов, П. Н. Новикова // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова, Воронеж, 27–30 января 2020 года. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр "Научная книга", 2020. – С. 110-114.

26. Долгаль, А. С. Построение аналитических аппроксимаций геопотенциальных полей с учетом их фрактальной структуры / А. С. Долгаль, А. В. Пугин // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 410. – № 4. – С. 523-527.
27. Долгаль, А. С. Применение эмпирической модовой декомпозиции при обработке геофизических данных / А. С. Долгаль, Л. А. Христенко // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 1. – С. 100-108.
28. Долгаль, А. С. Совершенствование методики аналитической аппроксимации данных магниторазведки / А. С. Долгаль, В. И. Костицын, П. Н. Новикова, В. А. Ворошилов // Геофизика. – 2020. – № 5. – С. 31-38.
29. Долгаль, А. С. Магниторазведка: Компьютерные технологии учета влияния рельефа местности: учеб. пособие / А. С. Долгаль – Пермь: ПГНИУ. – 2014. – 92 с.
30. Долгих, Л. А. Выделение информативной составляющей сейсмоакустического сигнала: возможные подходы / Л. А. Долгих // Проблемы автоматизации и управления в технических системах: Тр. междунар. науч. техн. конф. Пенза: ИИЦ ПГУ. – 2008. – С. 322-323.
31. Есин, Е. И. Исследование s-аппроксимации магнитного поля в задачах инверсии методом DEXP при существенно ограниченных площадях измерений / Е. И. Есин, А. Н. Василевский, Н. Д. Евменов // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2019. – Т. 2. – № 2. – С. 216-223
32. Жуков, А. А. Влияние направленности источников и приемников на результаты шахтной сейсморазведки / А. А. Жуков, А. М. Пригара, Р. И. Царев, И. Ю. Шусткина, В. А. Ворошилов // Геофизика. – 2019. – № 5. – С. 26-36.
33. Жуков, А. А. Особенности применения сейсморазведки на поперечных волнах в условиях подземных выработок калийного рудника / А. А. Жуков, А. М. Пригара, Р. И. Царев, И. Ю. Шусткина, В. А. Ворошилов // Современные тенденции в области теории и практики добычи и переработки минерального и техногенного сырья: Материалы международной научно-

- практической конференции, приуроченной к 90-летию со дня основания института "Уралмеханобр", Екатеринбург, 06–08 ноября 2019 года. – Екатеринбург: ОАО "Уралмеханобр", 2019. – С. 86-89.
34. Жуков, А. А. Способ шахтной сейсморазведки для изучения особенностей геологического строения ВКМС / А. А. Жуков, А. М. Пригара, Р. И. Царев, И. Ю. Шусткина // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – 2019. – № 4. – С. 121-136.
35. Иванов, Д. Б. Анализ изменения частотного состава сигналов естественной и вызванной сейсмоакустической эмиссии / Д. Б. Иванов, М. А. Бабуркина // Двенадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник научных материалов, Пермь, 21–25 марта 2011 года. – Пермь: Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, 2011. – С. 86-90.
36. Калинин, Д. Ф. Информационно-статистический прогноз структурных предпосылок нефтегазоносности с использованием площадной эмпирической модовой декомпозиции потенциальных полей / Д. Ф. Калинин, А. С. Долгаль // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Сборник научных трудов по материалам 48-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского – В. Н. Страхова, Санкт-Петербург, 24–28 января 2022 года. – СПб: ВСЕГЕИ, 2022. – С. 127-132.
37. Калинин, Д. Ф. Использование статистических методов интерпретации потенциальных полей для изучения структурно-тектонического строения нефтегазоперспективных территорий / Д. Ф. Калинин, Ю. А. Яновская, А. С. Долгаль // Геология нефти и газа. – 2021. – № 2. – С. 27-36. – DOI 10.31087/0016-7894-2021-2-27-36.
38. Колесников, В. П. Наземно-подземное электромагнитное зондирование в условиях соляных месторождений / В. П. Колесников, Т. А. Ласкина // Инженерная и рудная геофизика 2020: 16-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2020», Пермь, 14–18 сентября 2020 года. – Пермь: Общество с ограниченной

ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2020. – С. 21. – DOI 10.3997/2214-4609.202051035.

39. Колесников, В. П. Разработка и реализация метода низкочастотного наземно-подземного зондирования / В. П. Колесников, Т. А. Ласкина // Вестник Пермского университета. Геология. – 2018. – Т. 17. – № 3. – С. 284-291. – DOI 10.17072/psu.geol.17.3.284.
40. Кузнецов, О. Л. Геоинформатика и геоинформационные системы / О. Л. Кузнецов, А. А. Никитин, Е. Н. Черемисина – М.: ВНИИгеосистем. – 2005. – 453 с.
41. Мансуров, К. Т. Основы программирования в среде Lazarus / К. Т. Мансуров – 2010. – 772 с.
42. Михайлов, А. Е. Структурная геология и геологическое картирование / А. Е. Михайлов – М.: Недра. – 1984. – 464 с.
43. Мудрецова, Е. А. Гравиразведка: справочник геофизика / Е. А. Мудрецова, К. Е. Веселов. – М.: Недра. – 1990. – 607 с.
44. Нежевенко, Е. С. Преобразование Гильберта-Хуанга двумерных изображений и использование его для выделения текстурных признаков / Е. С. Нежевенко, А. С. Феокситов // Материалы международной научной конференции «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли». Красноярск: Сиб. Федер. Ун-т. 2014. – С. 200-203.
45. Никитин, А. А. Теоретические основы обработки геофизической информации / А. А. Никитин, А. В. Петров – М. Издательство. – 2009. – 112 с.
46. Никитин, А. А. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие / А. А. Никитин, А. В. Петров. – М.: Издательство. – 2008. – 112 с.
47. Никитский, Б. Е. Магниторазведка: Справочник геофизика. / Б. Е. Никитский, Ю. С. Глебовский – М.: Недра. 1990. – 470 с.
48. Новикова, П. Н. Инженерная магниторазведка при обнаружении подземных коммуникаций в условиях помех техногенного происхождения / П. Н.

- Новикова В. А. Ворошилов, В. В. Копытин, П. А. Субботин, М. М. Калашникова, П. А. Темиров // Восемнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. Пермь, ГИ УрО РАН, 2017. С. 147-151
- 49.Новикова, П. Н. Обнаружение подземных коммуникаций в условиях техногенных помех по данным магнитного поля / П. Н. Новикова, В. А. Ворошилов // Геофизика. – 2017. – № 5. – С. 4-9.
- 50.Павлов, А. Н. Метод эмпирических мод и вейвлет-фильтрация: применение в задачах геофизики / А. Н. Павлов, А. Е. Филатова // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. – 2011. – Т. 19. – № 1. – С. 3-13.
- 51.Патент № 2709415 С1 Российская Федерация, МПК G01V 1/00, G01V 1/28, G01V 1/30. Способ шахтной сейсмической разведки: № 2019109747: заявл. 02.04.2019: опубл. 17.12.2019 / А. М. Пригара, А. А. Жуков, Р. И. Царев [и др.]; заявитель Акционерное общество "ВНИИ Галургии" (АО "ВНИИ Галургии").
- 52.Пригара, А. М. Исследование процесса распространения волн при сейсмоакустических воздействиях в породном массиве методами математического моделирования / А. М. Пригара, В. Н. Аптуков, Р. И. Царев, В. А. Ворошилов, А. А. Жуков // Инженерная и рудная геофизика 2020: 16-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2020», Пермь, 14–18 сентября 2020 года. – Пермь: Общество с ограниченной ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2020. – С. 38.
- 53.Пригара, А. М. Совершенствование технологи шахтной сейсморазведки / А. М. Пригара, В. А. Ворошилов, А. А. Жуков, Р. И. Царев, И. Ю. Пушкарёва // Инженерная и рудная геофизика 2021: 17-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2021», Геленджик, 26–30 апреля 2021 года. –Геленджик: Общество с ограниченной ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2021. – С. 7.

54. Пугин, А. В. Истокообразные аппроксимации геопотенциальных полей / А. В. Пугин // Геофизические исследования. – 2018. – № 4. – С. 16-30.
55. Сафиуллин, Н. Т. Разработка методики анализа временных рядов с помощью преобразования Хуанга-Гильберта: специальность 05.13.01 "Системный анализ, управление и обработка информации (по отраслям)": автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук / Сафиуллин Николай Тахирович. – Новосибирск, 2015. – 22 с.
56. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020610268 Российская Федерация. Программа обработки шахтных сейсмических данных FastMineProc. Версия 1.0: № 2019667231: заявл. 23.12.2019: опубл. 13.01.2020 / А. М. Пригара, В. А. Ворошилов, А. А. Жуков [и др.]; заявитель Акционерное общество «ВНИИ Галургии» (АО «ВНИИ Галургии»).
57. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020610309 Российская Федерация. Программа поиска годографов дифрагированных волн GodFind. Версия 1.0: № 2019667093: заявл. 23.12.2019: опубл. 13.01.2020 / В. А. Ворошилов, А. М. Пригара, Р. И. Царев [и др.]; заявитель Акционерное общество «ВНИИ Галургии» (АО «ВНИИ Галургии»).
58. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020610568 Российская Федерация. Программа атрибутивного анализа AtAn. Версия 1.0: № 2019667160: заявл. 23.12.2019: опубл. 16.01.2020 / Р. И. Царев, В. А. Ворошилов, А. М. Пригара [и др.]; заявитель Акционерное общество «ВНИИ Галургии» (АО «ВНИИ Галургии»).
59. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020660506 Российская Федерация. Программа контроля и документирования полевых сейсморазведочных работ EJ. Версия 1.0: № 2020619619: заявл. 26.08.2020: опубл. 04.09.2020 / В. А. Ворошилов, А. М. Пригара, Р. И. Царев [и др.]; заявитель Акционерное общество «ВНИИ Галургии» (АО «ВНИИ Галургии»).

60. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2021610509 Российская Федерация. Программа разложения геофизических данных на модифицированные модовые функции EMD (MMF). Версия 1.0: № 2020667200: заявл. 22.12.2020: опубл. 14.01.2021 / В. А. Ворошилов, А. С. Долгаль; заявитель Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Пермский государственный национальный исследовательский университет».
61. Степанова, И. Э. Модифицированный метод s-аппроксимаций при решении обратных задач геофизики и геоморфологии / И. Э. Степанова, Д. Н. Раевский, В. Н. Конешов // Геофизические исследования. – 2017. – Т. 18. – № 1. – С. 63-84.
62. Тафеев, Г. П. Геологическая интерпретация магнитных аномалий. / Г. П. Тафеев, К. П. Соколов К.П. – Л.: Недра: Ленингр. отд-ние. 1990. – 327 с.
63. Ульянова, Ю. Е. Частотно-временные преобразования, используемые в цифровой обработке сигналов / Ю. Е. Ульянова, Р. Г. Бабенко, А. В. Чернов // Глобальная ядерная безопасность. – 2015. – № 3(16). – С. 36-42.
64. Уткин, В. И. Искажение геомагнитного поля электромагнитным шумом низких частот техногенного происхождения / В. И. Уткин, Д. С. Тягунов, О. Л. Сокол-Кутыловский, Т. Е. Сенина // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2010. – № 1(15). – С. 216-222.
65. Уэлстид, С. Фракталы и вейвлеты для сжатия изображений в действии / С. Уэлстид – М.: Триумф. – 2003. – 319 с.
66. Христенко, Л. А. Метод эмпирической модовой декомпозиции при выделении информативных компонент результатов электропрофилирования / Л. А. Христенко // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Сборник научных трудов / Главный редактор А.А. Барях. – Пермь: Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, 2018. – С. 233-237.
67. Царев, Р. И. Методика выделения геологических неоднородностей при проведении поверхностной сейсморазведки основанная на

- конечно-разностном численном моделировании / Р. И. Царев, А. М. Пригара, В. А. Ворошилов // Инженерная и рудная геофизика 2021: 17-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2021», Геленджик, 26–30 апреля 2021 года. – Геленджик: Общество с ограниченной ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2021. – С. 11.
68. Эффективные алгоритмы истокообразной аппроксимации геопотенциальных полей / П. И. Балк, А. С. Долгаль, А. В. Пугин [и др.] // Физика Земли. – 2016. – № 6. – С. 112-128.
69. Ястребов, И. П. О свойствах и применениях преобразования Гильберта-Хуанга / И. П. Ястребов // Проектирование и технология электронных средств. – 2016. – № 1. – С. 26-33.
70. Chen, Q. B-spline approach for empirical mode decomposition / Q. Chen, N. Huang, S. Riemenschneider // Adv. Comp. Math. – 2004. – № 24. – P. 171-195.
71. Dolgal, A. S. Adaptive Separation of Abnormal Geomagnetic Field Components / A. S. Dolgal, V. A. Voroshilov // Engineering and Mining Geophysics 2020: 16-я научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2020», Пермь, 14–18 сентября 2020 года. – Пермь: Общество с ограниченной ответственностью "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2020. – P. 133.
72. Dolgal, A. S. The reduction of the magnetic field within development areas of the plateaubasalts / A. S. Dolgal, L. A. Hristenko, O. M. Muravina // 16th International Conference Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects, Kiev, 15–17 мая 2017 года. – Kiev: Без издательства, 2017.
73. Dremin, I. M. Wavelets and their uses / I. M. Dremin, O. V. Ivanov, V. A. Nechitaïlo // Physics-USpekhi. – 2001. – Vol. 44. – No 5. – P. 447-478.
74. Hassan, H. H. Empirical Mode Decomposition (EMD) of potential field data: airborne gravity data as an example / H. H. Hassan // SEG Houston 2005 Annual meeting. – 2005. – 704 p.
75. Hassan, H.H. Empirical Mode Decomposition (EMD) of potential field data: airborne gravity data as an example / H. H. Hassan, J. W. Peirce // Recorder. – 2008. - №1. – pp. 25-30.

76. Huang, N. E. A review on Hilbert-Huang transform Method and its applications to geophysical studies / N. E. Huang, Z. Wu // *Reviews of Geophysics*. – 2008. – vol. 46 – iss. 2.
77. Huang, N. E. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis / N. E. Huang, Z. Shen, S. R. Long, M. C. Wu, H. H. Shih, Q. Zheng, N.-C. Yen, C. C. Tung, H. H. Liu // *Proc. R. Soc. Lond. A*. – 1998. – T.454. – pp. 903-995.
78. Huang, N. E. The Hilbert-Huang Transform and Its applications / N. E. Huang, S. S. Shen // *World Scientific Publishing Company*. – 2005. – 324 p.
79. Integration of Surface and Mine Gravity Data for Localization Structural Faults on the Verkhnekamskoye Potassium-Magnesium Salt Deposit / V. Voroshilov, A. Zhukov, A. Prigara [et al.] // *Lecture Notes in Networks and Systems*. – 2022. – Vol. 342 LNNS. – P. 304-311. – DOI 10.1007/978-3-030-89477-1_30.
80. Interpretation of electroprospecting monitoring observations with use of probabilistic-statistical characteristics / L. Hristenko, Y. Stepanov, A. Kichigin [et al.] // *Engineering and Mining Geophysics 2018 - 14th Conference and Exhibition, Almaty, 23–27 апреля 2018 года*. – Almaty: Без издательства, 2018.
81. Kahaner, D. *Numerical Methods and Software* / D. Kahaner, C. Moler, S. Nash – PrenticeHall. – 1989. – P. 495.
82. Novikova, P. N. Application of Detailed Magnetics in Intensive Industrial Noise Conditions / P. N. Novikova // *Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields: 45th Uspensky International Geophysical Seminar*. – Kazan, 2019. – P. 371-376.
83. Novikova, P. N. Engineering magnetic survey for the study of underground infrastructure of urbanized areas / P. N. Novikova, A. S. Dolgal // *15th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2019, Gelendzhik 2019, Gelendzhik, 22–26 апреля 2019 года*. – Gelendzhik: Без издательства, 2019. – P. 290-296.
84. Soler, S. R. A better strategy for interpolating gravity and magnetic data / S. R. Soler, L. Uieda // *EGU General Assembly – EGU2020* – 549.

85. Strakhov, V. N. Destruction of the existing stereotype of thinking: A vital problem in the development of theory and practice concerning the interpretation of potential fields (gravitational and magnetic anomalies) at the beginning of the 21st century / V. N. Strakhov // Doklady Earth Sciences. – 2000. – Vol. 373 A. – P. 987-990.