

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Комитет по геологии и использованию недр
Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа

Долгаль Александр Сергеевич

**КОМПЬЮТЕРНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ
И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ
И МАГНИТНОЙ СЪЕМОК В ГОРНОЙ МЕСТНОСТИ**

Абакан
2002

А.С. Долгаль

Д 64 **Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности.** – Абакан, ООО «Фирма «Март», 2002. – 188 с., с ил.

Рассмотрены актуальные вопросы обработки данных гравиразведки и магниторазведки в условиях резкорасчлененного рельефа дневной поверхности. Представлены усовершенствованная технология определения топографических поправок при гравиметрической съемке и технология учета влияния рельефа при наземной и аэромагнитной съемках; предложен способ стохастической оценки точности определения топопоправок для реальных условий выполнения полевых наблюдений; описаны алгоритмы 3D-интерполяции и 3D-трансформации, основанные на истокообразной аналитической аппроксимации дискретных значений потенциальных полей; охарактеризованы комплексы программ RELGRV и RELMAG, предназначенные для учета влияния рельефа местности при гравиметрической и магнитной съемках.

Освещены некоторые методологические вопросы автоматизированной интерпретации геофизических материалов. Приведены модельные примеры и результаты решения практических задач прогнозно-поискового характера в различных физико-геологических условиях, при этом основное внимание уделено Норильскому рудному району.

Для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся вопросами теории и практики интерпретации геопотенциальных полей, а также для студентов и аспирантов геофизической специальности.

Табл. 29, ил. 82, список лит. - 144 назв.

Р е ц е н з е н т: Е.Г. Булах, доктор физико-математических наук (Институт геофизики им. С.И. Субботина Национальной Академии наук Украины).

Издание осуществлено за счет средств Комитета природных ресурсов по Таймырскому (Долгано-Ненецкому) автономному округу

ББК 32.973

ISBN 5-86797-041-8

© А. С. Долгаль, 2002
© Таймыркомприродресурсы, 2002

ВВЕДЕНИЕ

Геологическая эффективность геофизических исследований в значительной мере определяется методологией и технологией извлечения информации из данных полевых геофизических наблюдений. Методам автоматизированной интерпретации аномалий геопотенциальных полей посвящено огромное количество работ, значение которых трудно переоценить, как в теоретическом, так и в практическом плане. Сформулированы методологические основы создания интерпретационных технологий и разработаны использующиеся в производственной практике интерпретационно - обрабатывающие комплексы (системы), ориентированные на решение широкого круга задач. В то же время далеко не все вопросы, связанные с оптимизацией процесса интерпретации, можно считать решенными. Объективно существующий определенный разрыв между теорией и практикой интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки влечет за собой постоянное развитие новых компьютерных технологий, необходимых для решения конкретных геологических задач.

На современном этапе развития теории интерпретации гравитационных и магнитных полей наметился отказ от идеализированных теоретических представлений, которые лежат в основе широко использующихся методов анализа физических полей. К числу этих идеализаций, не отвечающих «либо природным соотношениям, либо экспериментальным исследованиям изучаемых полей» В.Н. Страхов относит использование в процессе интерпретации плоского (двухмерного) поля; плоской границы раздела Земля-воздух; непрерывного задания поля на всей поверхности раздела Земля-воздух и ряд других [123]. В практике геофизических исследований необходимо проводить различные преобразования потенциальных полей, измеренных в пределах ограниченной по размерам площади, на криволинейной границе раздела Земля-воздух, в точках нерегулярной сети и осложненных помехами различной природы.

В данной работе рассматривается ряд вопросов, связанных с обработкой и интерпретацией потенциальных геофизических полей в условиях горного рельефа местности. Именно в горных районах, характерными особенностями которых являются разнообразие состава и физических характеристик слагающих их горных пород, интенсивное проявление дизъюнктивных и пликативных дислокаций, а также интрузивного и эффузивного магматизма, широкое развитие метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов, размещаются многочисленные месторождения рудных полезных ископаемых. Отличительной особенностью геофизических полей, измеренных в этих физико-геологических условиях, является мощное искажающее влияние резкорасчлененного рельефа местности.

Аномалии-помехи, обусловленные влиянием рельефа местности, как правило, имеют двойственную природу. С одной стороны, эти аномалии возникают за счет возмущающего действия гравитирующих или магнитовозмущающих масс горных пород, слагающих верхнюю часть геологического разреза и выходящих на дневную поверхность. С другой стороны – проявляется воздействие криволинейного характера самой поверхности наблюдений: перепады высотных отметок исследуемого профиля влияют на расстояния между точками измерений и аномалиеобразующими объектами, что отражается на амплитуде регистрируемых аномалий.

Проблемой учета влияния расчлененного рельефа в гравиметрии и магнитометрии занимались многие исследователи, однако вопросы количественного определения возмущающего действия топографических масс (расчета поправок за влияние рельефа местности) и редуцирования поля на горизонтальную поверхность рассматривались, как правило, отдельно.

Для повышения геологической эффективности гравиметрических и магнитных съемок, проводящихся в горной местности, автором разработаны компьютерные технологии, направленные на выделение полезных сигналов от искомых объектов на фоне аномалий-помех «рельефной» природы, обусловленных двумя вышеупомянутыми факторами и разработаны типовые схемы процесса интерпретации геофизических полей на базе этих технологий. В книге охарактеризованы выполненные программно-алгоритмические и методические разработки, а также представлены некоторые геологические результаты, полученные при их использовании.

В главе 1 рассматривается оценка точности определения топопоправок при гравиметрической съемке путем стохастического имитационного моделирования, базирующегося на методе Монте-Карло. В отличие от традиционных приемов, при данной методике можно объективно охарактеризовать погрешности вычисления топопоправок, обусловленные латеральной изменчивостью плотности пород промежуточного слоя, отклонениями в планово-высотной привязке пунктов гравиметрических наблюдений и другими факторами.

Статистические характеристики точности определения поправок за влияние рельефа местности тесно связаны с разрешающей способностью гравиразведки для конкретных физико-геологических условий, при заданных технических параметрах съемок. В частности, полученные для Норильского района погрешности поправок за влияние рельефа местности сопоставимы с амплитудой аномалий поля силы тяжести от глубокозалегающих поисковых объектов.

С целью уменьшения этих погрешностей была разработана, апробирована и внедрена в производство усовершенствованная технология учета влияния рельефа местности. Ее основными особенностями являются: высокая точность аппроксимации особенностей рельефа поверхности Земли за счет использования цифровых моделей местности (ЦММ), содержащих до 10^6 – 10^7 высотных отметок и более; автоматизированное вычисление топопоправок в пределах центральной зоны; вычисление аномальных эффектов от ближней, средней и дальней зон непосредственно в пунктах гравиметрических наблюдений с использованием 3D-интерполяции.

В главе 2 представлены алгоритм и программа определения поправок за влияние дневного рельефа, частично или полностью сложенного намагниченными породами. Вычисление поправок предусмотрено как для наземных, так и для различных видов аэромагнитных съемок (АМС). Следует отметить, что основные трудности при учете влияния магнитного рельефа связаны с необходимостью достоверного задания петромагнитных параметров верхней части геологического разреза для сравнительно больших площадей. Недостаток априорной информации о магнитных свойствах горных пород позволяет восполнить алгоритм расчета эффективной намагниченности геологической среды, основанный на пошаговом построении линейной регрессионной зависимости между значениями наблюденного магнитного поля и топопоправками.

Экспериментально доказана возможность аппроксимации квадратичной регрессионной зависимостью взаимосвязи между высотными отметками рельефа местности и аномальным магнитным полем в условиях субвертикально намагниченной верхней части геологического разреза, что положено в основу алгоритма приближенного определения поправок за влияние магнитного рельефа для аэромагнитных съемок. Неоспоримым преимуществом данного алгоритма является возможность приближенного учета влияния магнитного рельефа при отсутствии априорной информации о петромагнитных параметрах и о высотной привязке съемочных маршрутов.

Глава 3 посвящена специфическим искажениям аномалий потенциальных полей, обусловленным криволинейным характером поверхности измерений. В дальнейшем такого

рода искажения предлагается называть «эффектом разновысотности» и для исключения этого эффекта осуществлять приведение наблюдаемых значений поля к горизонтальной плоскости. Опираясь на теорему единственности теории потенциала, согласно которой гармоническая функция может быть полностью определена совокупностью своих значений на замкнутой поверхности, можно подобрать характеристики некоторого пространственного распределения источников, создающих поле, практически тождественное (ϵ - эквивалентное) наблюдаемому полю. Последующие преобразования поля проводятся путем решения прямой задачи от набора этих источников с известными геометрическими и физическими параметрами.

Возможности обычных современных компьютеров позволяют построить сеточные распределения эквивалентных источников, аппроксимирующие потенциальные поля, заданные в нескольких десятках тысяч точек и более, при сравнительно небольших затратах машинного времени (от нескольких часов до одних суток). Разработаны вычислительные схемы и программы, развивающие подход В.И Аронова к истокообразной аппроксимации потенциальных полей, ориентированные на работу с данными, заданными в узлах регулярной и нерегулярной сети. Устойчивость получаемых решений достигается за счет геометрии используемой аппроксимационной конструкции, а скорость решения систем линейных алгебраических уравнений большой размерности (СЛАУ) увеличивается вследствие применения разработанного автором адаптивного способа.

Аналитическая аппроксимация геопотенциальных полей с использованием сеточных эквивалентных моделей геологической среды, помимо пересчета полей на горизонтальную плоскость, может успешно использоваться для трансформации и интерполяции. Несомненным преимуществом аппроксимационных преобразований является подавление помех, нарушающих гармонический характер исходных полей. Приводимые в работе модельные и практические примеры свидетельствуют о том, что приведение потенциальных полей к горизонтальной поверхности наблюдений во всех случаях является весьма полезным (а в ряде случаев – просто необходимым) для последующей интерпретации картографических материалов, т.к. приводит к упрощению морфологии поля и к устранению смещений эпицентров аномалий относительно возмущающих объектов. Полученные в результате аналитической аппроксимации эквивалентными источниками «горизонтальные срезы» геофизических полей в какой-то мере можно сопоставить с материалами геологического картирования при идеально плоском эрозионном срезе территории, вскрывающем изучаемые объекты.

Имеется принципиальная возможность использования в методе естественного электрического поля (ЕЭП) математического аппарата, разработанного для аппроксимации внешних элементов гравитационного и магнитного полей, т.к. поля естественно поляризованных проводников во внешней области также описываются гармоническими функциями. Аналитическая аппроксимация аномалий ЕЭП осуществляется путем определения вектора параметров эквивалентной модели среды - совокупности поляризованных сфер, заведомо не адекватной изучаемым природным объектам, но обеспечивающей требуемую степень близости наблюдаемого и модельного полей. Помимо трансформации и фильтрации помех, истокообразную аппроксимацию аномалий ЕЭП можно использовать для выполнения увязки данных полевых наблюдений по съемочному планшету.

Вышеописанные методы подавления аномалий-помех «рельефной природы» реализованы в двух комплексах программ – RELMAG и RELGRV, охарактеризованных в главе 4 и предназначенных, соответственно, для обработки и интерпретации данных магнитных и гравиметрических съемок в условиях горной местности. При разработке представленных компьютерных технологий автор старался обеспечить адекватность методов решения поставленных задач реальным условиям проведения геофизических исследований

и максимально использовать вычислительные возможности современной техники. В этой главе также приводятся результаты имитационного моделирования процесса учета влияния магнитного рельефа в условиях северо-запада Сибирской платформы. Полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности выделения глубокозалегающих рудоносных базит-гипербазитовых интрузий, перекрытых неоднородно намагниченными породами базальтовой формации, при обработке материалов АМС с помощью комплекса RELMAG.

Глава 5 содержит обобщенные сведения о методологии интерпретации геопотенциальных полей, изложенные в работах ведущих ученых – В.Н. Страхова, Е.Г. Булаха, Г.С. Вахромеева, Г.Я. Голиздры и др. Каждая интерпретационная компьютерная технология объединяет в себе отдельные методы преобразования числовой геолого-геофизической информации, применяющиеся по определенной типовой схеме (последовательности) и требует для своей реализации соответствующего программно-алгоритмического обеспечения. В.Н. Страховым отмечается, что типовые схемы процесса интерпретации на сегодняшний день разработаны явно недостаточно, что является существенным пробелом теории и практики потенциальных полей [117]. Интегрирование алгоритмов, созданных советскими и российскими учеными в единую технологическую цепочку, выполненное с учетом общеметодологических принципов теории и практики интерпретации геофизических данных, влечет за собой появление принципиально новых, эмерджентных свойств интерпретационной технологии (системы). Эффективные типовые схемы процесса интерпретации могут быть построены на комбинации методов линейной истоковой аппроксимации и методов распознавания образов.

В главе 6 приводятся практические примеры интерпретации материалов одного из методов – гравиразведки или магниторазведки с помощью представленных компьютерных технологий, а также охарактеризовано решение обратной задачи гравиметрии на основе комплексирования метода последовательного накопления и разрастания масс, созданного Е.Г. Булахом и С.П. Левашовым и монтажного метода, предложенного В.Н. Страховым и развитого П.И. Балком. Приведены результаты решения геологических задач поискового характера по Талнахскому рудному узлу (Норильский район), по Дербинской площади (Восточный Саян), Боотанкагскому участку (Центральный Таймыр).

Возможности комплексной интерпретации крупномасштабных площадных гравиметрических наблюдений и АМС при поисках медно-никелево-платинового и золотого оруденения представлены в главе 7.

Разработана и используется на практике компьютерная технология решения прогнозно-поисковых задач в сложных физико-геологических условиях Норильского района путем комплексного многовариантного формализованного анализа геопотенциальных полей, в значительной степени очищенных от влияния известных геологических объектов, регионального фона, помех; приведенных к единой горизонтальной плоскости («поверхности наблюдений») и преобразованных в тождественные функции.

С целью локального прогнозирования золоторудных объектов по материалам гравиметрической и аэрогеофизической съемки масштаба 1:25 000 в центральной части Восточного Саяна последовательно выполнялись: приведение гравитационного и магнитного полей на горизонтальную поверхность наблюдений; вычисление трансформант полей; прогнозное районирование территории по комплексу признаков (на основе самообучения и использования эталонных объектов); выделение рудоперспективных участков, устойчиво выделяющихся в рамках различных методов.

Полученные результаты убедительно свидетельствуют о том, что объединение в единой технологии методов аналитической аппроксимации и решения прямых задач (расчета топопоправок) позволяет извлекать принципиально новую геологическую информа-

цию из материалов гравиметрических и магнитных съемок, выполненных на площадях с резкорасчлененным рельефом дневной поверхности.

Создание представленных компьютерных технологий и издание данной книги было бы невозможным без заинтересованности и поддержки со стороны председателя Комитета природных ресурсов по Таймырскому автономному округу О.Н. Симонова и главного геофизика Комитета природных ресурсов по Таймырскому автономному округу Е.В. Кузнецова, которым автор выражает искреннюю благодарность. Автор также благодарит всех специалистов из научных и производственных организаций, с которыми в процессе совместной работы апробировались представленные компьютерные технологии и обсуждались полученные результаты. Глубокую признательность и благодарность автор выражает академику В.Н. Страхову и своим учителям - д.ф.- м.н. Е. Г. Булаху и д.ф.- м.н. П.И. Балку, оказавшим решающее влияние на формирование его научных идей и взглядов.

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОПРАВОК ЗА ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ ПРИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

1.1. Моделирование погрешностей учета влияния рельефа при гравиметрической съемке

При гравиметрической съемке в условиях горного рельефа местности вопросы, касающиеся учета влияния топографических масс, играют особую роль. Одним из этих вопросов является оценка погрешности определения топопоправок, связанной, в свою очередь, с точностью вычисления аномалий силы тяжести и, как следствие, с разрешающей способностью гравиразведки при решении геологических задач [2, 60, 67, 77].

Погрешности учета влияния рельефа на практике обычно определяются путем сопоставления результатов вычисления топопоправки δg_p «в первую» и «во вторую руку» (при расчетах с помощью палеток) или при подготовке исходных данных - цифровой модели местности (ЦММ) различными исполнителями (при расчетах на ЭВМ). Применяется также сравнение результатов расчета топопоправок при различном расположении узлов, в которых снимаются высотные отметки рельефа [32, 63]. Имеются также аналитические выражения для вычисления погрешностей определения топопоправки в зависимости от погрешностей задания высот применительно к некоторым алгоритмам.

Получаемые при любом из вышеперечисленных приемов количественные оценки - среднеквадратические погрешности учета влияния рельефа, зависят, преимущественно, лишь от погрешностей аппроксимации дневной поверхности телами правильной геометрической формы, использующимися при построении ЦММ. В то же время степень воздействия других возмущающих факторов на точность определения δg_p остается невыясненной. К этим факторам относятся отклонения в планово-высотной привязке точек наблюдений и латеральная изменчивость плотности приповерхностного слоя, являющиеся случайными величинами. Случайный характер ошибок в определении средних высот рельефа местности отмечается, в частности, в работе [2].

Следовательно, учет влияния рельефа в реальных условиях всегда связан с некоторой неопределенностью, что позволяет использовать для оценки погрешности определения топопоправок вероятностно-статистический подход, успешно применяющийся для решения ряда других задач разведочной геофизики [31, 39, 85, 86 и др.].

Достаточно объективную оценку влияния, в том числе и совокупного, различных возмущающих факторов, можно получить с помощью имитационного моделирования вычисления топопоправки δg_p для неоднородных по физическим характеристикам геологических сред, при реальных технических условиях выполнения съемок [45]. Область учитываемого влияния рельефа D при этом представляет собой стохастическую модель, для которой «решение прямых задач геофизики имеет вероятностную трактовку и заключается в расчете математических ожиданий, дисперсий или корреляционных функций аномальных эффектов» [31].

Рассмотрим процесс имитационного моделирования на примере вычисления δg_p в прямоугольной системе координат. Выражение, определяющее значение топопоправки δg_p для поля силы тяжести в данном случае можно представить следующим образом:

$$\delta g_p(x, y, z) = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \Omega(U_{ij}) \quad (1.1)$$

где $\mathbf{U} = \{u_1, u_2, \dots, u_m\}$ - m -мерный вектор параметров, характеризующий физические и геометрические параметры отдельной аппроксимационной ячейки и ее местоположение относительно точки расчета δg_p с координатами (x, y, z) ; Ω - оператор решения прямой

задачи гравиразведки; $k \times k$ - число элементарных ячеек в пределах области D .

Рассмотрим новый вектор $\mathbf{P} = \{p_1, p_2, \dots, p_m\}$, структура которого аналогична структуре вектора $\mathbf{U}$, но одна или несколько компонент которого осложнены случайной составляющей ε : $p_n = u_n + \varepsilon$, где $n = 1, 2, \dots, m$. Погрешность определения топопоправки Δ^g в отдельной точке пространства, обусловленная наличием случайных отклонений в исходных данных, определяется выражением:

$$\Delta^g(x, y, z) = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \Omega(\mathbf{P}_{ij}) - \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \Omega(\mathbf{U}_{ij}) \quad (1.2)$$

Оценка погрешностей, выраженных формулой (1.2), осуществляется с помощью метода Монте-Карло. Моделирование случайной составляющей выполняется путем генерации последовательности псевдослучайных чисел $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3, \dots$. Статистические характеристики данной последовательности, как правило, можно определить, исходя из априорных сведений о геологической среде и технических особенностях съемок. Для оценки одновременного воздействия q возмущающих факторов для единственной точки пространства требуется $q \times k \times k$ случайных чисел.

Процесс вычислений реализуется для совокупности точек пространства, при этом определяются статистические параметры для Δ^g и закон ее распределения. Точность получаемых результатов определяется с помощью неравенства Чебышева.

Можно рассматривать каждое значение $\Delta^g(x, y, z)$ как сечение некоторого случайного процесса, единичной реализацией которого является полный цикл вычислений Δ^g при заданных числовых характеристиках случайной составляющей в пределах исследуемой площади. Генерация новых последовательностей псевдослучайных чисел, при неизменных статистических параметрах их распределения, позволяет получить новые реализации моделируемого случайного процесса. Сопоставление между собой серии реализаций одного и того же случайного процесса позволяет, во-первых, оценить его эргодичность, во-вторых - изучить закономерности пространственного распределения Δ^g .

Оценка погрешностей учета влияния рельефа местности проводилась для участка, охватывающего зону сочленения базальтового плато с более древними геологическими структурами (рис. 1). Представленные геоморфологические условия являются типичными для локализации месторождений медно-никелевых руд в Норильском районе.

Для традиционно используемой в регионе методики определения топопоправок установлено, что не менее 70-80 % суммарной амплитуды δg_p составляет гравитационное влияние ближней зоны, т.е. набора элементарных тел, располагающихся на расстоянии $R : R_1 \leq R \leq R_2$ ($R_1 = 0.13$ км, $R_2 = 4.0$ км) от точки расчета топопоправки. Сеть высотных отметок ЦММ при этом составляет 0.4×0.4 км. Это позволило при имитационном моделировании Δ^g ограничиться областью D , характеризующейся указанными выше параметрами.

При проведении расчетов и статистическом анализе полученных результатов использовался разработанный автором комплекс программ, функционирующий на IBM-совместимых персональных компьютерах.

В качестве первого возмущающего фактора выступала латеральная изменчивость плотности σ горных пород. Исходя из соответствия распределения петроплотностных характеристик закону Гаусса [30], при заданном математическом ожидании M_σ и дисперсии S_σ^2 , генерировалась последовательность p_σ случайных чисел с помощью преобразования:

$$p_\sigma = M_\sigma + \frac{\cos \pi \varepsilon_1}{\sqrt{\left(2 S_\sigma^2 \ln \frac{1}{\varepsilon_2}\right)}} \quad (1.3)$$

где $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ – случайные числа, распределенные равномерно на интервале $[0, 1]$

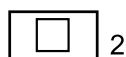
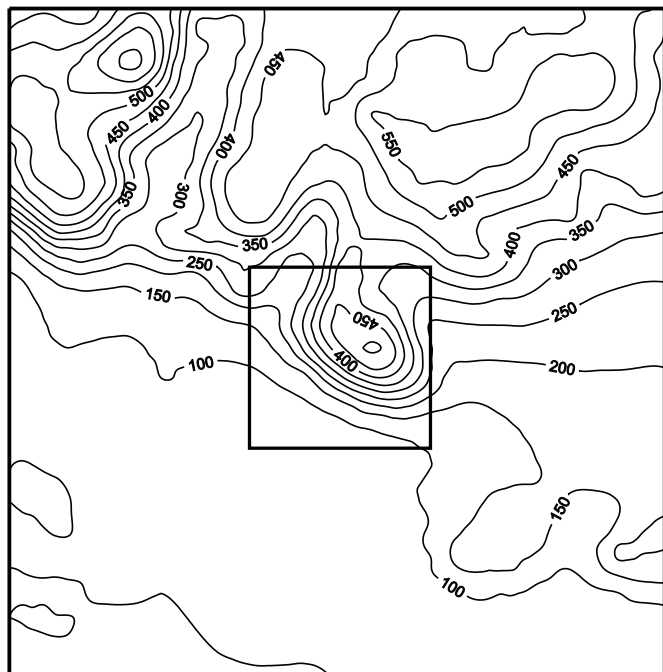


Рис. 1. Схематическая карта изогипс рельефа местности.

1 - изогипсы рельефа, м; 2 - участок расчета топопоправок.

Значение σ принималось равным 2.67 г/см^3 , т.е. отвечало стандартному значению плотности промежуточного слоя, принятому при вычислении поправки Буге. Величина S_σ выбиралась в соответствии с результатами статистической обработки имеющихся петрофизических данных. Погрешности вычислялись для 100 точек, располагающихся в центральной части площади (рис. 2).

Вторым возмущающим фактором являлись отклонения в плановой привязке точек вычисления δg_p , связанные с погрешностями определения координат пунктов гравиметрических наблюдений. Предполагалось наличие случайно направленного вектора смещения узла ЦММ в горизонтальной плоскости $|\vec{r}_{xy}|$, при априорно заданной величине его модуля. Составляющие вектора $\vec{r}_x$ и $\vec{r}_y$ по осям OX и OY , соответственно, определялись с помощью формулы:

$$\begin{cases} \vec{r}_x = f \sqrt{|\vec{r}_{xy}|} \varepsilon \\ \vec{r}_y = f \sqrt{|\vec{r}_{xy}|^2 - |\vec{r}_x|^2} \end{cases} \quad (1.4)$$

где ε - случайное число, распределенное равномерно на интервале $[0, 1]$; $f = \pm 1$ случайная знаковая функция.

При проведении расчетов максимальная величина $|\vec{r}_{xy}|$ не превышала среднеквадратической погрешности определения координат, допустимой при гравиметрической съемке масштаба 1:50 000 [63].

Роль третьего фактора играли ошибки, обусловленные аппроксимацией реального рельефа местности набором прямоугольных параллелепипедов при построении ЦММ.

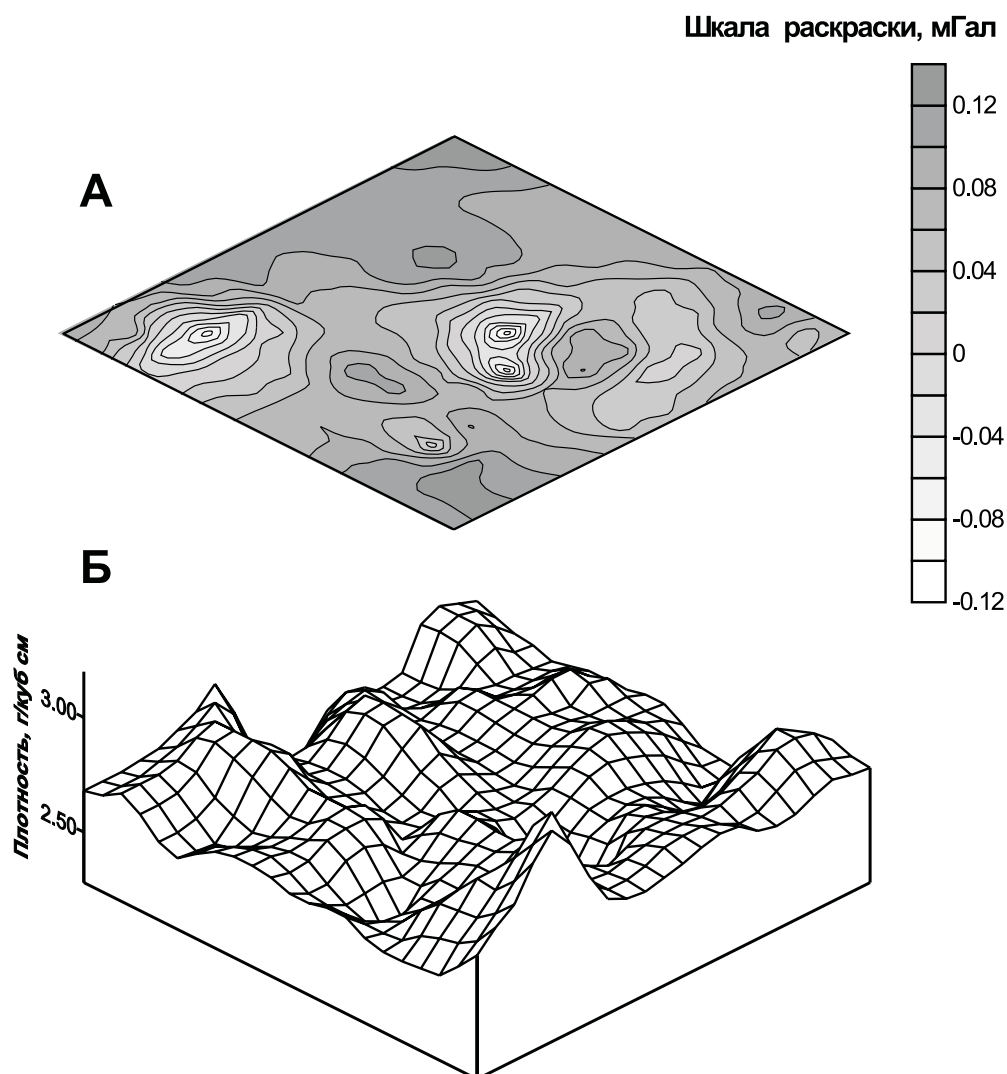


Рис. 2. Моделирование погрешностей учета влияния рельефа при гравиметрической съемке.

А - погрешности определения топопоправок, обусловленные латеральной изменчивостью плотности горных пород, слагающих верхнюю часть разреза; Б - пространственное распределение плотности горных пород при наличии случайной компоненты (среднее $M_\sigma = 2.67$ г/куб. см, СКО $S_\sigma = \pm 0.2$ г/куб. см).

Эти ошибки ассоциируются со случайными колебаниями ϵ_h в определении высот h_{ij} элементарных тел, располагающихся в узлах ЦММ, при фиксированной высоте z точки расчета δg_p .

Предполагалось, что статистическое распределение значений ϵ_h отвечает нормальному закону, при математическом ожидании $M\epsilon_h = 0$. Величина среднеквадратического отклонения $S\epsilon_h$ сопоставима с экспериментально определенными субъективными погрешностями формирования ЦММ.

С целью оценки точности полученных результатов сопоставлялись между собой данные по 20 реализациям случайного процесса, каждая из которых включала в себя вычисление 100 значений δg_p . Моделировалось одновременное воздействие трех факторов-помех, обладающих следующими числовыми характеристиками: $M_\sigma = 2.67$ г/см³, $S_\sigma = \pm 0.1$ г/см³; $|\vec{r}_{xy}| = 20$ м; $M\epsilon_h = 0$, $S\epsilon_h = \pm 25$ м.

Установлено, что во всех случаях величины Δ^g распределены по нормальному или близкому к нему закону (рис. 3). Это послужило предпосылкой для расчета доверительных интервалов $M\Delta^g \pm S\Delta^g$ погрешностей учета влияния рельефа. Сопоставление границ до-

верительных интервалов, включающих в себя около 68 % от общего числа значений Δ^g , по мнению автора, является наиболее наглядной сравнительной характеристикой степени воздействия различных возмущающих факторов. Результаты выполненных расчетов приведены в таблице 1.

Ограничимся одним комментарием к этим данным: в условиях резкорасчлененного рельефа, характерного для бортовых частей вулcano-тектонических структур на северо-западе Сибирской платформы, погрешности при определении топопоправок δg_p дости-

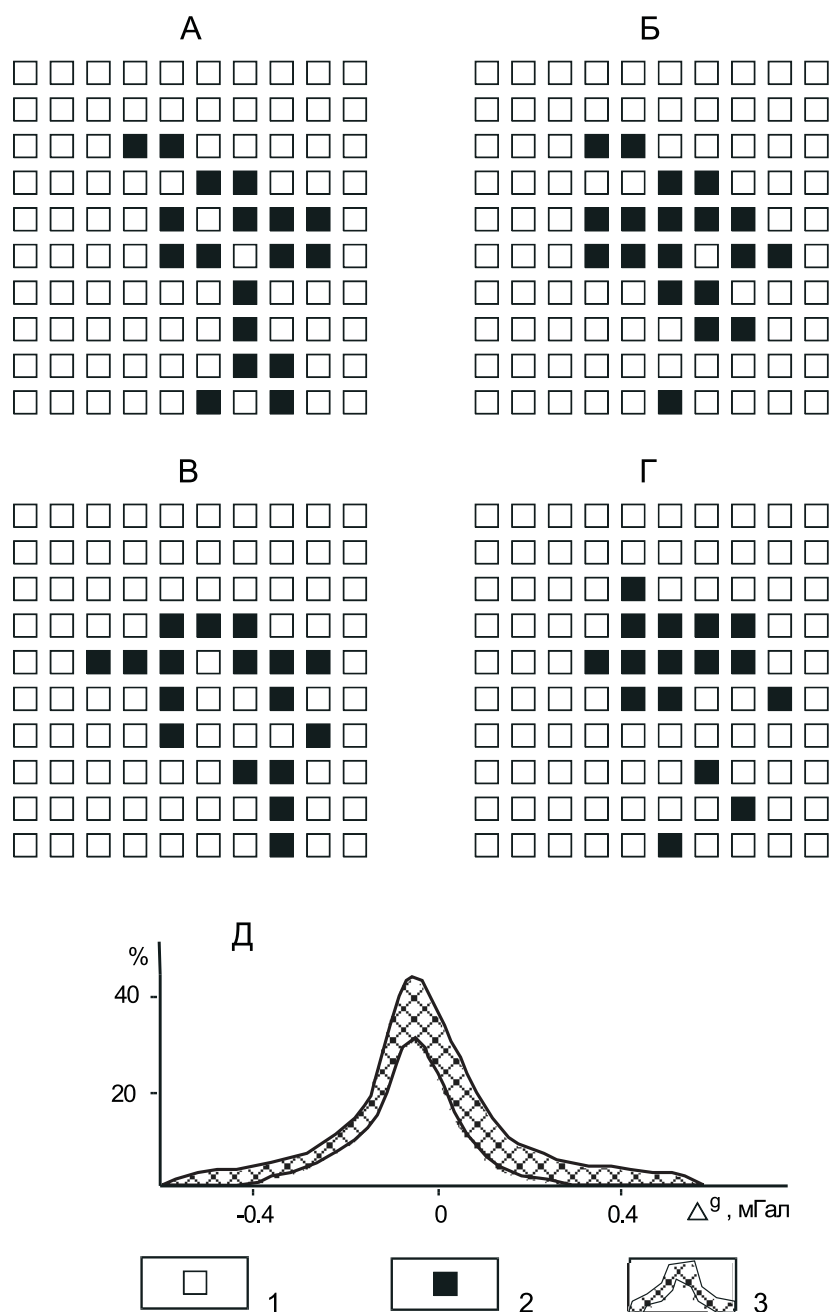


Рис. 3. Пространственное (А - Г) и статистическое (Д) распределения погрешности учета влияния рельефа при гравиметрической съемке.

1 - точки, для которых погрешность $|\Delta^g| < 0.2$ мГал; 2 - точки, для которых погрешность $|\Delta^g| \geq 0.2$ мГал; 3 - частотный диапазон изменения погрешности учета влияния рельефа в 20 реализациях (заштрихован).

гают значительных величин и могут превышать по амплитуде аномальные эффекты от глубокозалегающих поисковых объектов.

Таблица 1

**Характеристика погрешностей определения топопоправок при гравиразведке
в условиях Норильского района**

Источник погрешностей		Статистические характеристики погрешности Δ^g				
Фактор (случайная компонента)	Параметры распределения	Минимум, Δ_{min}^g , мГал	Максимум, Δ_{max}^g , мГал	Среднее, $M_{\Delta g}$, мГал	СКО, $S_{\Delta g}$, мГал	Доверительный интервал ($p = 0.68$), мГал
1. Латеральная изменчивость плотности горных пород, слагающих рельеф	$M\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$	-0.10	0.05	-0.006	0.015	(-0.02, 0.01)
	$S\sigma = 0.05 \text{ г/см}^3$					
	$M\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$	-0.06	0.07	-0.012	0.018	(-0.03, 0.01)
	$S\sigma = 0.10 \text{ г/см}^3$					
	$M\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$	-0.10	0.10	-0.019	0.028	(-0.05, 0.01)
	$S\sigma = 0.15 \text{ г/см}^3$					
	$M\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$	-0.13	0.13	-0.025	0.034	(-0.06, 0.01)
2. Отклонения в плановом положении точек расчета поправки	$M\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$	-0.24	0.16	-0.034	0.047	(-0.08, 0.01)
	$S\sigma = 0.25 \text{ г/см}^3$					
	$ \vec{r}_{xy} = 10 \text{ м}$	-0.67	0.89	-0.03	0.196	(-0.23, 0.17)
	$ \vec{r}_{xy} = 20 \text{ м}$	-1.06	0.70	-0.141	0.305	(-0.45, 0.17)
3. Ошибки определения высот рельефа дневной поверхности	$ \vec{r}_{xy} = 30 \text{ м}$	-1.18	0.55	-0.200	0.354	(-0.55, 0.15)
	$ \vec{r}_{xy} = 40 \text{ м}$	-1.31	0.78	-0.199	0.433	(-0.63, 0.23)
	$M\epsilon_h = 0 \text{ м}$	-0.37	0.20	-0.004	0.17	(-0.16, 0.18)
	$S\epsilon_h = 5 \text{ м}$					
	$M\epsilon_h = 0 \text{ м}$	-0.71	0.44	0.013	0.25	(-0.26, 0.42)
	$S\epsilon_h = 5 \text{ м}$					
	$M\epsilon_h = 0 \text{ м}$	-1.00	0.69	0.044	1.00	(-0.26, 0.42)
	$S\epsilon_h = 5 \text{ м}$					
	$M\epsilon_h = 0 \text{ м}$	-1.30	0.95	0.084	1.34	(-0.26, 0.42)

Для оценки эргодичности случайного процесса выполнялись проверки двух статистических гипотез: о равенстве средних значений и о равенстве дисперсий значений Δ^g , получаемых во всех двадцати его реализациях. Первая гипотеза проверялась путем сопоставления между собой доверительных интервалов для средних значений, ширина которых определялась выражением: $M\Delta^g = \pm t_\gamma \sqrt{S\Delta^g/n}$, где t_γ - квантиль распределения Стьюдента при n степенях свободы; вторая гипотеза проверялась с помощью критерия Фишера. Установлено, что обе гипотезы выполняются при уровне значимости $p = 0.95$. Следовательно, одна единственная реализация случайного процесса дает достаточно полное представление о свойствах случайного процесса в целом, иначе говоря - числовые характеристики результирующего параметра Δ^g являются вполне достоверными.

Достоверность полученных в результате вычислительного эксперимента погрешностей учета влияния рельефа Δ^g оценивалась с помощью неравенства Чебышева:

$$|M - M_i| \leq 3\sqrt{\frac{S_M}{m \times n}} \quad (1.5)$$

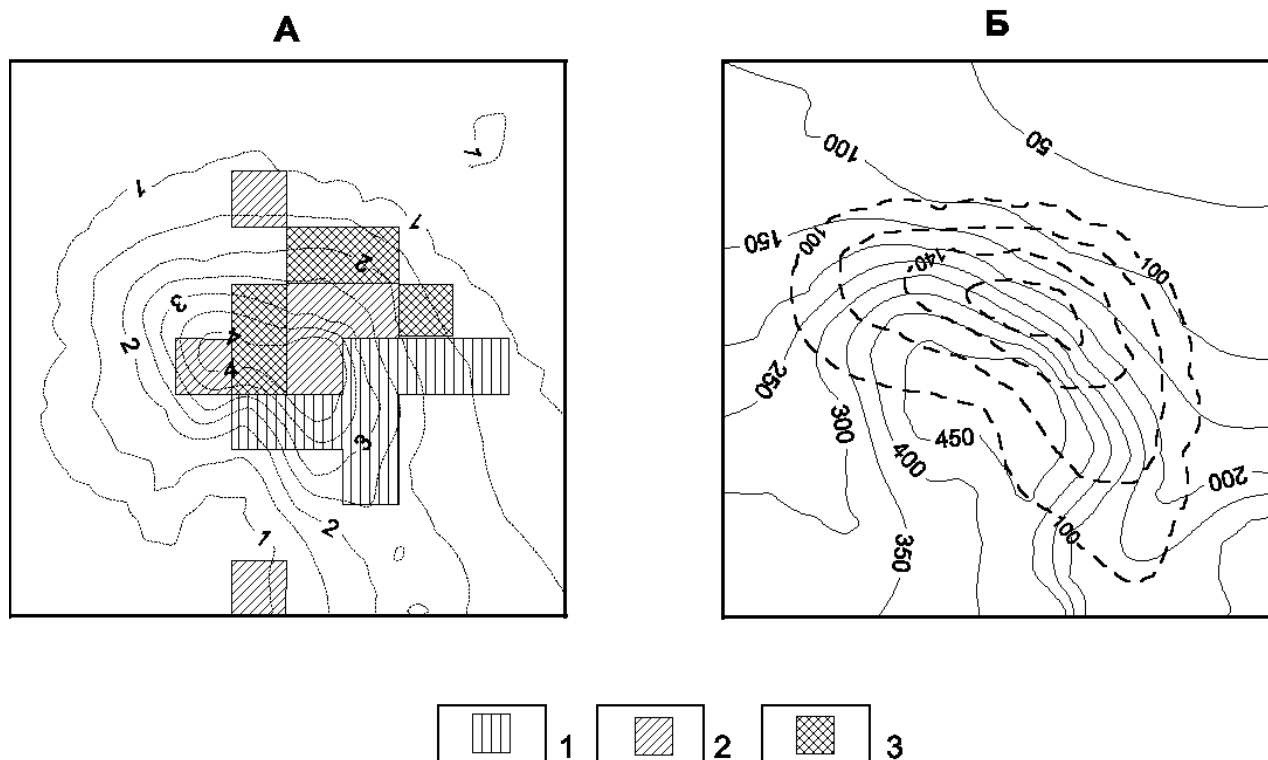


Рис. 4. Закономерности пространственного распределения погрешностей учета влияния рельефа Δ^g .

А - пространственное распределение δg_p и частот выпадения ошибок $|\Delta^g| \geq 0.2$ мГал в серии из 20 испытаний; частоты: 1 - 10-14 ; 2 - 15-19; 3 - 20; Б - характеристики рельефа местности: изогипсы (сплошные) и изолинии параметра S_h (пунктирные), м.

где M - истинное значение математического ожидания Δ^g ; M_i - приближенное его значение, полученное путем статистических испытаний; S_m - среднеквадратическое отклонение значений M_i ; n - количество случайных величин, участвующих в единичной реализации процесса; m - число реализаций случайного процесса.

Точность определения математического ожидания $M\Delta^g$ для серии из 20 испытаний на уровне значимости $p = 0.95$, согласно неравенства Чебышева, составляет 0.0034 мГал. Для единичной реализации разность $|M - M_i|$ увеличивается до 0.016 мГал.

В связи с конечными размерами области D моделируемые случайные процессы не обладают свойством стационарности [31], т.е. их характеристики, в той или иной мере, определяются особенностями рельефа дневной поверхности. Это служит предпосылкой для выделения устойчивых в серии испытаний пространственных областей аномальных значений Δ^g .

При исследовании пространственных закономерностей распределения Δ^g использовалась следующая вычислительная схема:

1. Проводился выбор порогового значения $\Delta_{пор}^g$, исходя из соотношения $P(|\Delta_{ij}^g| \geq \Delta_{пор}^g) / P(|\Delta_{ij}^g| < \Delta_{пор}^g) \approx 0.2$, где P - частота соответствующих событий. В данном случае $\Delta_{пор}^g = 0.2$ мГал.
2. Осуществлялось преобразование каждой из 20 матриц $\Delta_{пор}^g$ в бинарную форму $\{v_{ij}\}$:

$$v_{ij} = \begin{cases} 0, & \text{если } |\Delta_{ij}^g| < \Delta_{пор}^g \\ 1, & \text{если } |\Delta_{ij}^g| \geq \Delta_{пор}^g \end{cases} \quad (1.6)$$

3. Выполнялось сложение 20 матриц $\{v_{ij}\}$ размером $m \times n$ для получения результирующей матрицы.

Повышенные значения погрешности, устойчивые в серии испытаний, образуют связанную область (рис. 4.А), смещенную относительно экстремальных значений топопоправки δg_p . Очевидно, что высокая частота появления аномальных значений Δ^g в одних и тех же точках пространства является закономерной. Можно предположить, что характер поведения Δ^g в пределах участка расчета топопоправок связан с изменчивостью рельефа местности.

В качестве параметра изменчивости рельефа использовалось среднеквадратическое отклонение высотных отметок от среднего S_h , рассчитанное в скользящем окне размером 2.4×2.4 км. Отмечается отчетливо выраженная пространственная корреляция повышенных значений Δ^g и S_h (рис. 4). Следовательно, существует принципиальная возможность выделения областей внутри которых определение δg_p выполняется с более высокой, чем для остальной площади, погрешностью Δ^g , с помощью параметра S_h .

В дальнейшем представляется целесообразным проводить районирование площади гравиметрической съемки по изменчивости рельефа S_h с целью разбраковки зафиксированных аномалий поля силы тяжести по степени достоверности. Карты этого параметра, кроме того, пригодны для решения ряда задач структурно-геоморфологического характера.

Полученные в результате вычислительных экспериментов данные объективно характеризуют уровень аномалий-помех, порождаемых резкорасчлененным рельефом местности окраинной части траппового плато на северо-западе Сибирской платформы. Для снижения этого уровня целесообразно повысить точность планово-высотной привязки пунктов гравиметрических наблюдений за счет применения спутниковых навигационных систем (GPS-технологий) и усовершенствовать технологию определения поправок за влияние рельефа местности, опираясь на возросшие вычислительные возможности современных компьютеров.

Разработанная методика оценки погрешностей Δ^g не замыкается в рамках гравиметрии и может быть использована для решения аналогичных задач при магнитной съемке в условиях резкопересеченного рельефа местности, сложенного интенсивно намагниченными породами.

1.2. Компьютерная технология определения поправок за влияние рельефа местности при гравиметрической съемке

Вычисление поправок за влияние рельефа местности δg_p является необходимой процедурой при обработке материалов гравиметрических съемок. Величина топопоправки δg_p характеризует аномальный эффект, обусловленный отклонениями физической поверхности Земли от плоскопараллельного слоя, использующегося при определении поправки Буге. Разработаны различные способы расчета δg_p , реализующиеся с помощью палеток и номограмм [40, 41, 60 и др.], а также на ЭВМ [2, 64, 72, 75, 136, 144 и др.].

Как правило, область учитываемого влияния рельефа D разбивается на внутреннюю подобласть D_1 и внешнюю подобласть D_2 : $D = D_1 \cup D_2$. Внутренняя подобласть D_1 (центральная зона) охватывает пункт гравиметрических наблюдений и его ближайшие окрестности, минимальный радиус ее на топографической карте не менее 0.4-0.5 см. Внешняя подобласть D_2 обычно подразделяется на ближнюю, среднюю и дальнюю зоны, характеризующиеся различной детальностью описания рельефа.

Широко применяющиеся на практике способы учета влияния рельефа местности созданы в период формирования «парадигмы ранней компьютерной эпохи (условно 1960 - 1985 гг.)» [117, 118, 123]. Ограниченные вычислительные возможности и высокая стоимость машинного времени использующихся в этот период ЭВМ, а также сложности

технологического характера, связанные с формированием цифровых моделей местности (ЦММ) на машинных носителях, наложили свой отпечаток на имеющиеся технологии определения δg_p .

В частности, для вычисления δg_p в пределах центральной зоны, ввиду трудоемкости подготовки исходных данных, признано нецелесообразным применение ЭВМ [41]; расчет δg_p для ближней и средней зон обычно проводится по регулярной сети точек с последующей интерполяцией значений топопоправок; для дальней зоны нередко пользуются построением статистических зависимостей вида $\delta g_p = F(z_p)$, где F - некоторая функция, z_p - высота пункта наблюдений [75].

В настоящее время, в связи с широким внедрением в практику геофизических исследований персональных компьютеров и различных периферийных устройств для ввода графической информации, появилась возможность повысить точность определений δg_p за счет модернизации технологической схемы учета влияния рельефа. Вычислительные возможности современных компьютеров существенно расширяют узкие рамки, в которые ранее были поставлены разработчики программно-алгоритмического обеспечения. Сканирование и последующая векторизация скан-образов позволяют сравнительно быстро и с высокой точностью создавать ЦММ, отвечающие по детальности крупномасштабным топографическим картам. Следовательно, становится возможной автоматизация вычисления δg_p в центральной зоне.

Автором была разработана автоматизированная технология учета влияния рельефа местности, реализованная на IBM-совместимых персональных компьютерах [51, 53]. Отличительными особенностями этой технологии являются:

- выполнение вычислительных операций с ЦММ большой размерности, содержащими до 10^6 - 10^7 высотных отметок рельефа (объем информации - десятки Мбайт);
- автоматизация определения δg_p в пределах всей области D ;
- вычисление топопоправок непосредственно в пунктах гравиметрических наблюдений в пределах подобласти D_2 по единой технологической схеме, включающей в себя высокоточную 3D-интерполяцию;
- высокие технико-экономические показатели.

Однако необходимо отметить, что в определенной мере представленная технология определения поправок за влияние рельефа местности сохраняет влияние сложившихся стереотипов мышления, т.к. предусматривает работу с несколькими ЦММ для каждого пункта гравиметрических наблюдений, что на сегодняшний день уже не вполне отвечает потребностям геофизической практики [127]. Это обусловлено в первую очередь тем, что первая версия программно-математического обеспечения, функционирующая под управлением MS-DOS на компьютерах с процессорами Intel-80286, -80386 была создана еще в 1993 г.

В настоящее время В.Н. Страховым выдвинута идея о необходимости вычисления топопоправок от одних и тех же распределений масс в приповерхностном слое с использованием линейных аналитических аппроксимаций рельефа поверхности Земли. При этом, как очевидно, отпадает необходимость в раздельном определении значений поправки за влияние рельефа местности для каждой из зон, что в целом повышает точность получаемых результатов и упрощает технологию обработки гравиметрических данных. Для широкомасштабной практической реализации такого способа определения δg_p требуется построение метрологических линейных интегральных аппроксимаций рельефа дневной поверхности для больших территорий (в работе [128] предлагается провести аппроксимацию рельефа для всей территории бывшего СССР).

Ниже приведено описание усовершенствованной автором технологии учета влияния рельефа местности при гравиметрической съемке, которая до сих пор продолжает применяться в ряде производственных организаций (в т.ч. в ПО «Норильскгеология», Цент-

рально-Арктической ГРЭ, Гравиметрической экспедиции №3, ФГУПП «Алтай-Гео», Баженовской ГФЭ).

ЦММ (матрица абсолютных отметок рельефа местности $\{z_{ij}\}$, $i = 1, 2, \dots, m; j = 1, 2, \dots, n$) формируется путем интерполяции высот, после автоматизированного ввода картографической информации. Оптимизация процесса учета влияния рельефа требует подготовки двух-трех ЦММ, шаг задания высот L_n (n - номер ЦММ) для которых должен удовлетворять условию: $L_n/L_{n-1} = 3, 5, 7, \dots$

Специфической особенностью ЦММ, подготовленных путем векторизации крупномасштабных топографических карт для расчета топопоправок в центральной и ближней зонах является высокая детальность описания рельефа местности: число элементов матрицы $\{z_{ij}\}$ ($m \times n$) $\gg \kappa$, где κ - количество пунктов гравиметрических наблюдений. Рассмотрим конкретный пример: площадь гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 составляет 4000 кв. км; плотность сети наблюдений - 1 пункт на 8 кв. км; шаг сети ЦММ $L_1 = 0.25$ км. Матрица $\{z_{ij}\}$ содержит 64561 элемент, а число пунктов наблюдений - всего 500. Отношение $m \times n / \kappa \approx 129$, следовательно в данном случае вычисление δg_p для всех узлов ЦММ является нерациональным.

Определение δg_p осуществляется непосредственно в пунктах гравиметрической сети, информация о которых задается в виде ведомости - таблицы, каждая строка которой содержит следующие параметры: N (номер пункта); x_p, y_p (координаты пункта); z_p (высота пункта). В общем случае узлы ЦММ не совпадают в пространстве с пунктами гравиметрической сети.

При вычислении δg_p используется прямоугольная система координат, аппроксимация рельефа осуществляется набором вертикальных прямоугольных параллелепипедов с горизонтальными квадратными основаниями. Размер стороны основания параллелепипеда L отвечает шагу задания высот, центры оснований тел совпадают с узлами ЦММ.

Значение топопоправки в точке (x_p, y_p, z_p) определяется выражением:

$\delta g_p(x_p, y_p, z_p) = \sigma_s \sum_{i=1}^M g_{nap}$, где σ_s - плотность промежуточного слоя; g_{nap} - аномальный эффект единичного параллелепипеда при плотности $\sigma = 1$ г/см³; M - количество параллелепипедов. Вычисление g_{nap} выполняется по формуле Г.Г. Ремпеля:

$$g_{nap} = \frac{\lambda}{LR} \left[\sqrt{(z - z_p)^2 + (R + 0.5L)^2} - \sqrt{(z - z_p)^2 + (R - 0.5L)^2} + L \right] \quad (1.7)$$

где $R = \sqrt{(x - x_p)^2 + (y - y_p)^2 - 0.075L^2}$; x, y, z - координаты центра основания параллелепипеда; λ - гравитационная постоянная.

Внешний контур подобласти D_1 представляет собой квадрат размером $3L_1 \times 3L_1$, в центре которого находится пункт гравиметрических наблюдений (x_p, y_p, z_p) . Внешний и внутренний контуры, ограничивающие подобласть D_2 также имеют форму квадратов. Для определения δg_p в результирующей точке (x_p, y_p, z_p) в пределах подобластей D_1 и D_2 используются разные вычислительные схемы.

Внутренние подобласти (подмножества значений z) для различных пунктов гравиметрических наблюдений, как правило, не пересекаются друг с другом: $D_1^1 \cap D_1^2 \dots \cap D_1^n = \emptyset, n = 1, 2, \dots, k$. Поэтому любая интерполяция значений δg_p в пределах подобласти D_1 является совершенно недопустимой. Однако, густой шаг L_1 ЦММ позволяет в данном случае пренебречь нерегулярными особенностями рельефа и провести вычисление δg_p , используя аппроксимацию высотных отметок рельефа алгебраическим полиномом вида:

$$z'' = \sum_{k=0}^m \sum_{i=0}^{m-k} a_{ki} x^k y^i \quad (1.8)$$

где: m - степень полинома; a_{ki} - коэффициенты полинома; x, y - прямоугольные координаты.

Иначе обстоит дело с топопоправками во внешней подобласти D_2 : в соседних пунктах величина δg_p определяется, преимущественно, одними и теми же совокупностями источников гравитационного поля. Поэтому определение δg_p в точках наблюдений достаточно точно выполняется с помощью интерполяции значений топопоправок, рассчитанных для ближайших узлов ЦММ. При этом используются гармонические (потенциальные) функции [4], отвечающие аномальному эффекту F в поле Δg от вертикальной полубесконечной нити с плотностью $\sigma = 1 \text{ г/см}^3$:

$$F(x_0, y_0, z_0) = \frac{\lambda}{\sqrt{(x' - x_0)^2 + (y' - y_0)^2 + (z' - z_0)^2}} \quad (1.9)$$

где: x', y', z' - координаты верхнего конца нити; x_0, y_0, z_0 - координаты точки расчета поля; λ - гравитационная постоянная. Нити располагаются непосредственно под узлами ЦММ, на поверхности, параллельной рельефу, на глубине в полтора шага сети задания высот: $z'_{ij} = z_{ij} + 1.5 \times L$, что обеспечивает устойчивость получаемых решений. Для выполнения интерполяции решается система линейных алгебраических уравнений (СЛАУ):

$$\sigma F = \delta g_p \quad (1.10)$$

где: F - матрица коэффициентов вида (1.9); δg_p - вектор рассчитанных значений топопоправок в узлах ЦММ; σ - вектор неизвестных значений плотности нитей.

Необходимо отметить, что СЛАУ (1.10) не содержит в правой части погрешностей негармонического характера, что позволяет осуществлять ее решение прямыми методами. Определение δg_p в точке (x_p, y_p, z_p) сводится к решению прямой задачи гравиразведки при известных физических и геометрических параметрах источников поля.

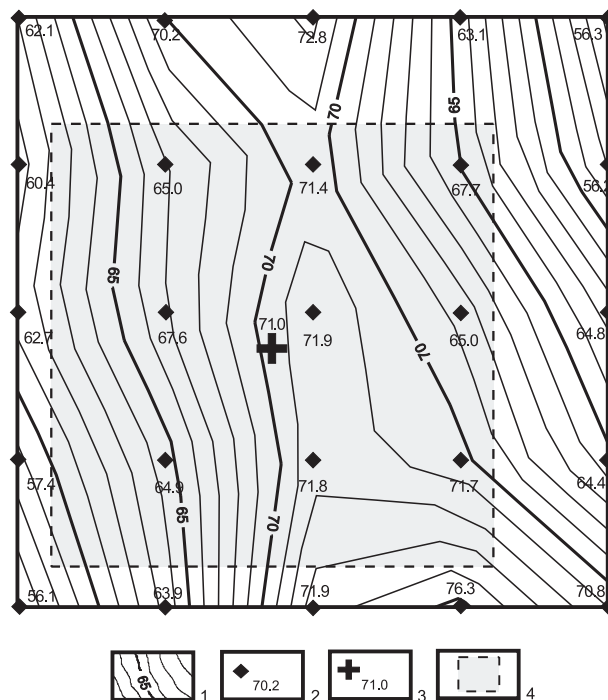
Рассмотрим более подробно вычислительные схемы. Исходными данными для расчета топопоправок являются: ЦММ, ведомость координат и высот пунктов гравиметрических наблюдений, величина плотности промежуточного слоя σ_s . Для внешней подобласти D_2 дополнительно задаются размеры внешнего d_1 и внутреннего d_2 контуров (в шагах сети используемой ЦММ). Ведомость (массив записей) и матрица высот $\{z_{ij}\}$ загружаются в оперативную память компьютера в виде динамических переменных. При этом используется 4-байтовое представление высотных отметок рельефа местности, что позволяет разместить в 1 Мбайте оперативной памяти (РАМ) компьютера 262144 вещественных числа. Внешний цикл во всех случаях организуется по пунктам наблюдений (записям): N^i, x_p^i, y_p^i, z_p^i ($i = 1, 2, \dots, k$).

Процесс вычисления δg_p для внутренней подобласти D_1 (рис. 5) в каждом пункте гравиметрических наблюдений (x_p, y_p, z_p) сводится к следующему:

- проверка принадлежности координат (x_p, y_p) заданной ЦММ (в случае, если пункт выходит за пределы ЦММ или находится слишком близко к ее границам, то величине δg_p присваивается код неопределенного значения: $\delta g_p = 999$);
- определение индексов (i^*, j^*) и горизонтальных координат (x^*, y^*) левого верхнего

Рис. 5. Схема, поясняющая алгоритм определения топопоправки δg_p для центральной зоны.

1 - изогипсы поверхности тренда 4-ой степени, м;
 2 - узлы ЦММ и отвечающие им значения высот z , м;
 3 - пункт гравиметрических наблюдений и его высота z_p , м; 4 - контур подобласти D_1 .



- угла подматрицы $\{z_{ij}^*\}: i = 1, 2, \dots, 5; j = 1, 2, \dots, 5$ и выборка значений высот из $\{z_{ij}\}$ для ближайших к пункту наблюдений 25 точек ЦММ в двухмерный массив;
- аппроксимации высотных отметок $\{z_{ij}^*\}$ в окрестностях точки (x_p, y_p, z_p) алгебраическим полиномом 4-ой степени с использованием метода наименьших квадратов, путем формирования расширенной матрицы Грама и решения нормальной СЛАУ методом Гаусса;
- восстановление значений высот z'' внутри квадрата размером $3L_1 \times 3L_1$ по сети $L^* \times L^*$, описываемых поверхностью тренда, по коэффициентам $a_0 - a_{14}$ полинома (1.8) и текущим значениям координат (x, y) , при $L^* = L_1/3$;
- вычисление и суммирование для точки (x_p, y_p, z_p'') аномальных эффектов от 81 параллелепипеда, характеризующих рельеф в области D_1 , с использованием формулы (1.7), при этом z_p'' определяется подстановкой x_p, y_p в выражение (1.8).

Расчет δg_p для внешней подобласти D_2 в пункте гравиметрических наблюдений (x_p, y_p, z_p) включает в себя следующие операции:

- проверка принадлежности координат (x_p, y_p) заданной ЦММ (код неопределенного значения 999 используется в тех же случаях, что и при расчете δg_p для центральной зоны);
- определение индексов (i^*, j^*) и горизонтальных координат (x^*, y^*) левого верхнего угла подматрицы $\{z_{ij}\}: i = 1, 2, \dots, d_1+2; j=1, 2, \dots, d_1+2$ и выборка значений высот из $\{z_{ij}\}$ для ближайших к пункту наблюдений $(d_1+2)^2$ точек ЦММ с записью результата в двухмерный массив;
- вычисление и суммирование аномальных эффектов от $[(d_1+1)^2 - (d_2+1)^2]$ элементарных тел для четырех ближайших к пункту наблюдений узлов ЦММ;
- аппроксимация рассчитанных в узлах ЦММ значений $\delta g_p^1, \delta g_p^2, \delta g_p^3, \delta g_p^4$ в окрестностях пункта (x_p, y_p, z_p) полем Δg вертикальных полубесконечных нитей путем решения СЛАУ (1.10) методом Гаусса;
- расчет δg_p в точке (x_p, y_p, z_p) путем решения прямой задачи гравиразведки с использованием физических характеристик нитей $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \sigma_4$.

В процессе разработки программно-алгоритмического обеспечения возникла необходимость выбора расчетной формулы и способа интерполяции топопоправок; оценки точ-

ности полиномиальной аппроксимации рельефа местности; определения оптимального числа элементарных ячеек при разбиении подобласти D_j . Для решения поставленных вопросов привлекались методы математической статистики. Ниже приводятся некоторые результаты вычислительных экспериментов, проведенных на реальной ЦММ, характеризующей участок в зоне сочленения Сибирской платформы с Енисей-Хатангским региональным прогибом (рис. 6).

Параметры ЦММ следующие: площадь 756 кв.км.; $m = 181$; $n = 106$; шаг $L_j = 200$ м; колебания высотных отметок составляют 34 - 505 м при среднем значении 130.3 м и среднеквадратическом отклонении (СКО) ± 105.6 м. В пределах участка имеется 3139 пунктов гравиметрических наблюдений, расположенных между узлами ЦММ с шагом 500×500 м. Соответственно, все проведенные ниже статистические параметры определялись для выборки объемом 3139 значений.

Максимальные расхождения в значениях топопоправок δg_p , полученных по точной (содержащей функции $\ln$ и $\arctg$) и приближенной (1.7) формулам при решении прямой

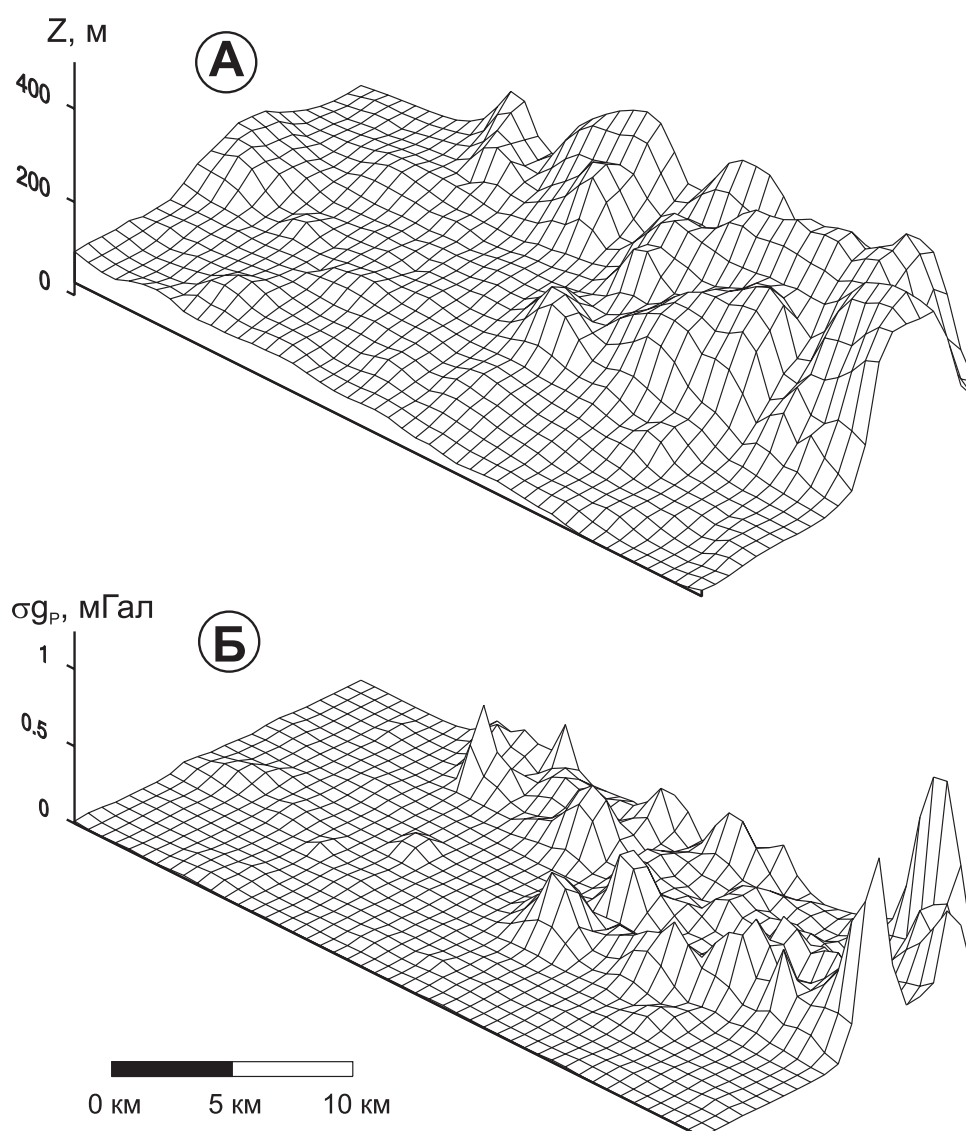


Рис. 6. Объемное изображение поверхности рельефа местности (А) и топопоправок δg_p (Б) для центральной и ближней зон (0 - 2800 м) в области сочленения Сибирской платформы и Енисей-Хатангского регионального прогиба (п-ов Таймыр).

задачи для подобласти D_i не превышают ± 0.0036 мГал, что составляет менее 0.8% от средней амплитуды δg_p топопоправки в центральной зоне. Следовательно, использование приближенной формулы (1.7), увеличивающей скорость вычислений более, чем в 10 раз, является вполне правомерным.

Для оценки согласования поверхности тренда (1.8) и рельефа местности использовался дисперсионный анализ. Алгебраический полином 4-ой степени является вполне пригодным для аппроксимации поверхности дневного рельефа в подобласти D_i , о чем убедительно свидетельствуют табл.2 и рис. 7.А, Б, В. Так как амплитуда δg_p определяется относительным перепадом высот пункта гравиметрических наблюдений и окружающего его рельефа, то замена высоты z_p ее интерполированным значением z'' является дополнительным фактором, уменьшающим погрешность определения поправок за влияние рельефа для центральной зоны.

Таблица 2

Результаты статистической оценки отклонений поверхности тренда от узлов ЦММ в подобласти D_i

Параметр	Статистические характеристики параметра			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
$\Delta_{ср. кв.}$	0.178 м	5.34 м	0.809 м	± 0.625 м
$\Delta_{ср. отн.}$	0.10 %	3.0 %	0.489 %	± 0.192 %
F -критерий	2.95	596.9	18.46	± 18.15

Примечания:

1). Среднеквадратическое отклонение высотных отметок рельефа z_i от поверхности тренда z_i'' определяется выражением $\Delta_{ср. кв.} = [\sum (z_i - z_i'')^2 / n]^{0.5}$;

2). Среднее относительное отклонение $\Delta_{ср. отн.} = (\sum |z_i - z_i''| / n) \times 100\%$;

3). Критерий Фишера F представляет собой отношение дисперсий $D_{пол} / D_{откл.}$, где $D_{пол} = \sum (z_i - z_{ср})^2 / m$ - дисперсия полинома, $D_{откл.} = \sum (z_i - z_i'')^2 / (n - m - 1)$ - дисперсия отклонений высот z_i в узлах ЦММ от поверхности тренда z_i'' ;

4). Количество коэффициентов полинома $m = 15$; количество отметок высот, использованное для построения полинома $n = 26$;

5). При 5% уровне значимости табличное значение F -критерия $F_m = 2.845$.

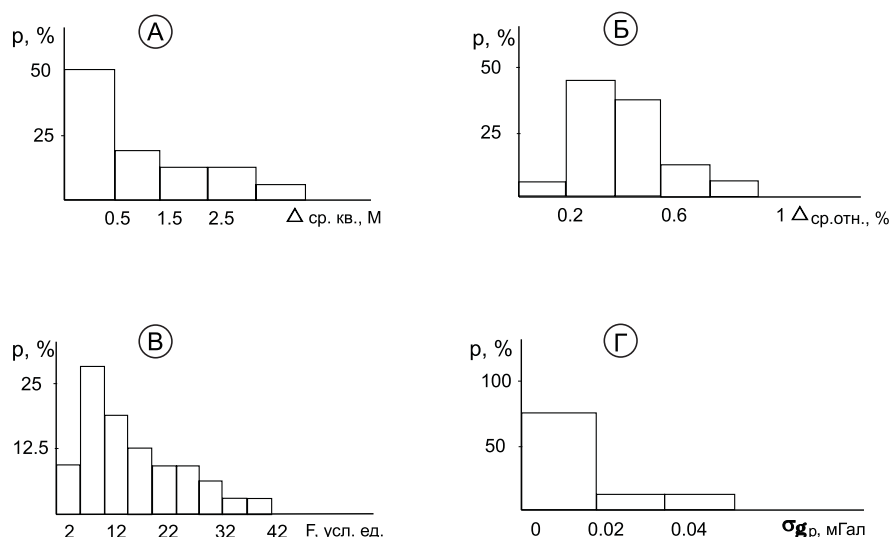


Рис. 7. Тестирование алгоритма вычисления топопоправок: гистограммы результативных параметров.

А - среднеквадратическое отклонение высот рельефа местности от поверхности тренда 4-ой степени;
Б - среднее относительное отклонение высот рельефа местности от поверхности тренда 4-ой степени;
В - критерий Фишера; Г - разность топопоправок в пунктах наблюдений, полученных двумя способами интерполяции значений δg_p .

При уменьшении размера стороны основания параллелепипеда L^* достигается большая гладкость поверхности, описывающей регулярный рельеф внутри центральной зоны, но, с другой стороны, за счет увеличения числа элементарных тел увеличивается время расчета δg_p в каждой точке. Для выбора оптимального размера L^* сопоставлялись между собой значения δg_p , полученные при разбиении подобласти D_1 на различное количество элементарных тел: $p = 25, 49, 81, 121, \dots, 441$. Установлено, что начиная с $L^* = L/3$ до $L^* = L/7$ изменения в максимальных значениях δg_p не превышают по модулю 0.004 мГал, в средних - 0.0002 мГал, т.е. величины топопоправок в 3139 пунктах становятся практически идентичными. Это послужило основанием для выбора $p = 81$.

В работе [5] теоретически доказано, что использованный для интерполяции δg_p способ является оптимальным в смысле точности. Промоделируем следующую ситуацию: выполняется расчет δg_p для подобласти D_2 : $d_1 = 15$, $d_2 = 1$; в качестве высоты для каждого гравиметрического пункта используется среднее значение высот четырех ближайших узлов ЦММ минус 20 метров. В первом случае значение топопоправки в пункте наблюдений определяется, аналогично работе [136], как среднеарифметическое из четырех значений δg_p в узлах ЦММ, во втором случае - используется рассмотренный выше способ интерполяции. Различия в значениях δg_p для 8.7 % пунктов превышают 0.02 мГал, при максимальной величине 0.153 мГал (рис. 7.Г). Полученные различия связаны, преимущественно, с вертикальным градиентом поля δg_p , влияние которого учитывается только во втором случае. Следовательно, интерполяция топопоправок с учетом высот z и z_p , реализованная автором в представленном алгоритме, повышает точность определения δg_p .

Сопоставление данных аналитического вычисления поправок за влияние рельефа в центральной зоне радиусом 150 м. и данных определения топопоправок, рассчитанных по данным нивелирования «звездочек» по 8 лучам в 50 пунктах гравиметрических наблюдений, для одного из горных районов республики Хакасия, свидетельствует о близости получаемых результатов: среднеквадратическое расхождение δg_p составило всего ± 0.012 мГал.

Для вычисления топопоправок на IBM-совместимых компьютерах первоначально был разработан комплекс программ TRPG, функционирующий под управлением MS-DOS и включающий в себя три программы: TRP1 - для учета влияния рельефа в подобласти D_1 ; TRP2 - для учета влияния рельефа в подобласти D_2 ; SUMM - для вычисления суммарной топопоправки. Язык программирования Turbo Pascal 6.0, принцип конструирования программ - модульный. Режим работы программ - диалоговый, исходные данные записываются в кодах ASCII, формат данных ЦММ соответствует формату широко распространенной ГИС SURFER. Длина строки ЦММ ограничена 1200 элементами, количество строк - не ограничено. ЦММ в данном случае записывается на диск в виде типизированного singl-файла. Ведомость может содержать до 4000 пунктов гравиметрических наблюдений. Максимальный размер d_1 внешнего контура подобласти D_2 составляет 71 шаг сети. Все программы характеризуются высоким быстродействием: в частности, вычисление топопоправок в 3139 пунктах гравиметрических наблюдений в пределах центральной зоны с помощью программы TRP1 занимает около 50 секунд работы компьютера IBM- PC/AT- 486DX2.

Программа TOPOWIN, предназначенная для работы в операционных системах WINDOW-95/-98/-2000/-NT, созданная позднее с помощью системы визуального объектно-ориентированного программирования Delphi 4.0 совмещает в себе все функции комплекса TRPG. ЦММ и ведомость гравиметрических пунктов в виде динамических массивов размещаются в оперативной памяти компьютера, при этом отсутствуют практически ощутимые ограничения на размерность исходных данных, т.к. емкость RAM современных компьютеров обычно составляет первые сотни Мбайт.

Усовершенствованная технология определения топографических поправок, реализо-

ванная с помощью созданных программных средств, характеризующаяся повышенной точностью расчета δg_p и высокими технико-экономическими показателями, используется в производственных организациях Урала и Сибири.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОПРАВОК ЗА ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ ПРИ МАГНИТНОЙ СЪЕМКЕ

2.1. Краткая характеристика проблемы учета влияния рельефа местности при магнитных съемках

По сравнению с гравиразведкой, в магниторазведке гораздо слабее проработаны вопросы, связанные с учетом влияния рельефа дневной поверхности, сложенного магнитными породами [76]. Ю.С.Глебовский относит влияние рельефа к особому виду погрешностей при проведении аэромагнитных съемок (АМС) и отмечает, что в некоторых районах «эти аномалии-помехи так интенсивны, что исключают возможность интерпретации аномалий, связанных с более крупными и глубинными объектами; они затрудняют межмаршрутную интерполяцию и построение изолиний» [81].

Особенно актуальна проблема учета влияния магнитного рельефа для территорий развития платобазальтов, общая площадь которых на поверхности Земли превышает 2000000 кв. км. В частности, при рассмотрении карт аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ над трапповыми плато Норильского района отмечается ярко выраженная пространственная корреляция магнитных аномалий с особенностями дневного рельефа: повышения амплитуды поля над водоразделами достигают $+(300-700)$ нТл и более, над глубоко врезынными долинами водотоков наблюдаются линейно-вытянутые понижения поля интенсивностью до -300 нТл и менее.

Влияние рельефа, сложенного породами базальтовой формации, на магнитное поле иллюстрируют материалы по западному фасу плато Путораны (рис. 8). При перепаде высотных отметок рельефа местности от 40 м до 1600 м изменения амплитуды магнитного поля $(\Delta T)_a$ составляют около 2000 нТл, отмечается тесная корреляционная связь между этими параметрами (рис. 9).

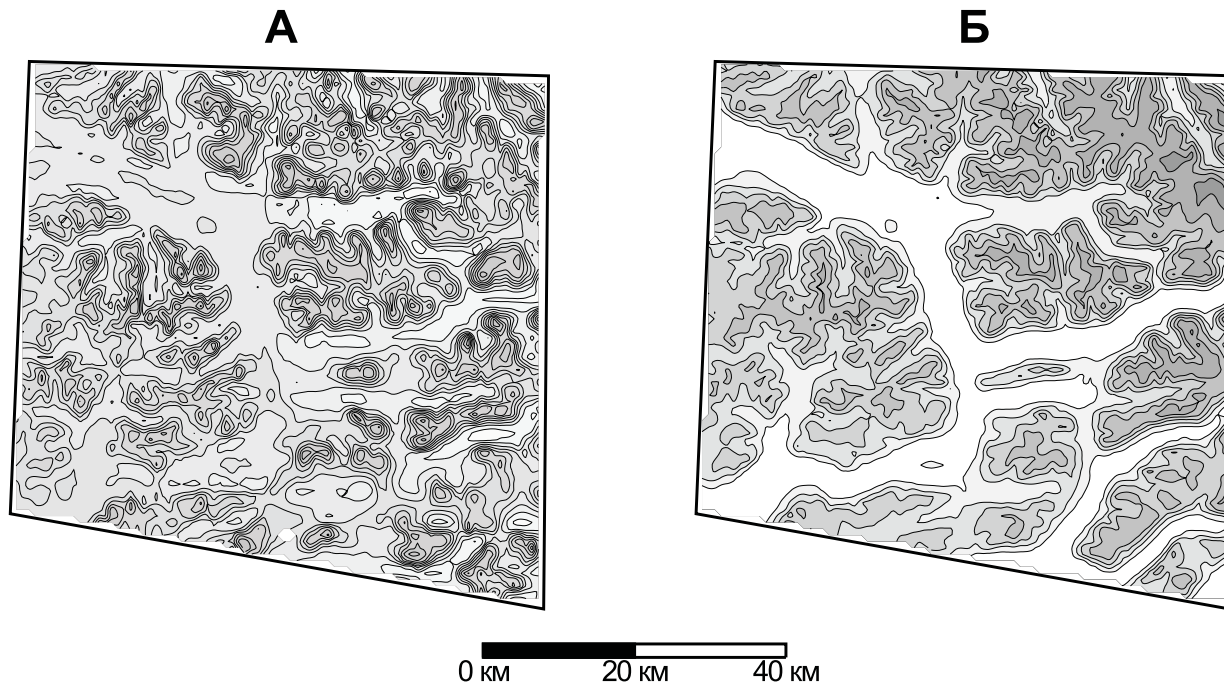


Рис. 8. Влияние резкорасчлененного рельефа, сложенного породами базальтовой формации, на магнитное поле $(\Delta T)_a$. Плато Путораны (по материалам Центрально - Арктической ГРЭ).

А- карта изодинам аномального магнитного поля; Б - карта изогипс рельефа местности.

Примечание: более темные тона раскраски карт отвечают повышенным значениям магнитного поля и наиболее возвышенным участкам местности.

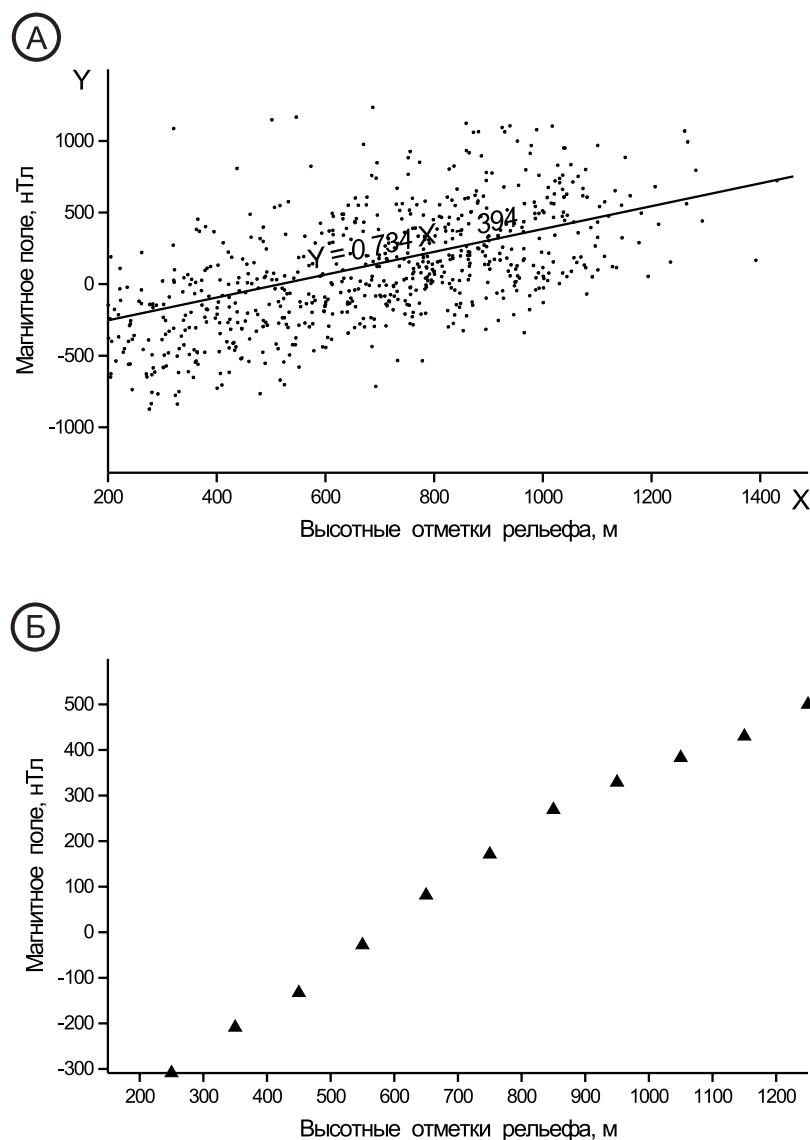


Рис. 9. Статистическая взаимосвязь аномального магнитного поля (ΔT_a) и высотных отметок рельефа местности. Плато Путораны (по материалам Центрально-Арктической ГРЭ).

А – линейная регрессионная зависимость между высотными отметками и амплитудой магнитного поля;
Б – средние значения амплитуды магнитных аномалий при перепаде высот 200 – 1300 м (интервал группирования – 100 м).

Однако наличие специфических искажений магнитного поля, связанных с рельефом дневной поверхности, фиксируется даже при микромагнитных съемках с современной аппаратурой, проводящихся над слабомагнитными породами [16]. В качестве примера таких искажений приводятся результаты магнитометрических измерений в Удмуртии (рис. 10). Совершенно очевидно, что проблема учета влияния рельефа на результаты магнитометрических наблюдений может возникать в самых разных физико-геологических условиях, при различных видах магнитных съемок.

Как правило, аномальные эффекты, обусловленные рельефом местности, при решении практических задач выявляются на стадии качественной интерпретации карт геомагнитного поля, при совмещении последних с топографическими картами. Это позволяет осуществлять визуальную разбраковку магнитных аномалий на два типа: «топографические» и «геологические» (условно), однако не исключает возможности пропуска искомым магнитовозмущающих объектов (ошибок I рода).

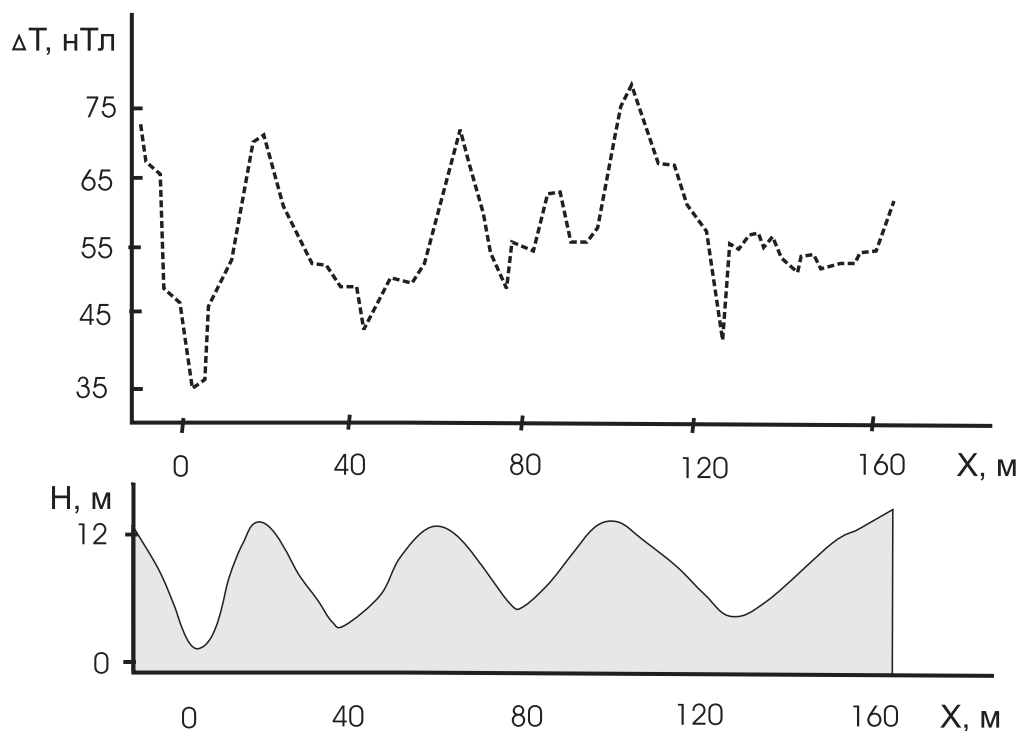


Рис. 10. Результаты высокоточной наземной магнитной съемки над оврагами. Удмуртия. (По В.В. Бродовому, 1984 г).

Примечание: высота датчика над земной поверхностью 2 м; намагниченность слагающих рельеф горных пород $(12-60) \times 10^{-6}$ ед. СИ.

Расчет топопоправок не входит в состав обязательных операций, выполняющихся при камеральной обработке данных наземных и аэромагнитных съемок. Были разработаны, но крайне мало использованы на практике палеточные методы и программы для вычисления поправок за влияние рельефа местности при магниторазведке [62, 76, 88, 94, 95, 97 и др.].

2.2. Алгоритм вычисления поправок за влияние магнитного рельефа

Разработанный автором алгоритм вычисления топопоправок δT_p [47, 49] базируется на решении прямой задачи магниторазведки от совокупности вертикальных прямоугольных параллелепипедов, аппроксимирующих слой горных пород, заключенный между дневной поверхностью и заданной на произвольном уровне $z_0 = \text{const}$ горизонтальной плоскостью. Размер оснований параллелепипедов $L \times L$ отвечает шагу Δx используемой ЦММ. Вычисления выполняются в прямоугольной системе координат, принятой в магниторазведке: ось OX направлена на географический север; ось OY - на восток; ось OZ - вертикально вниз.

ЦММ представляет собой матрицу высотных отметок рельефа H , содержащую m строк и n столбцов. Узлы ЦММ отвечают центрам верхних оснований параллелепипедов, над которыми непосредственно располагаются точки определения δT_p . Область учитываемого влияния рельефа D ограничена квадратом со стороной $2R$ (R - радиус «палетки»). Точка, для которой вычисляется значение δT_p , располагается в центре этого квадрата.

Аномальный эффект единичного параллелепипеда ΔT_n намного слабее нормального магнитного поля Земли $\vec{T}_0$, поэтому его можно выразить в виде проекции составляющих аномального магнитного поля на направление вектора $\vec{T}_0$:

$$\Delta T_n(x, y, z) = c(lW_{xz} + mW_{yz} + nW_{zz}) \quad (2.1)$$

где l, m, n - направляющие косинусы поля $\vec{T}_0$: $l = \cos I \sin D$, $m = \cos I \cos D$, $n = \sin I$; I, D - наклонение и склонение вектора $\vec{T}_0$; W_{xz}, W_{yz}, W_{zz} - вторые производные гравитационного потенциала W параллелепипеда; c - постоянный коэффициент [19].

В зависимости от расстояния между точкой расчета топопоправки и центром основания параллелепипеда значения W_{xz}, W_{yz}, W_{zz} рассчитываются по точным или по приближенным формулам; в последнем случае определяется аномальный эффект от вертикального тонкого стержня, при этом скорость вычислений увеличивается более, чем в 10 раз, а погрешность амплитуды магнитного поля не превышает ± 1 нТл.

Для повышения точности расчета δT_p автоматически осуществляется сгущение сети ЦММ в окрестностях точки расчета топопоправки за счет интерполяции высотных отметок рельефа H . При этом центральный параллелепипед «палетки» разбивается на 9 малых параллелепипедов со сторонами оснований $L/3$; а остальные 24 тела, располагающиеся в пределах квадрата размером $5L \times 5L$ - на 4 малых параллелепипеда каждый, с размером стороны основания $L/2$. В отличие от представленного в разделе 1.2 алгоритма определения топопоправки δg_p в центральной зоне (подобласти D_l), в данном случае интерполяция высотных отметок осуществляется методом, использующим гармонические функции [4].

Программа ТРРМ позволяет проводить расчет топопоправок δT_p для аэро- и наземных магнитных съемок. Петромагнитные параметры магматических и метаморфических горных пород обладают высокой латеральной изменчивостью; в современном эрозионном срезе эти породы могут контактировать с практически немагнитными осадочными отложениями. Поэтому при описании магнитных свойств рельефа в общем случае суммарная намагниченность пород J является функцией от пространственных координат ЦММ: $J = J(x, y)$. Направление вектора $\vec{J}$ целесообразно считать вертикальным: $\vec{J} = \vec{J}_z$ как это принято при определении магнитных свойств горных пород в естественном залегании. Известно, что индуктивная намагниченность изотропных горных пород всегда направлена по полю $\vec{T}_0$; направление вектора естественной остаточной намагниченности горных пород кайнозойского возраста близко направлению вектора $\vec{T}_0$ более древние горные породы, как правило, со временем утрачивают первичную остаточную намагниченность [76].

С чисто математических позиций не представляет затруднений оперировать не только величиной модуля, но и направлением вектора $\vec{J}$, задавая его различным в пределах каждой элементарной ячейки. В практике геофизических исследований столь детальное описание петромагнитных характеристик геологической среды провести крайне затруднительно. Иначе, как остроумно замечено в работе [97]: начиная с какого-то объема информации о физических свойствах горных пород, «лишаются смысла гравиразведочные (магниторазведочные) работы, цель которых состоит в изучении распределения плотности (намагниченности) в геологической среде».

Топопоправки δT_p могут рассчитываться для условий наземной или аэромагнитной съемки (АМС):

- при заданной матрице высоты полета $H_{\text{пол}}$;
- при постоянной истинной высоте съемочных полетов;
- при имитации условий АМС с полным обтеканием рельефа.

Высота точки H_m с горизонтальными координатами (x, y) , в которой осуществляется

вычисление δT_p , определяется следующими соотношениями:

- для наземной съемки: $H_m(x,y) = H(x,y) + I$ м;
- для АМС с полным обтеканием рельефа: $H_m(x,y) = H(x,y) + H_{пол}(x,y)$, при предварительно подготовленной матрице $H_{пол}$;
- для АМС на постоянной истинной высоте: $H_m = H_{пол} = const$ для всего участка расчета δT_p ;
- при имитации условий АМС с полным обтеканием рельефа: $H_m(x,y) = H(x,y) + H_{пол}$, где $H_{пол} = const$ для всего участка расчета δT_p .

В приведенных выше выражениях $H(x,y)$ - абсолютная отметка рельефа местности в точке с координатами (x,y) .

Программа TRPM, написанная на языке программирования Turbo Pascal 6.0, предназначена для эксплуатации на IBM-совместимых компьютерах, работающих под управлением ОС MS-DOS (либо в режиме эмуляции MS-DOS). Программа имеет диалоговый режим работы, характеризуется высоким быстродействием и отсутствием практически ощутимых ограничений на объем обрабатываемой информации.

Рассмотрим модельный пример вычисления поправок δT_p : ЦММ расчлененного рельефа, включает в себя $m = 100$ строк, $n = 100$ столбцов; сеть 200×200 м; высотные отметки рельефа изменяются в диапазоне 100 - 1085 м, при среднем значении 418.4 м и среднеквадратическом отклонении ± 266.3 м (рис. 11). С помощью программы TRPM были рассчитаны топографические поправки δT_p для различных видов магнитной съемки - наземной, АМС с полным обтеканием рельефа на высоте 250 м и АМС на постоянной барометрической высоте 2000 м. Параметры съемок отвечают реально выполненным на территории Норильского района видам магниторазведочных работ. При расчетах была принята неизменная по латерали вертикальная намагниченность пород $J = 3.5$ А/м, размер палетки составил 4.4×4.4 км; результаты приведены на рис. 12 и в табл. 3.

Таблица 3

Статистические характеристики топопоправок δT_p модельного примера

Вид съемки	Статистические параметры топопоправки, нТл			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
Наземная	125	1757	615.1	± 254.3
АМС на высоте 250 м	-87	765	154.5	± 131.1
АМС на высоте 2000 м	41	466	139.8	± 81.5

Как свидетельствует представленная информация:

- влияние топографических магнитных масс создает весьма интенсивные аномалии магнитного поля δT_p , превосходящие по амплитуде аномалии от глубокозалегающих интрузивных тел;
- по мере увеличения высоты регистрации морфология поля δT_p становится менее сложной, однако, даже на большой высоте сохраняется возмущающее действие магнитного рельефа.

Следует добавить, что результаты имитационного моделирования аномальных эффектов, обусловленных магнитным рельефом, убедительно свидетельствуют о том, что при выполнении АМС с обтеканием рельефа при высотах измерений, сопоставимых с перепадами высотных отметок, возмущающее действие магнитных пород верхней части разреза не ослабевает (как иногда принято считать), а даже усиливается.

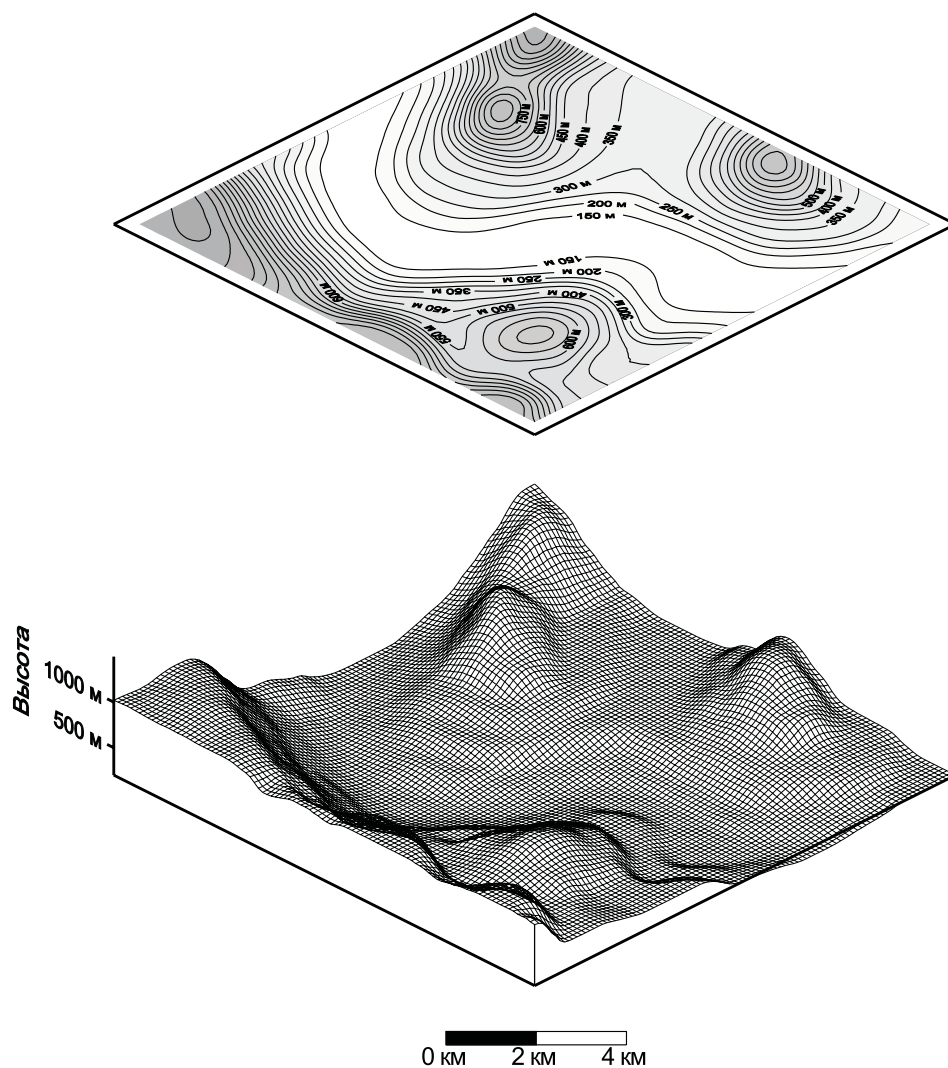


Рис. 11. Фрагмент рельефа траппового плато. Норильский район.

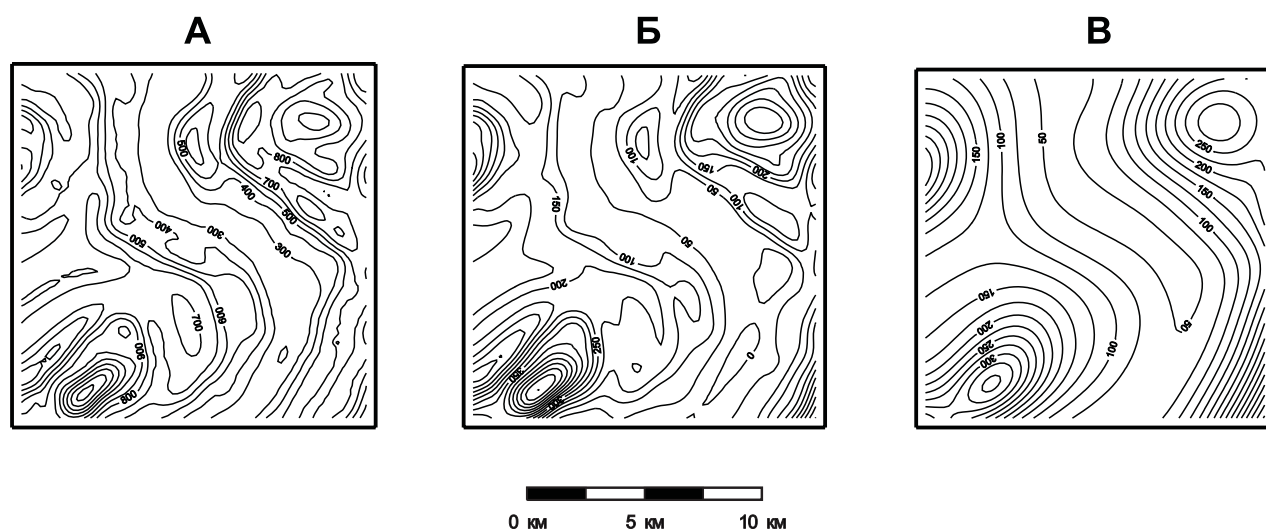


Рис. 12. Поправки за влияние магнитного рельефа δT_p , рассчитанные для различных видов магнитной съемки. Модельный пример.

А – наземная съемка; Б – аэромагнитная съемка на высоте 250 м с обтеканием рельефа;
В – аэромагнитная съемка на высоте 2000 м.

2.3. Моделирование погрешностей учета влияния рельефа при магнитной съемке

Для оценки погрешностей определения топопоправок δT_p выполнялись вычислительные эксперименты, методика которых соответствовала описанной в главе 1. При этом использовалась та же ЦММ траппового плато, что и для оценки Δ^g (рис. 1). Значения топопоправок δT_p для разных высот измерений магнитного поля вычислялись программой ТРРМ, размер «палетки» составил 2,4×2,4 км (табл. 4). В роли возмущающих факторов, оказывающих воздействие на точность учета влияния рельефа, выступали: отклонения в планово-высотной привязке точек наблюдений и латеральная изменчивость магнитных характеристик горных пород.

При стохастическом моделировании мы ограничились высотами $H_{пол} = 0$ (наземная съемка) и $H_{пол} = 500$ м (основная высота полетов при АМС масштаба 1:25 000 – 1:50 000 в горных районах).

Колебания S_H высот $H_{пол}$ съемочного полета предполагались случайными, равномерно распределенными в пределах заданного диапазона их изменения. Результаты вычислений сведены в табл. 5.

Отклонения в плановом положении точек расчета $\vec{r}_{xy}$ топопоправки δT_p предполагались случайными по направлению, при постоянном модуле смещения $|\vec{r}_{xy}|$. Погрешности учета влияния магнитного рельефа, обусловленные данным фактором, приведены в табл. 6.

Таблица 4

Статистические характеристики поправок за влияние магнитного рельефа для различных высот съемки

Высота измерений магнитного поля, м	Статистические характеристики δT_p , нТл				
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО	Доверительный интервал ($p=0.68$)
0	-409	727	72.5	±222.8	(-150, 295)
100	-452	526	32.1	±184.5	(-152, 217)
250	251	351	38.5	±120.9	(-82, 159)
500	31	233	59.5	±71.4	(-12, 131)
750	0	175	64.0	±51.30	(13, 115)
1000	0	133	63.2	±39.2	(24, 102)

Моделирование погрешностей, обусловленных латеральной изменчивостью δJ вертикальной намагниченности пород J проводилось, исходя из относительно слабых колебаний этого параметра, не превышающих 30 % от исходной величины $J = 1.8$ А/м. Предполагалось, что весьма сильная изменчивость магнитных свойств образцов пород трапповой формации, коэффициент вариации для суммарной намагниченности которых всегда намного превышает 1, на уровне крупных блоков горных пород (аппроксимационных ячеек) сказывается значительно слабее. Распределение магнитных помех δJ принималось отвечающим равномерному закону распределения. Результирующая информация представлена в табл. 7.

Анализ полученных данных (табл. 5, 6, 7) позволяет отметить следующее:

- Колебания S_H высоты измерений магнитного поля в диапазоне, ширина которого не превышает 20-25 % от высоты полета, при выполнении АМС с полным обтеканием рельефа местности, на погрешности определения топопоправки сказывается

сравнительно слабо: например при съемке на уровне 500 м они составляют порядка ± 4 нТл. Однако, не следует забывать, что в ряде случаев изменения высот могут быть более значительными. Сведения о истинных высотах съемочных полетов в результирующих материалах АМС обычно не приводятся.

- Значительные возмущения в значения топопоправки δT_p вносят отклонения $\vec{r}_{xy}$ в горизонтальных координатах X и Y точек измерений, так как горизонтальный градиент магнитного поля дневного рельефа весьма высок. Даже для съемки масштаба 1:50 000 на горизонте 500 м, при вполне допустимых инструктивных требованиях точности плановой привязки $|\vec{r}_{xy}| = 100$ м, ширина доверительного интервала для погрешностей Δ^T (при вероятности $p=0.68$) превосходит 20 нТл.
- Наиболее мощным фактором, снижающим точность учета влияния рельефа при наземной магнитной съемке, является латеральная изменчивость δJ намагниченности горных пород. Его воздействие существенно зависит от высоты измерений поля и для АМС на горизонте 500 м ослабевает почти на порядок по сравнению с наземными наблюдениями (при неизменном уровне магнитных помех).
- Все представленные оценки погрешностей рассчитаны относительно сравнительно невысокой намагниченности пород $J = 1.8$ А/м, входящей в виде линейного множителя в формулу решения прямой задачи магниторазведки (2.1), используемую для вычисления топопоправки δT_p . При увеличении намагниченности слагающих рельеф горных пород соответствующие оценки для погрешностей Δ^T будут увеличиваться.

Для исследования эргодичности моделируемых случайных процессов сопоставлялись между собой 15 реализаций определения погрешностей учета влияния рельефа Δ^T при совместном воздействии всех трех возмущающих факторов для АМС на горизонте 500 м (рис. 13). Числовые характеристики случайных составляющих при этом являлись следующими: $S_H = \pm 50$ м; $|\vec{r}_{xy}| = 75$ м; -0.3 А/м $\leq \delta J \leq 0.3$ А/м.

Таблица 5

Статистические характеристики погрешностей учета влияния магнитного рельефа, обусловленных колебаниями высоты съемочных полетов при АМС

Высота измерений магнитного поля, м	Диапазон колебаний высоты съемочного полета $H_{пол}$ м	Статистические характеристики Δ^T , нТл				
		Минимум	Максимум	Среднее	СКО	Доверительный интервал ($p=0.68$)
250	20	-6	11	0.4	± 2.17	(-2, 3)
250	40	-12	23	0.9	± 4.32	(-3, 5)
250	60	-17	34	1.3	± 6.26	(-5, 8)
250	80	-23	45	1.8	± 9.30	(-8, 11)
250	100	-27	57	2.3	± 10.30	(-8, 13)
500	60	-6	11	0.4	± 2.19	(-2, 3)
500	80	-8	13	0.6	± 2.86	(-2, 3)
500	100	-10	16	0.7	± 3.49	(-3, 4)

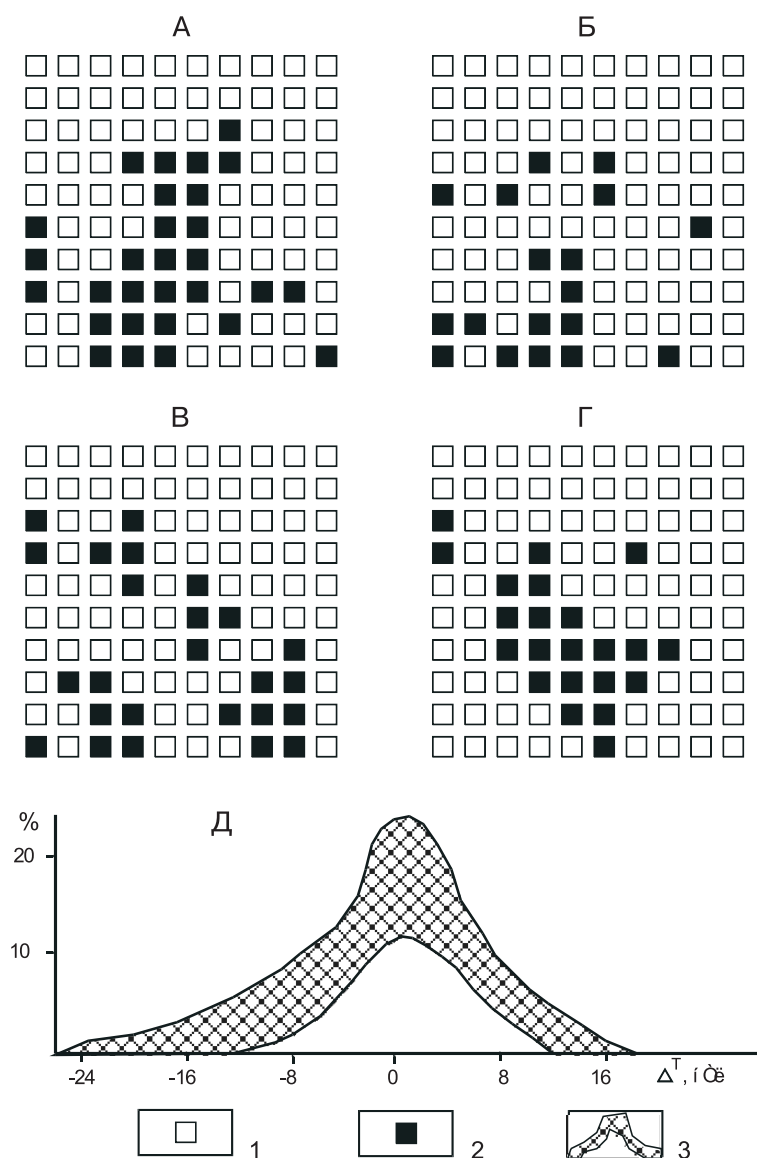


Рис. 13. Пространственное (А - Г) и статистическое (Д) распределения погрешности учета влияния рельефа Δ^T при магнитной съемке.

1 - точки, для которых погрешность $|\Delta^T| < 8$ нТл; 2 - точки, для которых погрешность $|\Delta^T| \geq 8$ нТл; 3 - частотный диапазон изменения погрешности учета влияния рельефа Δ^T в 20 реализациях (заштрихован).

Таблица 6

Статистические характеристики погрешностей учета влияния магнитного рельефа, обусловленных плановой привязкой точек расчета

Высота измерений магнитного поля, м	Ср. квадратич. погрешность плановой привязки, м	Статистические характеристики Δ^T , нТл				
		Минимум	Максимум	Среднее	СКО	Доверительный интервал (p=0.68)
0	± 10	-8	22	5.5	± 6.0	(-0.5, 12)
0	± 25	-30	53	11.1	± 16.04	(-5, 27)
0	± 50	-63	104	20.7	± 32.69	(-12, 53)
500	± 25	-9	7	-0.7	± 2.68	(-3, 2)
500	± 50	-18	15	-1.4	± 5.33	(-7, 4)
500	± 100	-35	32	-2.4	± 0.58	(-13, 8)

Проверка гипотез о равенстве средних значений и дисперсий для совокупности всех реализаций случайного процесса свидетельствуют, что при доверительной вероятности 95 % обе гипотезы отвергаются, но при снижении ее уровня до 90 % могут быть приняты. Следовательно, процесс стохастического моделирования погрешностей учета влияния магнитного рельефа Δ^T можно считать эргодическим, однако результаты проведенных статистических испытаний при этом несколько менее стабильны, чем для гравиразведки.

Таблица 7

Статистические характеристики погрешностей учета влияния магнитного рельефа, обусловленных латеральной изменчивостью намагниченности горных пород

Высота измерений магнитного поля, м	Намагниченность пород, $\times 0.01$ А/м	Статистические характеристики Δ^T , нТл				
		Минимум	Максимум	Среднее	СКО	Доверительный интервал ($p=0.68$)
0	180 ± 10	-48	59	1.4	± 25.77	(-24, 27)
0	180 ± 20	-100	116	1.1	± 51.53	(-50, 53)
0	180 ± 30	-148	184	1.2	± 72.53	(-71, 74)
0	180 ± 50	-262	237	3.3	± 111.33	(-108, 115)
500	180 ± 10	-5	6	-0.3	± 2.30	(-3, 2)
500	180 ± 20	-10	12	-0.5	± 4.51	(-5, 4)
500	180 ± 30	-15	17	-0.9	± 6.33	(-7, 5)
500	180 ± 50	-29	32	-0.1	± 9.5	(-10, 9)

Достоверность полученных результатов, в силу действия центральной предельной теоремы, определяется неравенством Чебышева (1.5). Для данного случая точность полученных оценок на уровне средних значений составляет около 0.3 нТл.

Пространственное распределение погрешностей Δ^T определения топопоправки δT_p при $|\Delta^T_{пор}| = 8$ нТл образует связанные области, которые коррелируют с повышенными значениями δT_p . По сравнению с гравиразведкой отмечается более сильный разброс результатов.

Можно привести некоторые соображения, касающиеся учета влияния резкорасчлененного рельефа при измерениях магнитного поля:

- Погрешности Δ^T , связанные с вычислением топопоправок, во всех случаях существенно ниже аномальных эффектов δT_p , порождаемых рельефом интенсивно намагниченных пород, поэтому операция редуцирования геомагнитного поля необходима при всех видах магнитных съемок в областях развития интенсивно намагниченных пород базальтовой формации.
- Латеральная изменчивость петромагнитных характеристик δJ является фактором, объективно ограничивающим возможности достоверного учета влияния магнитного рельефа. В отличие от гравиразведки, в данном случае методические приемы, направленные на увеличение точности плановой привязки и на снижение аппроксимационных погрешностей, не способны существенно повысить точность определения топопоправок δT_p .
- Полученные с помощью стохастического моделирования оценки Δ^T погрешностей определения топопоправок δT_p для наземных и аэромагнитных съемок необходимо принимать во внимание при выделении слабых аномалий магнитного поля и отождествлении их с геологическими объектами. Эти погрешности значительно превышают точность выполнения самих съемок, которая обычно является основным параметром, характеризующим разрешающую способность метода.
- При приемке окончательных геологических отчетов по результатам АМС целесообразно поставить вопрос о том, чтобы при сдаче результирующей цифровой ин-

формации в ГБЦГИ дополнительно представлялись материалы, характеризующие фактические высоты съемочных полетов $H_{пол}$, т.к. эти данные необходимы для корректного вычисления топопоправок δT_p .

Определенную помощь при интерпретации материалов АМС может оказать описанный в разделе 2.5 статистический способ вычисления эффективной намагниченности слагающих рельеф горных пород, базирующийся на пошаговой регрессионной зависимости между наблюдаемым магнитным полем и аномалиями δT_p , обусловленными рельефом, рассчитанными при $J = const$.

2.4. Определение намагниченности горных пород рельефа по наблюдаемому магнитному полю

Известно, что широкий диапазон вариаций петромагнитных характеристик является основным фактором, затрудняющим достоверное определение δT_p в условиях горного рельефа, представленного магнитными породами [95, 97].

Сама постановка задачи учета магнитного влияния рельефа подразумевает наличие в поле $\Delta T_{наб}$ достаточно интенсивной составляющей, линейно связанной с δT_p : $\delta T_p \approx k \Delta T_{наб}$, где k - отношение величины реальной эффективной намагниченности пород J к намагниченности, принятой при расчете топопоправок J_0 . Однако, линейный характер взаимосвязи пары переменных ($\Delta T_{наб}$, δT_p) может быть полностью затухиван или даже нарушен воздействием других составляющих поля $\Delta T_{наб}$: поля от приповерхностных локальных геологических объектов $\Delta T_{лок}$; регионального фона $\Delta T_{фон}$; высокочастотных помех ϵ . Рассматривая значения $\Delta T_{наб}$ в каждой точке как случайную величину, можно использовать для определения J процедуру парного регрессионного анализа.

Задача регрессионного анализа в данном случае может быть сформулирована следующим образом: необходимо найти уравнение прямой:

$$\delta T_p = b_1 \Delta T_{наб} + b_0 \quad (2.2)$$

обеспечивающее минимум суммы квадратов отклонений правой части от левой во всех точках анализируемой выборки: $\sum \delta^2 \rightarrow \min$, где $\delta = \delta T_p - (b_1 \Delta T_{наб} + b_0)$. Будем называть δT_p функцией отклика, а $\Delta T_{наб}$ - независимой переменной. Необходимо учесть возможность присутствия "ураганных" значений в поле $\Delta T_{наб}$, обусловленных, в первую очередь, локальными неоднородностями геологической среды.

Основные особенности алгоритма, реализованного в программе JREL, состоят в следующем:

- Исходными данными для определения намагниченности горных пород рельефа J являются пространственно совпадающие между собой матрицы $\Delta T_{наб}$ и δT_p ; при вычислении топопоправок должна быть использована только неизменная по латерали намагниченность. Сами поверхности, на которых эти определены поля, также должны совпадать между собой.
- Расчет парной регрессионной зависимости (2.2) осуществляется в пределах скользящего квадратного окна, которое может иметь различные размеры (от 5×5 до 17×17 точек). При увеличении размеров окна, соответственно, расширяется размер т. н. "зоны обрамления" и уменьшается результативная площадь.
- Уровень значимости для построения уравнения регрессии (2.2) определяется пользователем и может составлять 95 %, 97.5 %, 99 %.
- На начальном этапе вычислений оценивается корреляционная взаимосвязь между функцией отклика и независимой переменной, при ее отсутствии регрессионный анализ не выполняется. Величине результата J присваивается код неопределенного значения.

- Вычисления по методу наименьших квадратов, обеспечивающие построение регрессионной зависимости (2.2) производятся итерационно: на каждом шаге отбраковывается пара значений, которая вносит наибольший вклад в остаточную дисперсию

$D_{ост} = \frac{1}{n-3} \sum_{i=1}^n \delta_i^2$ где n - объем выборки. Соответственно, на каждом шаге про-

цесса осуществляется проверка значимости построения уравнения регрессии с помощью критерия Фишера $F = D/D_{ост}$, где D - собственная дисперсия функции отклика. Процесс отбраковки заканчивается либо после достижения критерием Фишера порогового значения $F \geq F_{крит}$, либо после отбраковки 20% пар значений от первоначального объема выборки. В последнем случае, как следует из постановки задачи, величина J корректно не определяется, поэтому результату вычислений присваивается код неопределенного значения.

- В процессе вычислений, помимо эффективных значений намагниченности J , отнесенных к узлам квадратной сети, в тех же точках определяются значения коэффициента линейной корреляции K , критерия Фишера F , свободного члена уравнения регрессии b_0 .

Карты коэффициента корреляции целесообразно использовать для выделения магнитовозмущающих объектов на фоне интенсивных аномалий "рельефной" природы [100]. Карта значений критерия Фишера характеризует согласованность уравнения регрессии и исходных данных. Особый интерес, по мнению автора, представляет карта остаточной составляющей поля b_0 . Параметр b_0 представляет собой линейно не связанную с влиянием магнитного рельефа составляющую наблюдаемого поля $\Delta T_{наб}$. Эту составляющую можно весьма эффективно использовать для выделения и оконтуривания локальных магнитных неоднородностей, расположенных как в приповерхностной части геологического разреза, так и на глубине.

Как очевидно из вышесказанного, данный алгоритм базируется на сочетании элементов регрессионного и дисперсионного анализа, а также итерационного отсеивания аномальных значений. Весь процесс решения задачи контролируется каноническими критерияльными оценками. Предложенный способ определения эффективной намагниченности слагающих рельеф горных пород, позволяет получить весьма достоверные результаты даже при высоком уровне аномалий - помех в поле $\Delta T_{наб}$.

Для того, чтобы оценить возможности программы JREL для определения намагниченности горных пород по наблюдаемому магнитному полю, осложненному интенсивными помехами, было проведено имитационное моделирование по следующей схеме:

1. Геометрическая модель рельефа дневной поверхности наделялась неоднородной по латерали вертикальной намагниченностью, величина которой изменялась в диапазоне 0.2 - 3.8 А/м. Намагниченность горных пород возрастала с увеличением абсолютных отметок рельефа, т.е. предполагалось характерное для туфолавовой толщи Норильского района увеличение петромагнитных характеристик по мере омоложения геологического разреза.
2. Вычислялось магнитное поле ΔT на высоте 500 м над дневной поверхностью, отвечающее выполнению АМС с полным обтеканием рельефа, с учетом неоднородной намагниченности геологической среды.
3. "Наблюдаемое" магнитное поле было получено путем аддитивного наложения на поле ΔT случайной помехи, равномерно распределенной в интервале [-25 нТл, 25 нТл]. Помеха моделировалась с использованием генератора псевдослучайных чисел, амплитуда помехи не зависела от величины полезного сигнала.
4. С помощью программы TRPM рассчитывались топопоправки δT_p при имитации АМС на высоте 500 м и вертикальной намагниченности рельефа, равной 1 А/м.
5. Исходными данными для работы программы JREL являлись "наблюдаемое" маг-

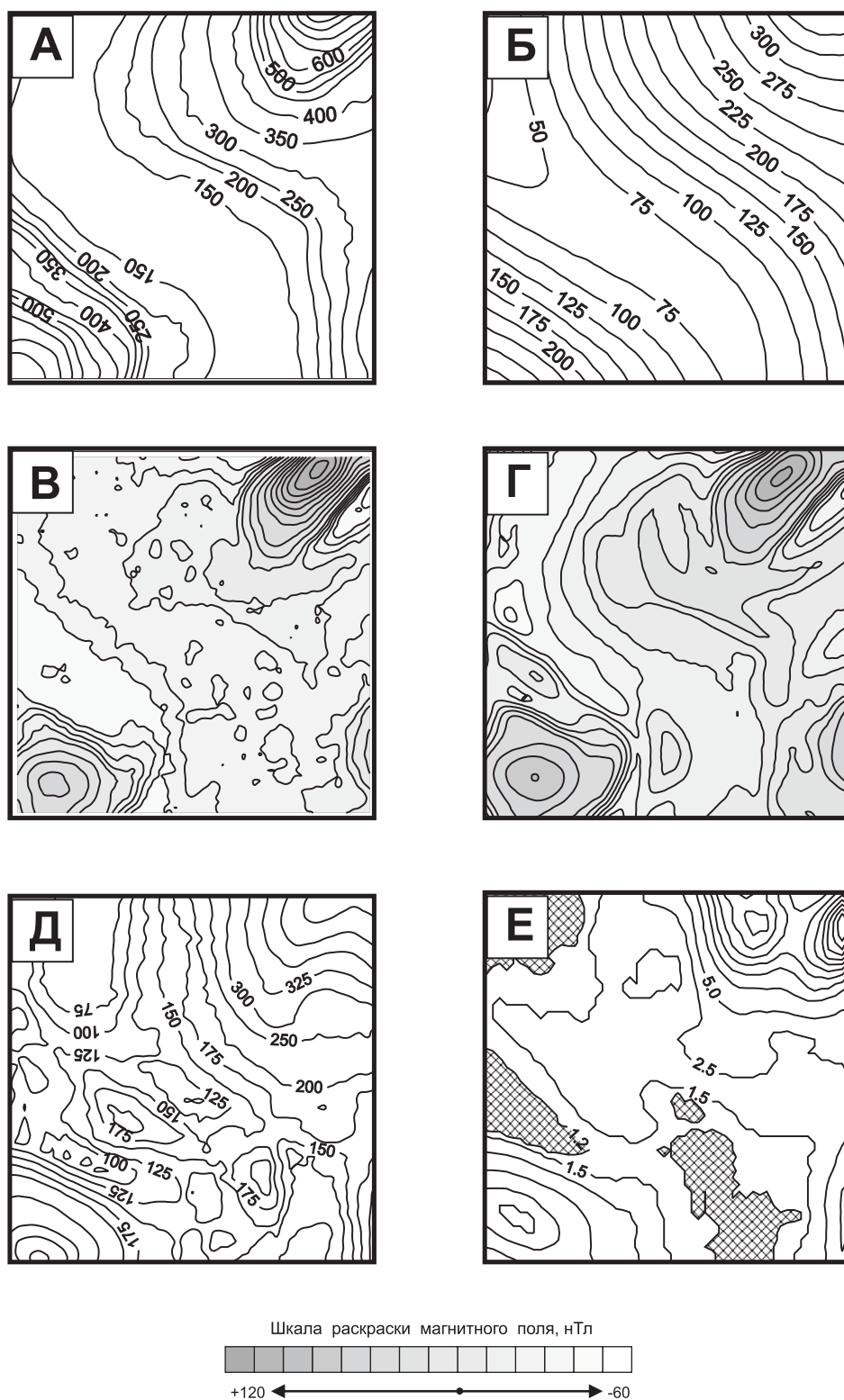


Рис. 14. Определение намагниченности горных пород верхней части геологического разреза по наблюдаемому магнитному полю. Модельный пример.

Исходные данные: А – рельеф местности, м; Б - намагниченность горных пород $J, \times 10^{-2}$ А/м;

В – «наблюдаемое» магнитное поле $\Delta T_{\text{наб}}$, нТл; Г – топопоправка δT_p ; результаты вычислений:

Д – расчетная намагниченность горных пород $J, \times 10^{-2}$ А/м; Е – критерий Фишера.

Примечание: в пределах заштрихованных областей статистическая связь между $\Delta T_{\text{наб}}$ и δT_p не выявлена.

нитное поле ΔT и топопоправки δT_p , в результате была получена матрица расчетной (восстановленной) намагниченности и ряд дополнительных параметров.

Полученные результаты приведены на рис. 14 и в табл. 8, анализ которых свидетельствует о следующем:

- Реализованный в программе JREL алгоритм пошаговой регрессии позволяет проводить определение эффективной намагниченности горных пород в условиях интенсивных аномалий-помех без использования априорной информации о магнитных свойствах среды.
- Количественной оценкой качества выполненного определения петромагнитных характеристик является пространственное распределение критерия Фишера, пониженные значения которого отвечают участкам с наименьшей точностью результатов.

Таблица 8

Характеристика возможностей определения эффективной намагниченности рельефа с помощью программы JREL

Исходные данные и результаты расчета	Статистические параметры			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
"Наблюдаемое" магнитное поле ΔT	-147 нТл	540 нТл	10.0 нТл	± 86.2 нТл
Случайная помеха ϵ	- 25 нТл	25 нТл	0.3 нТл	± 14.6 нТл
Топопоправка δT_p	- 53 нТл	124 нТл	0.4 нТл	± 27.6 нТл
Исходная намагниченность	0.204 А/м	3.78 А/м	1.40 А/м	± 0.79 А/м
Расчетная намагниченность	0.550 А/м	4.15 А/м	1.79 А/м	± 0.85 А/м
Критерий Фишера F	1.2	55.0	4.85	± 7.84

При проведении вычислительного эксперимента были воссозданы весьма неблагоприятные условия для решения поставленной задачи - пониженная и выположенная часть площади характеризовалась минимальными значениями намагниченности среды. На данном участке уровень помех нередко был сопоставим с величиной полезного сигнала или даже превышал его. Следствием этого явились: невозможность определения магнитных свойств примерно для 20 % точек задания поля и заметные искажения величины расчетной намагниченности в указанной области.

Модельный пример, демонстрирующий не только возможности алгоритма, но и объективно существующие ограничения для его применения, намеренно выбран автором. Необходимыми условиями для достоверного определения петромагнитных параметров геологической среды по наблюдаемому магнитному полю являются: достаточно интенсивно намагниченный расчлененный рельеф и существенный вклад в энергетический спектр поля $\Delta T_{наб}$ составляющей, обусловленной влиянием рельефа - δT_p . На практике указанные условия выполняются для подавляющей части трапповых плато Сибирской платформы, областей развития вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и целого ряда других территорий.

2.5. Приближенный способ вычисления топопоправок при аэромагнитной съемке

Для исследования взаимосвязи поправок δT_p за влияние магнитного рельефа и высотных отметок местности h , рассчитывались линейная и квадратичная регрессионные зависимости между этими параметрами: $\delta T_p = b_1 h + b_0$ и $\delta T_p = b_2 h^2 + b_1 h + b_0$, соответственно. В качестве исходных данных использовались топопоправки δT_p , вычисленные при постоянной намагниченности горных пород рельефа $J = 1.8$ А/м для ЦММ траппового

плато Норильского района (рис. 1, табл. 4). Вычисление регрессионных зависимостей проводилось неоднократно, при исключении из исходных выборок определенного количества парных значений параметров, характеризующихся максимальными отклонениями от полученного уравнения регрессии. Рассчитывался также коэффициент корреляции между δT_p и h (табл. 9)

Таблица 9

Характеристика взаимосвязи между топопоправками и высотными отметками рельефа

Параметры	Отбраковано точек, %	Высоты измерений магнитного поля, м					
		0	100	250	500	750	1000
Коэффициент корреляции	0	0.787	0.747	0.828	0.963	0.972	0.945
	10	0.863	0.802	0.875	0.973	0.976	0.958
F – критерий	0	8.44	8.56	12.32	30.89	35.67	18.18
	10	15.02	18.47	29.59	61.50	95.37	71.16

Примечания:

1). Согласно двустороннему критерию, коэффициент корреляции является статистически значимым, начиная с 0.321 ($p = 0.1\%$; $n = 100$).

2). Теоретическое значение F – критерия при 1% - ом уровне значимости и $\nu_1 = \nu_2 = 60$ составляет 1.667.

Таблица 10

Оценка точности вычисления регрессионных зависимостей между поправками за влияние магнитного рельефа и отметками высот

Высота измерений магнитного поля, м	Среднеквадратическая погрешность построения уравнения регрессии при различном числе M отбракованных точек, нТл				
	$M = 0$	$M = 5$	$M = 10$	$M = 20$	$M = 30$
0	<u>97.1</u>	<u>83.2</u>	<u>73.2</u>	<u>57.4</u>	<u>46.5</u>
	75.9	63.8	56.9	44.5	36.7
100	<u>86.8</u>	<u>70.6</u>	<u>63.4</u>	<u>52.1</u>	<u>40.9</u>
	62.4	47.7	42.5	34.4	26.2
250	<u>47.8</u>	<u>37.3</u>	<u>34.2</u>	<u>28.7</u>	<u>23.3</u>
	34.1	24.1	22.0	16.9	14.1
500	<u>14.4</u>	<u>13.7</u>	<u>10.7</u>	<u>8.9</u>	<u>7.9</u>
	12.7	10.4	9.0	7.0	5.3
750	<u>8.5</u>	<u>6.9</u>	<u>5.8</u>	<u>4.5</u>	<u>3.7</u>
	7.8	6.1	5.2	4.5	3.9
1000	<u>9.1</u>	<u>7.8</u>	<u>6.4</u>	<u>4.6</u>	<u>3.3</u>
	6.5	5.2	4.6	3.7	2.8

Примечание: в графах 2 – 6 таблицы – числитель характеризует погрешность аппроксимации зависимости между высотами и поправками за рельеф полиномом 1-ой степени: $\delta T_p = b_1 h + b_0$; знаменатель – полиномом 2-ой степени: $\delta T_p = b_2 h^2 + b_1 h + b_0$

Результаты, приведенные в таблице 10, свидетельствуют о преимуществах параболической аппроксимации зависимости между δT_p и h перед линейной для всего представленного диапазона высот измерений поля. Для проверки согласования полученных регрессионных зависимостей и исходных данных применялся аппарат дисперсионного анализа.

При анализе материалов, приведенных в табл. 9, 10 очевидно следующее:

- Существует весьма тесная корреляционная связь между топопоправками δT_p и высотными отметками рельефа h , во всем диапазоне высот реально проводящихся измерений магнитного поля (0-1000 м). Значения линейных коэффициентов корреляции

ляции достигают максимума на высоте съемки 500-750 м, а затем, ввиду затухания поля с высотой, эта связь начинает ослабевать.

- Квадратичное уравнение регрессии $\delta T_p = b_2 h^2 + b_1 h + b_0$ является вполне пригодным для количественного описания связи между топопоправками и высотами рельефа, о чем свидетельствуют полученные значения СКО и F -критерия. Для 90% точек поля, участвующих в эксперименте, начиная с высоты полета 500 м, погрешность построения квадратичной регрессионной зависимости становится сопоставимой с точностью АМС.

В дальнейшем экспериментальным путем было установлено, что предварительное преобразование $\delta \tilde{T}_p = \ln \delta T_p$ учитывающее логарифмически нормальный закон распределения значений магнитного поля над интенсивно намагниченными горными породами [30], позволяет повысить точность построения парной регрессионной зависимости.

Представляет интерес сопоставление этой информации со сведениями, приведенными П.С. Ревякиным, В.В. Бродовым, Э.А. Ревякиной по проблеме учета слабомагнитного ($J = 0.01-0.02$ А/м) рельефа при высокоточных наземных магнитных съемках. На примере золото-сульфидного месторождения отмечается закономерный характер совпадения спектральных функций высот рельефа и значений аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ в области низких частот. Установлена также низкая погрешность $\delta = \pm 0.8$ нТл квадратичной регрессионной зависимости между этими параметрами на отдельных профилях (при амплитуде поля $(\Delta T)_a$ до 6-8 нТл). Такого рода зависимости предлагается использовать для учета влияния рельефа [93].

Сведения, приведенные в разделе 2.3, свидетельствуют о том, что погрешности аналитического расчета магнитного поля от модели рельефа, при наличии разного рода объективно существующих мешающих факторов, могут превышать погрешности построения нелинейной регрессионной зависимости между высотными отметками рельефа и топопоправками. Это является основной предпосылкой для применения статистического способа учета влияния рельефа, сложенного субвертикально намагниченными горными породами, при высокой латеральной изменчивости магнитных свойств верхней части разреза.

Количественное описание аномального магнитного поля ΔT в этом случае можно представить в виде:

$$\Delta T = \Delta T_l + \delta T_p + \Delta T_\phi \quad (2.3)$$

где ΔT_l - локальная составляющая поля; δT_p - составляющая поля, обусловленная магнитным рельефом местности; ΔT_ϕ - фоновая составляющая поля.

Введем следующие допущения:

- составляющая ΔT_ϕ в пределах достаточно малых участков, соизмеримых по площади с размерами используемого при расчетах скользящего окна, является постоянной;
- составляющая ΔT_l имеет более высокочастотный характер, чем составляющая δT_p ;
- вклад составляющей δT_p в наблюдаемое поле существенно превышает вклад составляющей ΔT_l .

При соблюдении этих условий отмечается отчетливо выраженная пространственная корреляция магнитных аномалий и особенностей рельефа дневной поверхности. Для определения составляющей поля δT_p (топопоправки) предлагается описанный ниже алгоритм адаптивной фильтрации.

Алгоритм включает следующие операции:

1. Формирование выборок значений аномального магнитного поля $\Delta T = \{\Delta T_{ij}\}$ и высот

рельефа $\mathbf{H} = \{h_{ij}\}$ в пределах скользящего окна со стороной L , включающего в себя $n \times n$ точек (n - нечетное число, задается пользователем). Выполнение преобразования $\Delta\tilde{T} = \ln \Delta T$.

2. Определение коэффициентов b_2, b_1, b_0 квадратичной регрессии: $\Delta\tilde{T} = b_2 h^2 + b_1 h + b_0$ путем решения методом Гаусса системы нормальных уравнений:

$$\begin{aligned} b_0 n^2 + b_1 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij} + b_2 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij}^2 &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \Delta\tilde{T}_{ij} \\ b_0 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij} + b_1 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij}^2 + b_2 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij}^3 &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \Delta\tilde{T}_{ij} h_{ij} \\ b_0 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij}^2 + b_1 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij}^3 + b_2 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{ij}^4 &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \Delta\tilde{T}_{ij} h_{ij}^2 \end{aligned} \quad (2.4)$$

Неопределенные значения поля ($\Delta\tilde{T}_{ij} = 999$) при формировании этой системы не учитываются.

3. Вычисление общей изменчивости магнитного поля:

$$D = \frac{1}{n^2 - 1} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (\Delta\tilde{T}_{ij} - \Delta\tilde{T}_{cp})^2 \quad (2.5)$$

где $\Delta\tilde{T}_{cp} = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \Delta\tilde{T}_{ij}$ - среднее значение поля в окне;

а также отклонений от уравнения регрессии:

$$D_{ocm} = \frac{1}{n^2 - 4} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (\Delta\tilde{T}_{ij} - b_2 h_{ij}^2 - b_1 h_{ij} - b_0)^2 \quad (2.6)$$

и критерия Фишера $F = D/D_{ocm}$ в пределах окна.

4. Исключение из числа анализируемых параметров одного значения магнитного поля $\Delta\tilde{T}$, для которого отклонение от регрессии D_{ocm} принимает максимальную величину. Этому значению $\Delta\tilde{T}$ присваивается код неопределенного значения 999. При выполнении одного из приведенных ниже условий осуществляется переход на пункт 2:

$$\sqrt{D_{ocm}} > S_0 \quad (2.7)$$

$$k < k_0 \quad (2.8)$$

где S_0 - требуемая точность построения регрессионной зависимости; k_0 - максимально допустимое число отбракованных точек.

5. Вычисление аномального магнитного поля (топопоправки) для центральной точки скользящего окна с индексами (i, j) :

$$\delta T_p = \begin{cases} e^a, & \text{если } \sqrt{D_{ocm}} \leq S_0 \\ 999, & \text{если } \sqrt{D_{ocm}} > S_0 \end{cases} \quad (2.9)$$

где $a = b_2 h_{ij}^2 + b_1 h_{ij} + b_0$

6. Перемещение скользящего окна на следующую точку пространства и переход на пункт 1.

Статистические характеристики поправок δT_p за влияние магнитного рельефа местности, полученных различными способами

Параметры	Статистические характеристики параметров, нТл			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
Топопоправка δT_p (аналитический расчет)	-31	672	150.3	± 110.7
Топопоправка δT_p (статистическое определение по осложненному помехой ± 50 нТл полю)	-13	635	160.0	± 108.9

Неоспоримым преимуществом статистического способа определения топопоправки является возможность приближенного учета влияния рельефа для АМС при отсутствии априорной информации о петромагнитных параметрах и о высотной привязке съемочных маршрутов.

3. АППРОКСИМАЦИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЭКВИВАЛЕНТНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ

3.1. О проблеме истокообразной аппроксимации геофизических полей

На современном этапе развития математической геофизики наметился отказ от идеализированных теоретических представлений, которые лежат в основе широко используемых методов преобразования физических полей [111, 112, 124, 127 и др.]. В практике геофизических исследований необходимо проводить различные пересчеты потенциальных полей, осложненных помехами различной природы и измеренных в пределах ограниченной по размерам площади, на криволинейной границе раздела Земля-воздух, в точках нерегулярной сети. Актуальной проблемой является создание алгоритмов и программ, ориентированных на решение задач интерполяции (восстановления значений поля в узлах регулярной сети) и трансформации (преобразования наблюдаемых параметров в другие функции) геофизических полей, учитывающих реальные условия выполнения полевых наблюдений. Весьма эффективным является использование для этой цели аппроксимационного подхода, точнее – аппроксимации внешних элементов потенциальных геофизических полей системой истокообразных функций, представляющих собой поля эквивалентных источников.

Первые работы по построению эквивалентных распределений масс принадлежат, по мнению В.Ф. Пашко и В.И. Старостенко, 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 считает, что идея построения эквивалентных распределений масс, аппроксимирующих наблюдаемое поле, параметры которых определяются методом подбора, принадлежит А.К. Маловичко.

Значительный интерес с практических позиций, представляет собой задача приведения наблюдаемых значений U гравитационного и магнитного полей, измеренных на произвольной поверхности $S(x, y, z)$ в точках с известными координатами (x, y, z) к единому уровню (обычно – к горизонтальной плоскости $z = const$). Многие подходы к ее решению опираются на истокообразные аппроксимации наблюдаемого поля U . М.С. Молоденский для этой цели предложил использовать поверхность квазигеоида, для пересчета на которую предварительно необходимо определить плотность простого слоя, распределенного на физической поверхности Земли. В.И. Кузиванов создал более рациональную вычислительную схему для приведения аномалий поля силы тяжести к горизонтальной плоскости, при этом реальная поверхность Земли заменяется элементарными горизонтальными площадками, а плотность слоя определяется методом последовательных приближений. Дальнейшее развитие этот метод получил в работах Л.П. Пелинена.

Б.А. Андреев для редуцирования гравитационных аномалий использует интеграл Пуассона:

$$U(x, z) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} U(\xi, 0) \frac{z d\xi}{(\xi - x)^2 + z^2} \quad (3.1)$$

при этом с целью упрощения вычислений предполагается, что все наблюдения относятся к уровню пункта гравиметрических наблюдений, для которого выполняется редукция. В.Н. Страховым, В.М. Девизиным был разработан алгоритм решения двухмерной задачи приведения потенциальных полей к плоскости $z = const$, также базирующийся на решении интегрального уравнения Пуассона (3.1) методом последовательных прибли-

жений: $U_n(x, z) = U_0(x, 0) + \delta U_n(x, 0)$; при этом поправка $\delta U_n(x, 0)$ определяется с помощью квадратурных формул. Метод пересчета двумерного гравитационного поля на горизонтальную плоскость, использующий аппарат рядов Фурье, был разработан М.А. Телепиным, Л.Т. Бережной. Двухэтапное решение внешней задачи Дирихле для приведения магнитных и гравитационных аномалий к плоскости было предложено Н.К. Ступаком и Г.Я. Голиздрой, для этого впервые был использован метод конформных отображений.

В различные годы вопросами, связанными с пересчетами потенциальных полей на горизонтальную плоскость, занимались также М.А. Алексидзе, В.И. Аронов, В.В. Бровар, В.М. Гордин, Н.И. Дергачев, Б.Д. Миков, Ю.Г. Русьянов, В.О. Сергеев, О.А. Соловьев, В.Н. Страхов, А.В. Цирульский [1, 3, 5, 82, 84, 210 и др.]. За рубежом этой проблемой занимался А. Бьерхаммар и ряд других исследователей [139, 140, 143].

Приведение геопотенциальных полей к единому уровню с помощью эквивалентных источников не является, в сущности, отдельной задачей и тесно связано с проблемами интерполяции и трансформации полей. В.И. Старостенко в работе [103] вводит понятие построения числовой модели поля, объединяющее в себе отнесение значений поля к узлам заданной прямоугольной сети и вычисление трансформант на произвольной поверхности (в т.ч. и пересчет поля в верхнее и нижнее полупространство). Построение числовой модели гравитационного поля В.И. Старостенко осуществляет путем решения линейной обратной задачи с регуляризацией по А.Н. Тихонову. Обобщение алгоритмов, применяющихся для редуцирования и трансформации полей, заданных в точках с различными высотами, дано В.Н. Страховым в фундаментальной работе [110].

Следует подчеркнуть, что в многочисленных работах В.Н. Страхова написанных в 1991-2001 гг., глубоко и всесторонне рассматриваются вопросы, связанные с построением метрологических линейных интегральных аппроксимаций при решении задач гравиметрии, магнитометрии и геодезии [110, 117, 128 и др.]. Предложен целый ряд новых методов нахождения устойчивых приближенных решений СЛАУ большой и сверхбольшой размерности, с осложненной помехами правой частью [113, 114, 116, 119-122, 125, 126]. В этих методах на основе априорной информации различных типов находится множество т.н. пробных решений, а затем по принципу усреднения пробных решений определяется окончательное приближенное решение СЛАУ. Предложен новый информационный базис гравиметрии, включающий в себя первичные данные и иерархически построенные метрологические линейные интегральные аппроксимации [129].

В настоящее время уже разработаны компьютерные программы на языках С и LINUX, использующие новые методы решения СЛАУ, для построения аналитических аппроксимаций внешних элементов аномальных гравитационных полей в локальном (для территорий не более 25000 км²) и региональном (для территорий 3 – 5 млн. км²) вариантах [65, 128].

Автор полностью разделяет мнение В.Н. Страхова, высказанное в целом ряде работ, вышедших из печати в последние годы, о том, что аналитические аппроксимации являются одним из приоритетных направлений в развитии теории и практики интерпретации геофизических данных в XXI веке [115, 117, 118, 123, 128, 129 и др.]. В гравиметрии и магнитометрии выделяются 4 формы аналитических аппроксимаций: полевые метрологические аппроксимации; полевые интерпретационные аппроксимации; аппроксимации распределений физических параметров, создающих аномальные поля; аппроксимации связей между элементами полей или между полями и распределением параметров среды, ответственных за поле [127]. В первом случае аппроксимируются измеренные аномальные составляющие геофизических полей без привлечения дополнительной априорной информации об источниках этих полей, либо при минимальном ее объеме. Во втором случае в процессе аппроксимации участвует значительный объем априорных представ-

лений об аномалиеобразующих объектах, что позволяет решать широкий круг задач, в т.ч. и обратных [115].

В теоретическом плане полевые метрологические аппроксимации базируются на свойстве единственности гармонических функций: «две гармонические функции, совпадающие на замкнутой поверхности, совпадают всюду внутри нее. Гармоническая функция вполне определяется своими значениями на замкнутой поверхности» [23].

Общие принципы реализации аппроксимационного подхода применительно к построению аналитической модели потенциального поля выглядят следующим образом:

- исходное потенциальное поле $U(x, y, z)$ аппроксимируется полем $U^*(x, y, z)$, обусловленным некоторой совокупностью источников;
- выбранная совокупность источников должна описываться небольшим числом параметров, определяющих физические и геометрические характеристики тел и при этом обеспечивать высокую степень близости полей $U(x, y, z)$ и $U^*(x, y, z)$;
- все последующие преобразования поля сводятся к решению прямой задачи от аппроксимационной конструкции в произвольно заданных точках, лежащих вне источников поля.

Истокообразные аппроксимации полей могут строиться как с использованием эквивалентных моделей геологической среды, так и с использованием адекватных и смешанных моделей [127]. Различия данных моделей между собой состоят в степени соответствия используемых модельных представлений реальным природным соотношениям. Ниже приводятся характеристики этих моделей, заимствованные из справочника геофизика по гравиразведке [41]:

- **Адекватной** является такая модель, в которой обеспечивается аппроксимация распределения плотности в изучаемом объеме геологической среды с высокой точностью. Такая модель, обеспечивает требуемую степень близости наблюдаемого и модельного полей и решение целевой задачи интерпретации.
- **Эквивалентная** модель заведомо не обеспечивает аппроксимации распределения плотности в среде, но всегда обеспечивает требуемую степень близости полей.
- **Смешанная** модель обеспечивает требуемую степень близости полей и аппроксимацию природного распределения плотности в части объема среды, позволяющую решить целевую задачу интерпретации.

Очевидно, что эквивалентные модели в общем случае являются менее геологически информативными, чем адекватные и смешанные модели. Приведенные выше принципы реализации аппроксимационного подхода ориентированы, в первую очередь, на построение смешанных моделей среды. Безусловно, полное соблюдение этих принципов позволяет осуществлять не только разнообразные преобразования полей, но и получать полезную дополнительную информацию о возмущающих объектах по параметрам самой модели, в частности – о гармонических моментах тел [12, 24, 26, 27, 106 и др.]. Однако существует целый ряд задач, связанных только с преобразованиями самих геофизических полей (в частности – трансформация), при решении которых построение модели среды является лишь промежуточным этапом; средством, а не целью интерпретации. В настоящее время для реализации решения такого рода задач в виде компьютерных программ, по мнению автора, оптимальным представляется использование именно эквивалентных моделей среды.

В практике интерпретации очень большое значение имеет фактор размерности задач: как правило, в рамках одного объекта (площади) исследований объем информации составляет десятки тысяч, а иногда первые сотни тысяч точек задания поля. Вычислительные процедуры, необходимые для построения адекватных и смешанных моделей среды являются более сложными, чем процедуры, используемые при построении сеточных

эквивалентных моделей. В первом случае так или иначе необходимо формализовать некоторую геологическую гипотезу об источниках поля (определить их количество и наметить пространственно расположение) и ввести набор ограничений на параметры этих источников. Подбор поля $U^*(x, y, z)$ во многих точках сравнительно небольшим количеством аномалиеобразующих тел подразумевает изменение пространственного положения и геометрии источников в процессе решения задачи. Нелинейная обратная задача сводится к решению последовательности СЛАУ. Применительно к реальным задачам разведочной геофизики в данном случае встает проблема решения плохо обусловленных СЛАУ большой и сверхбольшой размерности с осложненной помехами правой частью, которая требует разработки специальных вычислительных методов [113, 114, 119-122, 125 и др.].

Другим путем является предлагаемое В.И. Ароновым использование для аппроксимации полей эквивалентных сеточных моделей геологической среды [3, 7]. Моделирование полей большим количеством источников (число источников может достигать числа точек задания поля) с фиксированными геометрическими параметрами позволяет ограничиться только определением их физических параметров, т.е. решать обратную безусловную экстремальную задачу в линейной постановке. Аппроксимационную конструкцию можно построить таким образом, что взаимосвязь между физическими характеристиками источников и исходным полем будет выражаться хорошо обусловленной СЛАУ. В качестве элементарных источников целесообразно использовать тела простой формы (шар, тонкий стержень и т.п.), аномальные эффекты от которых вычисляются путем небольшого числа арифметических операций. Таким образом можно минимизировать время выполнения основных циклов вычислений при решении СЛАУ и достаточно легко осуществлять решение многих практических задач большой размерности.

Именно на развитии подхода В.И. Аронова к аппроксимации потенциальных геофизических полей сеточными распределениями эквивалентных источников построены представленные автором в данной главе алгоритмы и программы [54, 56, 92], разработка которых началась в начале 90-х годов прошлого века. Все алгоритмы изначально создавались применительно к решению конкретных геологических задач и были ориентированы на работу с площадями до 10000–15000 км² (т.е. на построение локальных метрологических аппроксимаций по классификации В.Н. Страхова), в пределах которых амплитуды подавляющего большинства магнитных аномалий (ΔT_a) по модулю не превышают 1000–2000 нТл.

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 [5]. При этом поле масс простого слоя в произвольно выбранной точке P определяется выражением:

$$U^*(P) = \lambda \int_{S'} \sigma(M) \frac{d}{dz} \left[\frac{1}{r(P, M)} \right] dS', \quad P \in S, \quad M \in S' \quad (3.2)$$

а значения $\sigma(M)$ подобраны таким образом, что для сколь угодно малого значения $\varepsilon > 0$ выполняется неравенство:

$$\max |U(P) - U^*(P)| \leq \varepsilon, \quad P \in S \quad (3.3)$$

При этом выполнение условия (3.3) влечет за собой соблюдение неравенства $\max |U(P)$

- $|U^*(P)| < \varepsilon$, для любой точки $P \in B_\varepsilon$ во внешней, по отношению к S , области B_ε . Кроме того, в произвольной точке $P \in B_\varepsilon$:

$$\max \left| \frac{d^{l+m+n}U(P)}{dx^l dy^m dz^n} - \frac{d^{l+m+n}U^*(P)}{dx^l dy^m dz^n} \right| < \delta_{l+m+n} \quad (3.4)$$

причем при $\varepsilon \rightarrow 0$, $\delta_{l+m+n} \rightarrow 0$. Следовательно, после определения параметров аппроксимационной конструкции, создающей поле U^* , можно не только пересчитать поле U на различные поверхности $S^* \in B_\varepsilon$ (в т.ч. и на горизонтальную плоскость $z = const$), но и вычислить различные трансформанты этого поля V^* .

При работе с дискретно заданными значениями исходного поля U критерий (3.3) заменяется его аналогом:

$$\max |U(P_i) - U^*(P_i)| \leq \varepsilon_0, P_i \in T \quad (3.5)$$

где T – множество значений поля в M узлах сети, ε_0 – достаточно малая величина, а поле U^* приближается с помощью вычислительной конструкции:

$$U^*(P) = \sum_{i=1}^M a_i G_i \quad (3.6)$$

где a_i – коэффициенты, линейно связанные с физическими параметрами источников; G_i – гармонические (истокообразные) функции. Задача истокообразной аппроксимации поля U в вычислительном плане сводится к решению СЛАУ относительно вектора неизвестных коэффициентов $\mathbf{A} = \{a_i\}$:

$$\mathbf{GA} = \mathbf{U} \quad (3.7)$$

где $\mathbf{G} = \{g_{ij}\}$ – матрица, элементы которой представляют собой истокообразные функции (поля элементарных источников при $a = 1$); $\mathbf{U} = \{u_j\}$ – вектор исходных значений поля, заданных на поверхности $S = S(x, y, z)$; $i = 1, 2, \dots, m$ – число эквивалентных источников, создающих поле U^* ; $j = 1, 2, \dots, n$ – число точек задания исходного поля.

В.И. Аронов утверждает, что “может быть построено бесконечное множество аппроксимирующих конструкций, которые различаются лишь некоторыми конкретными характеристиками – формой поверхности S' , расстоянием между S и S' и т.п. Однако, с точки зрения практической реализации, они могут различаться очень сильно – степенью устойчивости систем уравнений, точностью получаемых решений и экономичностью. С физической точки зрения методы в принципе эквивалентны” [41].

Поэтому при практической реализации истокообразного представления полей вида (3.6) В.И. Аронов отказался от первоначально предложенного использования в качестве функции G аномального эффекта простого слоя с кусочно-постоянной плотностью, распределенного на поверхности S' . В случае задания поля U в узлах равномерной квадратной сети с расстоянием между точками $\Delta x = \Delta y = const$ используются точечные массы, располагающиеся на криволинейной поверхности S' , удаленной от поверхности S на фиксированное расстояние z_0 и полностью повторяющей ее форму. При этом $i = j$, т.е. под каждой точкой задания поля размещается точечная масса; совокупность этих масс представляет собой сеточную эквивалентную модель среды. При изменении расстояний z_0 в пределах $\Delta x \leq z_0 \leq 2\Delta x$ СЛАУ (3.7) будет достаточно хорошо обусловленной, что

обеспечивает устойчивость получаемых решений. Для решения СЛАУ используется метод простой итерации [3, 5].

При неравномерной сети $\Delta x \neq \text{const}$, $\Delta y \neq \text{const}$ задания поля U В.И Ароновым и В.О. Михайловым в 1976 году было предложено располагать аппроксимирующие массы на ряде поверхностей $S'_1, S'_2, S'_3, \dots$ расстояния z_0^1, z_0^2, z_0^3 от поверхности S до которых соизмеримы со средними расстояниями r между точками в соответствующих выборках значений поля из множества T . При этом максимальное значение z_0^1 отвечает радиусу наибольшего «белого пятна» в области задания поля [5, 41].

Идея «геометрической регуляризации» применительно к истокообразной аппроксимации позволяет выполнять решение СЛАУ (3.7), содержащих десятки тысяч и более неизвестных $\{a_i\}$ простыми итерационными методами. Использование в качестве ядра интегрального представления поля U гармонических функций G обеспечивает фильтрацию помех δU в данных полевых наблюдений: $U = U + \delta U$.

В.И. Ароновым исследовалась точность представления поля U во всей области S при решении двумерной задачи для горизонтальных вещественных линий и точечных масс [5], т.к. выполнение критерия (3.5) гарантирует близость функций U и U^* только в точках наблюдений. Ошибка $\|\delta\|_C = \max |U(x, y) - U^*(x, y)|, (x, z) \in S$ для случая

$z = 0, \Delta x = \text{const}$ была представлена в виде суммы ошибок $\|\delta\|_C = \|\delta_1\|_C + \|\delta_2\|_C$:

$$\begin{aligned} \|\delta_1\|_C &= \max_{-\infty < x < \infty} |U(x, 0) - \tilde{U}(x, 0)| \\ \|\delta_2\|_C &= \max_{-\infty < x < \infty} |U^*(x, 0) - \tilde{U}(x, 0)| \end{aligned} \quad (3.8)$$

Функция $\tilde{U}(x, 0)$ - целая функция степени $\sigma = \pi / \Delta x$ с ограниченным спектром $[F(\omega) = 0, |\omega| > \sigma]: \tilde{U}(i\Delta x) = U(i\Delta x)$, поэтому $\tilde{U}(i\Delta x) = U^*(i\Delta x)$. Неустранимую погрешность восстановления функции $\tilde{U}(x, 0)$ в пределах всей оси OX характеризует величина $\|\delta_1\|_C$. Установлено, что при достаточно больших глубинах $z' \geq (1.0 - 2.0)H$ размещения эквивалентных источников вторая составляющая погрешности $\|\delta_2\|_C$ с точностью до величины порядка $0(1/z')$ совпадает с величиной $\|\delta_1\|_C$, которая не может быть уменьшена без привлечения дополнительной информации о поле.

Отмечается, что независимо от глубины H до реально существующих возмущающих объектов выполнение условия $z' \geq (1.0 - 2.0)\Delta x$ (Δx – шаг наблюдений) обеспечивает необходимую точность решения задачи. Следовательно, аппроксимация является оптимальной в смысле точности. Относительные ошибки $\mu_1 = \|\delta_1\|_C / \max |U|$ уменьшаются с увеличением глубины залегания источников H : для U_z горизонтальной вещественной линии при $H/\Delta x = 1$ $\mu_1 = 8.6\%$; при $H/\Delta x = 1.5$ $\mu_1 = 1.8\%$; при $H/\Delta x = 2$ $\mu_1 = 0.34\%$. Показано, что полученные оценки точности примерно сохраняются при аппроксимации поля U , заданного на негоризонтальной поверхности [5].

Метод также обеспечивает оптимальное по точности вычисление трансформант V^* поля U , которое достигается применением линейных операторов L ($\|L, G_i\| < \infty$) к множе-

ству определенных при решении СЛАУ (3.7) физических параметров $\mathbf{A}$:

$$V^*(P) = \sum_{i=1}^m a_i b_i \quad (3.9)$$

где: $b_i(P) = LG_i(P)$

3.2. Истокообразная аппроксимация гравитационного и магнитного полей, заданных в узлах равномерной сети

Рассмотрим случай, когда значения гравитационного поля Δg заданы в узлах регулярной сети $\Delta x = \Delta y = \text{const}$, а область задания поля P имеет прямоугольную форму. Совокупность значений Δg поля представляет собой матрицу $\{\Delta g_{ij}\}: 1 \leq i \leq m; 1 \leq j \leq n$.

Поле $\Delta \mathbf{g}$ аппроксимируется полем $\Delta \mathbf{g}^*$ сеточной эквивалентной модели, состоящей из $m \times n$ шаров (точечных масс), располагающихся под каждой точкой задания поля на глубине h : $\Delta x \leq h \leq 3\Delta x$. Поле такой аппроксимационной конструкции в точке с координатами $(x, y, z) \in P$ выражается формулой:

$$\Delta g^*(x, y, z) = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \sigma_{ij} F_{ij} \quad (3.10)$$

где $F = \frac{\zeta - z}{R^3}$ - гармонические функции, определяющие гравитационное поле Δg единичной сферы при $\sigma = 1 \text{ г/см}^3$ (без учета гравитационной постоянной λ);

$R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$ - расстояние между центрами сфер (ξ, η, ζ) и точками расчета поля; σ - параметры, линейно связанные с массой (избыточной плотностью) сфер (в дальнейшем - плотность).

Экспериментально определенные значения поля Δg осложнены помехами аппаратурной, методической и геологической природы: $\Delta g = \Delta g + \delta \Delta g$. Наличие помех в правой части системы замедляет скорость сходимости итерационного процесса, поэтому, с целью отбраковки высокоинтенсивных помех $\delta \Delta g$, решению задачи предшествует двухмерная (по строкам матрицы) фильтрация поля Δg . Фильтрация также осуществляется путем истокообразной аппроксимации исходного поля полем точечных масс отдельно по каждой i -ой строке матрицы $\Delta \mathbf{g}$:

$$\Delta \bar{g}_j = \sum_{j=1}^n \bar{\sigma}_j \bar{F}_j \quad (3.11)$$

где $F = \frac{\zeta - z}{R^3}$, $R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2}$

Массы шаров определяются при решении СЛАУ содержащей $m \times n$ уравнений с $m \times n$ неизвестными $\bar{\sigma}$:

$$\mathbf{F} \bar{\sigma} = \Delta \bar{\mathbf{g}} \quad (3.12)$$

СЛАУ (3.12) может решаться различными методами, обеспечивающими выполнение условия:

$$\max_p |\Delta \bar{g} - \Delta g^*| \leq \varepsilon_0 \quad (3.13)$$

в т.ч. методом простой итерации, методом Зейделя, методом релаксации. Повышенную скорость решения задачи (2.12) обеспечивает разработанный автором адаптивный метод, являющийся модификацией метода Зейделя. Матрица коэффициентов СЛАУ (3.12) $\mathbf{F}$ разбивается на две треугольные матрицы $\mathbf{F} = \mathbf{A} + \mathbf{B}$, последовательные приближения осуществляются по формуле:

$$\mathbf{A}\bar{\mathbf{y}}^{k+1} + \mathbf{B}\bar{\mathbf{y}}^k = \mathbf{D}\bar{\mathbf{g}}, \quad k = 0, 1, 2, \dots \quad (3.14)$$

При этом, в целях снижения размерности задачи, применяется прием, использованный Е.Г. Булахом и др. при решении обратной задачи гравиразведки методом автоматизированного подбора [20]: выборочная фиксация точек сопоставления наблюдаемого и модельного полей. На каждой итерации в однозначное соответствие каждой точке задания поля $\Delta \bar{g}_{ij}$ ставится один элемент матрицы $\mathbf{C} = \{c_{ij}\}$, $1 \leq i \leq m$, $1 \leq j \leq n$:

$$c_{ij} = \begin{cases} 0, & \text{при } |\Delta \bar{g} - \Delta g^*| > \varepsilon_0 \\ 1, & \text{при } |\Delta \bar{g} - \Delta g^*| \leq \varepsilon_0 \end{cases} \quad (3.15)$$

В вычислительном процессе участвуют только уравнения, характеризующие поле в точках «каркасной сети» для которых $c_{ij} = 0$; остальные точки исключаются из расчетов. При этом размерность задачи существенно снижается, однако, по мере уменьшения $\max |\Delta \bar{g} - \Delta g^*| \leq \varepsilon_0$ в точках с $c_{ij} = 0$, происходит неконтролируемое увеличение погрешности ε_0 в остальных точках. Поэтому процесс формирования массива $\mathbf{C}$ повторяется несколько раз для серии значений $\varepsilon_0^k : 9\varepsilon_0, 3\varepsilon_0, \varepsilon_0$. Условие перехода на меньшее значение ε_0^k - выполнение критерия $\max |\Delta \bar{g} - \Delta g^*| \leq \varepsilon_0^{k+1}$ для подавляющего большинства точек задания поля Δg (80-95% от общего числа, в зависимости от качества исходных данных). В каждой конкретной задаче осуществляется выбор своей каркасной сети, т.е. алгоритм автоматически адаптируется к ее индивидуальным особенностям, выбирая оптимальный (по объему вычислений) вариант ее решения. Как свидетельствует опыт решения практических задач, вышеописанная адаптивная процедура ускоряет процесс вычислений в 1.5 – 2.5 раза и более.

Итерационный процесс при адаптивном варианте метода Зейделя заканчивается после достижения заданной точности решения задачи: $\max |\Delta \bar{g} - \Delta g^*| \leq \varepsilon_0$ или после выполнения заданного числа итераций. Затем следует 3 итерации, в которых участвуют все уравнения СЛАУ (3.12) и вычисления завершаются. Последние 3 итерации необходимы для уточнения решения задачи, т.к. количество итераций зачастую бывает исчерпано при сравнительно большом количестве закрепленных точек ($c_{ij} = 1$)

В качестве примера рассмотрим рис. 16, иллюстрирующий решение СЛАУ для приводимого в главе 6 практического примера приведения магнитного поля Талнахского месторождения медно-никелево-платиновых руд на плоскость. На каждой итерации с номером I_n закрепляется μ точек задания поля ΔT ; в роли показателей качества решения используются: $F1$ - максимальное расхождение полей ΔT и ΔT^* для отдельной точки; $F2$ - среднеквад-

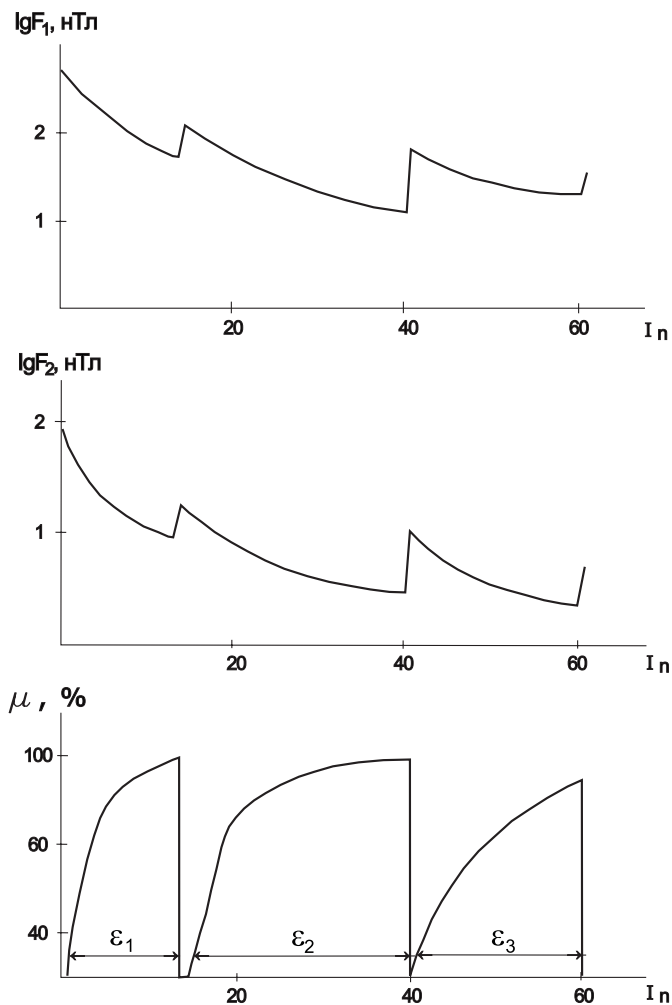


Рис. 16. Характеристика итерационного процесса решения СЛАУ при аппроксимации аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ южной части Хараелакского плато: $\lg F_1$, $\lg F_2$ - логарифмы показателей качества;

μ - количество точек «каркасной сети»;
 I_n - номер итерации.

ратическое расхождение полей по всей области P ; заданы следующие значения ϵ : $\epsilon_1 = 10$ нТл, $\epsilon_2 = 3$ нТл, $\epsilon_3 = 1$ нТл. За счет использования «каркасной сети» при выполнении N итераций время вычислений, пропорциональное общему количеству решений прямой задачи, сокращается в $m \times n \times N \times S / (m \times n \times N - \sum \mu) \approx 2.2$ раза и составляет около 15 минут для системы из 2544 уравнений с 2544 неизвестными для компьютера с процессором Intel-80486. Коэффициент $S = N_f / N$, $N_f < N$; N_f - число итераций, необходимое для достижения близких значений $F1$ и $F2$ при решении СЛАУ обычным методом Зейделя.

Восстановление поля Δg^* или ΔT^* сводится к решению прямой задачи гравиразведки от аппроксимационной конструкции, при известных ее геометрических и физических параметрах, в заданных точках пространства. При вычислении трансформант применяются соответствующие операторы L , заменяющие оператор F в выражении (3.10). Например, при вычислении горизонтального градиента поля силы тяжести $V_{xz}: L = 3 (\xi - x) (\xi - z) / R^5$.

Алгоритм истокообразной аппроксимации магнитного поля ничем принципиально не отличается от вышеописанного алгоритма аппроксимации гравитационного поля. Известно, что при амплитудах аномалий, не превышающих первых тысяч нТл, параметр ΔT (приращение модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля), измеряемый современными протонными и квантовыми магнитометрами, практически является гармонической функцией [76].

Поле ΔT аппроксимируется полем ΔT^* сеточной эквивалентной модели, состоящей из $m \times n$ тонких стержней, полубесконечных по оси OZ (полюсов), располагающихся под каждой точкой задания поля на глубине $h = 1.5 \Delta x$. Поле такой аппроксимационной конст-

рукции в точке с координатами $(x, y, z) \in P$ выражается формулой:

$$\Delta T^*(x, y, z) = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n J_{ij} \Psi_{ij} \quad (3.16)$$

где $\Psi = \alpha \left(l \frac{x}{R^3} + m \frac{y}{R^3} + n \frac{z}{R^3} \right)$ - гармонические функции, определяющие магнитное поле

ΔT единичного полубесконечного вертикального тонкого стержня (полюса) при $J_z = 0.01$ А/м; α - постоянный коэффициент, зависящий от площади поперечного сечения стержня; $R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$ - расстояние между верхним концом стержня (ξ, η, ζ) и точками расчета поля; l, m, n - направляющие косинусы поля T_0 : $l = \cos I \sin D$, $m = \cos I \cos D$, $n = \sin I$; I, D - наклонение и склонение вектора $\vec{T}_0$; J - параметры, линейно связанные с вертикальной намагниченностью стержней J_z (в дальнейшем - намагниченность).

Представленный алгоритм истокообразной аппроксимации поля силы тяжести реализован в программе APGRV, предназначенной для эксплуатации на IBM – совместимых компьютерах, написанной на языке Turbo Pascal 7.0. Процесс вычислений включает в себя 2 этапа:

- аппроксимацию аномального поля силы тяжести Δg совокупностью эквивалентных источников (сфер);
 - восстановление поля Δg^* или его трансформанты V^* на любой заданной поверхности S' .
- Решение СЛАУ, по выбору пользователя, может осуществляться четырьмя различными итерационными методами:
- методом Зейделя;
 - методом релаксации;
 - методом простой итерации;
 - адаптивной модификацией метода Зейделя.

С целью устранения искажений восстановленного поля или его трансформант в краевых частях области P из наблюдаемого гравитационного поля предварительно исключается постоянный фон, определяющийся средним уровнем поля на периферии площади (ширина этой “краевой зоны” составляет $4\Delta x$). Значение фона сохраняется в текстовом файле fonconst.txt.

Качество подбора значений плотностей сфер контролируется в метрике Чебышева (3.13). Матрица результативных плотностей σ сфер сохраняется в двоичном файле с именем sig.bin. Пространственное распределение плотностей сфер σ не несет геологически - содержательной нагрузки, т.к. является одним из ε - эквивалентных решений обратной задачи гравиразведки, полученных без каких-либо ограничений на неизвестные. Информация в файле sig.bin, перезаписывается через каждые 5 итераций, что обеспечивает сохранность результативной информации при каком-либо техническом сбое, произошедшем в процессе работы. Данные файла sig.bin могут быть повторно считаны программой при необходимости уточнения ранее полученного решения.

Ход процесса вычислений отображается на дисплее и одновременно записывается в файл протокола protokol.txt. На каждой итерации выводятся следующие показатели качества решения и дополнительные параметры (табл. 12):

**Параметры, характеризующие итерационный процесс решения СЛАУ,
отображаемые программой APGRV**

Обозначение параметра	Характеристика параметра
№	номер итерации
F2	среднеквадратическое расхождение полей
F1	среднее абсолютное расхождение полей
FM	максимальное (по модулю) расхождение полей
KZ	процент "закрепленных" точек
E	текущее значение ε_0^k

Примечания:

1). Параметр KZ задается только при решении СЛАУ адаптивной модификацией метода Зейделя.

2). При определении величин F1 и F2 подразумевается, что разности полей $\Delta \bar{g}$ и Δg^* в "закрепленных"

точках ($c_{ij}=1$) соответствуют текущему значению ε_0^k

На поверхности задания исходного поля S , либо на расположенной выше источников произвольной поверхности S' (в т.ч. и на горизонтальной плоскости $z = const$) можно восстановить поле Δg^* или рассчитать следующие его трансформанты с шагом Δx :

- V_{xz} - горизонтальный градиент поля по оси OX ;
- V_{yz} - горизонтальный градиент поля по оси OY ;
- $\sqrt{V_{xz}^2 + V_{yz}^2}$ - модуль полного горизонтального градиента поля;
- V_{zz} - 1-ую вертикальную производную поля;
- V_{zzz} - 2-ую вертикальную производную поля;
- $V_{\Delta} = (V_{yy} - V_{xx})$ - кривизну уровенной поверхности;
- V - гравитационный потенциал.

Все преобразования исходного поля осуществляются при однократном выполнении наиболее длительной вычислительной операции, заключающейся в определении плотности эквивалентных источников. Данные о поле Δg и цифровая модель рельефа местности ЦММ представляется в виде текстового (в кодах ASCII) или двоичного файла в формате ГИС SURFER (grd - файла). Количество элементов в каждой из этих матриц не должно превышать 32765, количество чисел в строке - не более 5000.

Алгоритм истокообразной аппроксимации магнитного поля ΔT реализован в программе APP, предназначенной для эксплуатации на IBM – совместимых компьютерах. Программа написана на языке Turbo Pascal 6.0. Процесс вычислений также является двухэтапным, СЛАУ решается адаптивной модификацией метода Зейделя, результаты решения СЛАУ (намагниченность стержней J) сохраняются в двоичном файле js.bin на жестком диске компьютера.

Файл js.bin перезаписывается через каждые 5 итераций, что обеспечивает сохранность результативной информации при каком-либо техническом сбое, произошедшем в процессе работы. Данные файла js.bin могут быть повторно считаны программой при необходимости уточнения решения задачи.

Так же, как и в программе APGRV, ход процесса вычислений отображается на дисплее и одновременно записывается в файл протокола protokol.txt.

На поверхности задания исходного поля S , либо на расположенной выше источников горизонтальной плоскости $z = const$ можно восстановить магнитное поле ΔT или рассчи-

тать следующие его трансформанты в узлах квадратной сети с шагом Δx :

- вертикальную составляющую Z ;
- горизонтальную составляющую H ;
- первую вертикальную производную $\frac{dT}{dz}$
- вторую вертикальную производную $\frac{d^2T}{dz^2}$
- модуль полного горизонтального градиента $\sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2}$
- псевдогравитационное поле Δg_{ps} .

Данные о поле ΔT и цифровая модель рельефа местности ЦММ представляются в виде текстовых (в кодах ASCII) файлов в формате СУБД LOBAS, разработанной ВИРГ-Руд-геофизика. Средствами СУБД LOBAS этот формат легко конвертируется в текстовые или двоичные файлы ГИС SURFER (grd - файлы). Количество элементов в каждой из этих матриц не должно превышать 32765, количество чисел в строке - не более 3000.

Далее будет представлен ряд модельных и практических примеров, позволяющих оценить точность аппроксимационного преобразования магнитного и гравитационного полей; проиллюстрировать целесообразность приведения аномалий, зафиксированных на криволинейной поверхности, к горизонтальной плоскости; показать фильтрационные возможности истокообразной аппроксимации и т.д.

Рассмотрим модельный пример (рис. 17): значения магнитного поля ΔT вертикально намагниченного куба $J_z = 10$ А/м размером $400 \times 400 \times 400$ м зафиксированы на хребтообразной форме рельефа с перепадами высот 100 - 1077 м. Верхняя грань куба находится на уровне моря (на отметке $z = 0$); при расчетах использованы параметры нормального магнитного поля $\vec{T}_0$ Норильского района: наклонение $I = 82^\circ$, склонение $D = 20^\circ$.

Как очевидно, картина "наблюденного" магнитного поля от этой весьма простой модели, существенно искажается за счет влияния рельефа поверхности измерений. При этом появляются ложные экстремумы ΔT , расположенные за пределами проекции источника поля на дневную поверхность.

Искаженное пространственное распределение поля на расчленённом рельефе местности может привести к пропуску искоемых объектов при проведении горно - буровых работ в эпицентрах выявленных аномалий, и, как следствие - к ошибочным заключениям о перспективности изучаемых территорий. Пересчёт поля ΔT на горизонтальную плоскость $z = -1200$ м с помощью эквивалентной модели среды, включающей в себя $39 \times 39 = 1521$ вертикальных полубесконечных стержней, обеспечивает восстановление значений магнитного поля, практически тождественное результату решения прямой задачи (средне-квадратическое расхождение в амплитуде полей, представленных на рис. 17.В и рис. 17.Г, составляет менее ± 2 нТл).

Количественную оценку точности пересчета поля на разные уровни с помощью эквивалентных сеточных моделей можно получить также и другим способом, не используя результатов решения прямой задачи [3]. Рассмотрим пример такой оценки, заключающейся в последовательном выполнении следующих операций:

1. Аппроксимации магнитного поля ΔT^{250} , заданного на плоскости $z = -250$ м, полем вертикальных стержней ($F2 \approx \pm 0.5$ нТл).
2. Восстановлении магнитного поля от аппроксимационной конструкции на плоскости $z = -500$ м, которое в дальнейшем будем обозначать символом ΔT^{500} .

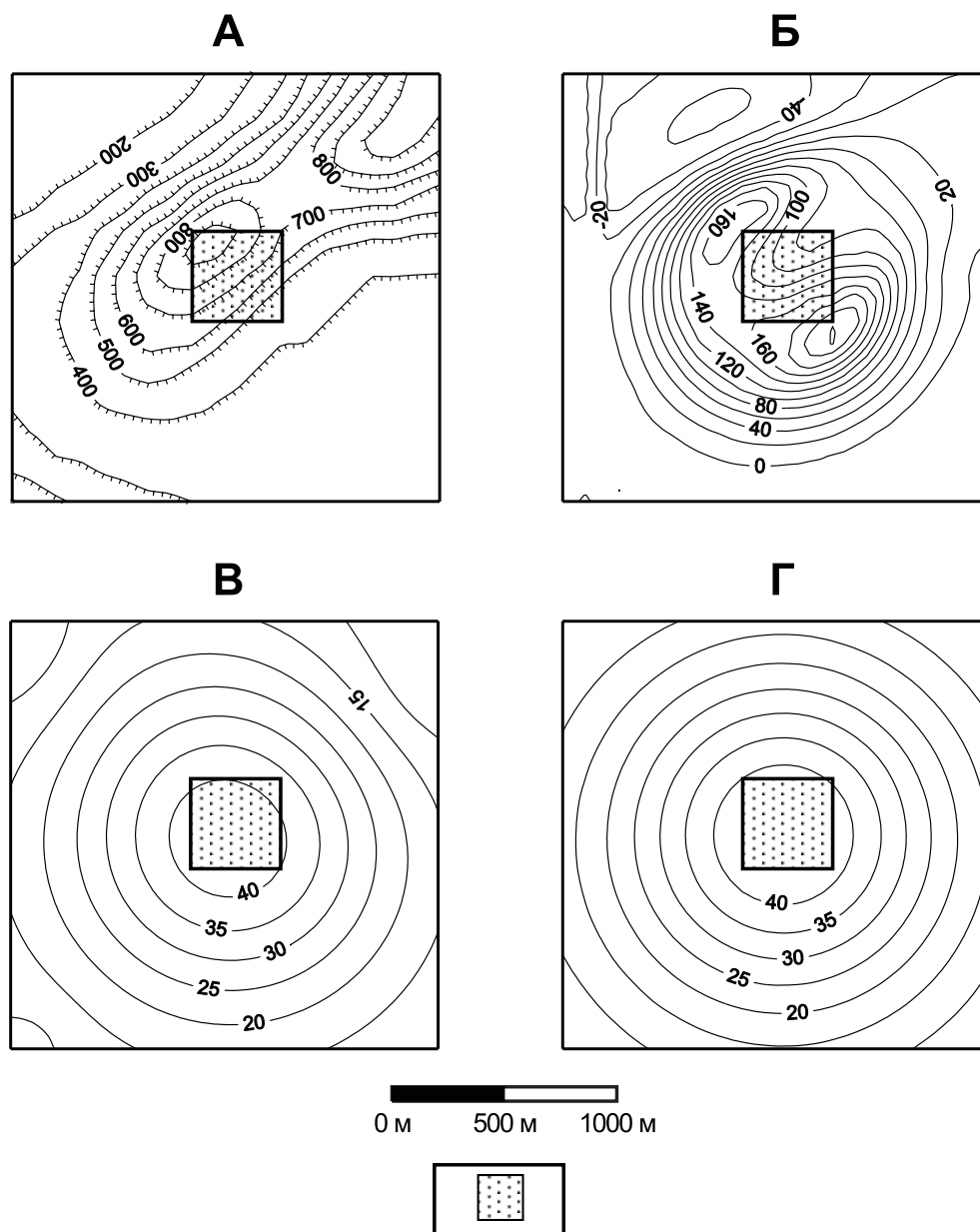


Рис. 17. Пересчет магнитного поля, созданного вертикально намагниченным кубом, с криволинейной поверхности на горизонтальную плоскость.

А - изогипсы рельефа местности, м; Б - аномалия ΔT от куба на дневной поверхности, нТл; В - аномалия ΔT на плоскости $z = -1200$ м, полученная в результате пересчета поля Б, нТл; Г - аномалия ΔT от куба на плоскости $z = -1200$ м, полученная путем решения прямой задачи, нТл.

Условные обозначения: проекция верхней грани куба на горизонтальную плоскость.

3. Аппроксимации магнитного поля ΔT^{500} , полем вертикальных стержней ($F2 \approx \pm 0.5$ нТл).
4. Восстановлении магнитного поля от аппроксимационной конструкции на плоскости $z = -250$ м, расположенной выше источников, которое в дальнейшем будем обозначать символом $\Delta \tilde{T}^{250}$.
5. Сопоставлении между собой полей ΔT^{250} и $\Delta \tilde{T}^{250}$ - расчет статистических характеристик разностного поля.

Таблица 13

Результаты вычислительного эксперимента по количественной оценке точности пересчета на высоту магнитного поля с помощью программы APR

Магнитное поле	Статистические параметры, нТл			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
ΔT^{250}	137.8	263.3	-0.9	± 75.0
ΔT^{500}	-83.8	173.6	-0.1	± 49.4
$\Delta \tilde{T}^{250}$	-151.3	266.2	-1.2	± 76.2
Разность полей ΔT^{250} и $\Delta \tilde{T}^{250}$	-16.7	18.4	0.3	± 2.5

Как свидетельствуют данные, представленные на рис. 18 и в табл. 13, точность пересчета магнитного поля ΔT на разные уровни является весьма высокой.

Преимущества истокообразной аппроксимации перед традиционными способами трансформации геофизических полей, базирующихся на используемых в вычислительной математике методах численного интегрирования и дифференцирования:

$$V(x, y, z) = \sum_{i=0}^{|i|=n} \sum_{j=0}^{|j|=n} C_{ij} U_{ij} \quad (3.17)$$

где U_{ij} - значения исходного поля в узлах квадратной сети на горизонтальной поверхности, а коэффициенты C_{ij} зависят от ядра трансформации K :

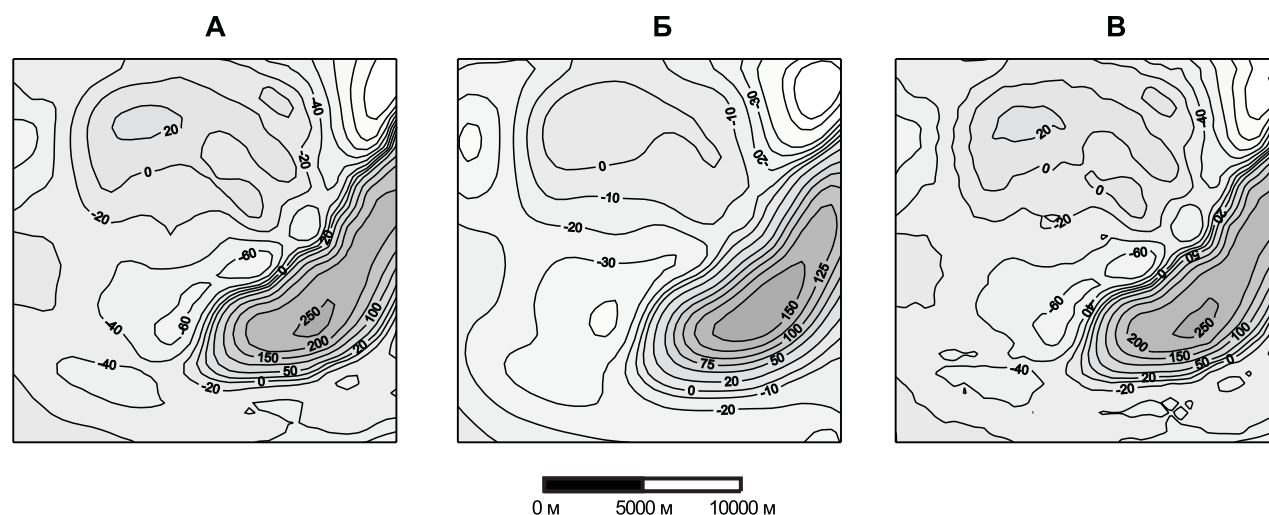


Рис. 18. Оценка точности пересчета магнитного поля ΔT на различные уровни (высоты).

А - исходное магнитное поле, зафиксированное на уровне 250 м; Б - магнитное поле, полученное путем пересчета поля А на уровень 500 м; В - магнитное поле, полученное путем пересчета поля Б на уровень 250 м. Примечание: разность полей А и В характеризуется математическим ожиданием 0.3 нТл и среднеквадратическим отклонением ± 2.5 нТл.

$$C_{ij} = \frac{1}{2\pi} \int_{x_i - \Delta x/2}^{x_i + \Delta x/2} \int_{y_i - \Delta x/2}^{y_i + \Delta x/2} K(x - \xi, y - \eta, z) d\xi d\eta \quad (3.18)$$

иллюстрирует модельный пример. На гравитационное поле призмы Δg (рис. 19), была наложена случайная помеха $\delta\Delta g$, равномерно распределенная в интервале $[-0.25 \text{ мГал}, 0.25 \text{ мГал}]$; затем на плоскости $z = -500 \text{ м}$ двумя различными способами вычислялась 1-ая вертикальная производная поля V_{zz} (рис. 20).

Поле призмы в пределах участка расчета изменялось от 0.01 до 2.96 мГал, при среднем значении 0.30 мГал и СКО $\pm 0.54 \text{ мГал}$. СКО между модельным полем призмы Δg и этим же полем, осложненным помехой $\delta\Delta g$, на поверхности наблюдений составило $\pm 0.520 \text{ мГал}$; между модельным полем Δg и восстановленным полем $\Delta g^* - \pm 0,146 \text{ мГал}$. Следовательно, за счет гармонического характера функций, используемых при преобразовании $\Delta g \rightarrow \Delta g^*$, происходит уменьшение амплитуды помехи $\delta\Delta g$ почти в 4 раза.

Протокол (распечатка файла `protokol.txt`) подбора параметров аппроксимационной конструкции для примера, приведенного на рис. 20, адаптивной модификацией метода Зейделя приведен ниже:

**** ПРОТОКОЛ ПОДБОРА АППРОКСИМАЦИОННОЙ КОНСТРУКЦИИ ****

Имя файла значений поля: pole.grd

Имя файла значений высот: rmod.grd

Метод решения СЛАУ: 4

<i>N 1</i>	<i>F2 = 0.14</i>	<i>F1 = 0.09</i>	<i>FM = 0.55</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.27</i>
<i>N 2</i>	<i>F2 = 0.28</i>	<i>F1 = 0.27</i>	<i>FM = 0.95</i>	<i>KZ = 92</i>	<i>E = 0.27</i>
<i>N 3</i>	<i>F2 = 0.07</i>	<i>F1 = 0.05</i>	<i>FM = 0.52</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.09</i>
<i>N 4</i>	<i>F2 = 0.10</i>	<i>F1 = 0.09</i>	<i>FM = 0.42</i>	<i>KZ = 88</i>	<i>E = 0.09</i>
<i>N 5</i>	<i>F2 = 0.10</i>	<i>F1 = 0.09</i>	<i>FM = 0.71</i>	<i>KZ = 94</i>	<i>E = 0.09</i>
<i>N 6</i>	<i>F2 = 0.03</i>	<i>F1 = 0.02</i>	<i>FM = 0.29</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.03</i>
<i>N 7</i>	<i>F2 = 0.04</i>	<i>F1 = 0.03</i>	<i>FM = 0.20</i>	<i>KZ = 82</i>	<i>E = 0.03</i>
<i>N 8</i>	<i>F2 = 0.03</i>	<i>F1 = 0.03</i>	<i>FM = 0.31</i>	<i>KZ = 93</i>	<i>E = 0.03</i>
<i>N 9</i>	<i>F2 = 0.02</i>	<i>F1 = 0.01</i>	<i>FM = 0.15</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.00</i>
<i>N 10</i>	<i>F2 = 0.01</i>	<i>F1 = 0.01</i>	<i>FM = 0.06</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.00</i>
<i>N 11</i>	<i>F2 = 0.01</i>	<i>F1 = 0.00</i>	<i>FM = 0.08</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.00</i>

Время работы программы составило 14 сек

Примечание: размерность СЛАУ составила 1681 уравнение с 1681 неизвестным; глубина расположения масс 150 м ($1.5\Delta x$); задавался параметр $\epsilon_0 = 0.03 \text{ мГал}$.

Решение этой же задачи методами Зейделя, релаксации (при параметре релаксации $p = 0.5$) и простой итерации позволили получить близкие конечные показатели качества решения задачи за 11, 8, 7 итераций при затратах времени 26 сек, 20 сек, 19 сек, соответственно.

Результаты многочисленных вычислительных экспериментов свидетельствуют о том, что применение программ APP и APGRV позволяет повысить точность вычисления трансформант в 5-10 раз и более. Это объясняется тем, что в данном случае:

- учитываются фактически имеющиеся различия в расстояниях между точками задания исходного поля и горизонтальной плоскостью, расположенной на высоте пересчета;
- используется реальный закона затухания потенциального поля по высоте;
- осуществляется подавление помех, нарушающих гармонический характер исходного поля;
- в вычислительной схеме отсутствуют сведения о характере поля за пределами области P его задания (на стадии аппроксимации поля набором эквивалентных источников уже происходит экстраполяция поля: $U \rightarrow 0$ при расстоянии $R \rightarrow \infty$).

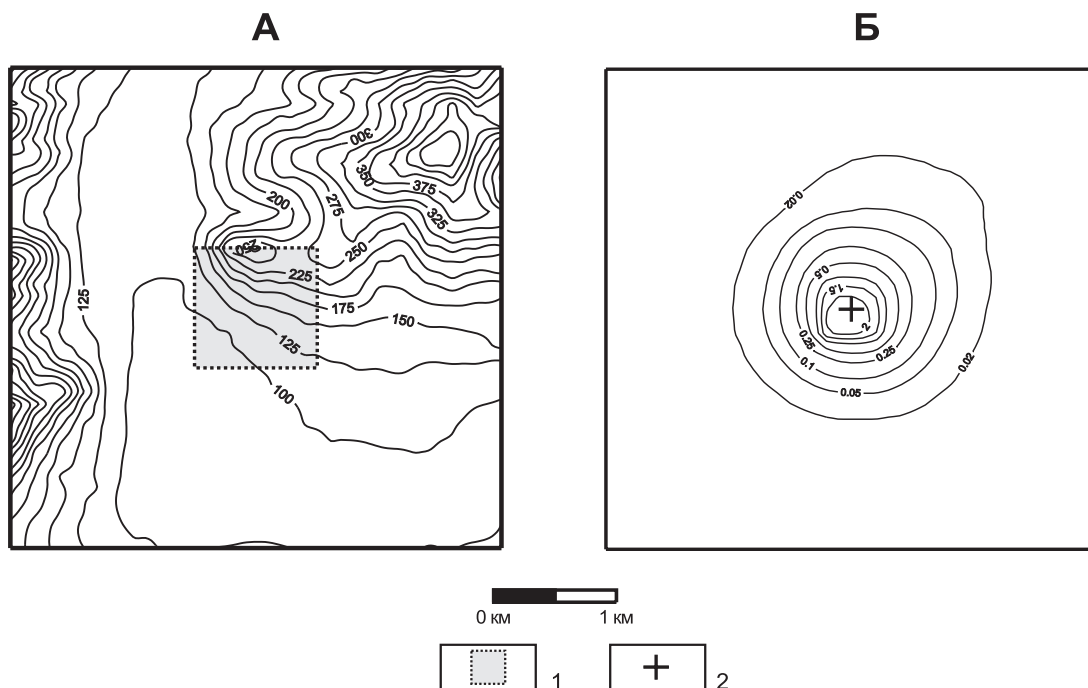


Рис. 19. Модельный пример: гравитационное поле Δg призмы на криволинейной поверхности.

А – рельеф поверхности наблюдений; Б – поле Δg призмы.

1 – контур призмы ($\sigma = 0.5$ г/куб. см); 2 – центр основания призмы.

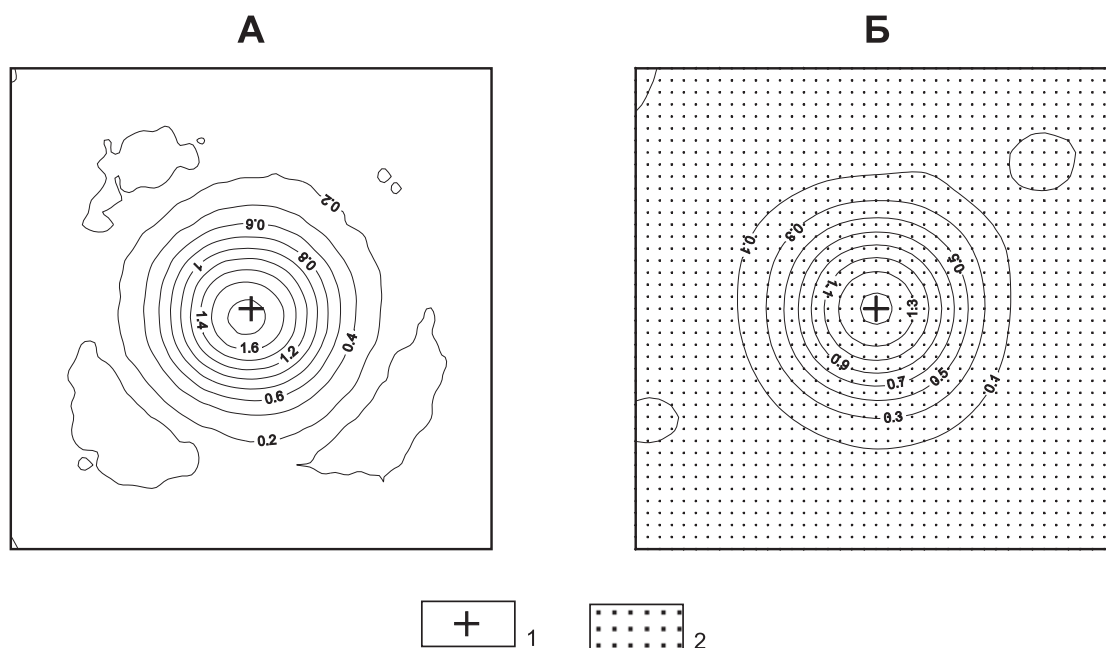


Рис. 20. Результаты расчета V_{zz} призмы на уровне 500 м по гравитационному полю, осложненному случайной помехой $\delta \Delta g$.

Поле V_{zz} полученное: А - методом численного дифференцирования (программа TRAP); Б - методом аналитической аппроксимации (программа APGRV).

1 - центр основания призмы; 2 - эквивалентная сеточная модель среды.

Примечания: среднеквадратичное расхождение между полем, рассчитанным программой TRAP и точным решением $\pm 1.46E$; среднеквадратичное расхождение между полем, рассчитанным программой APGRV и точным решением - $\pm 0.25 E$.

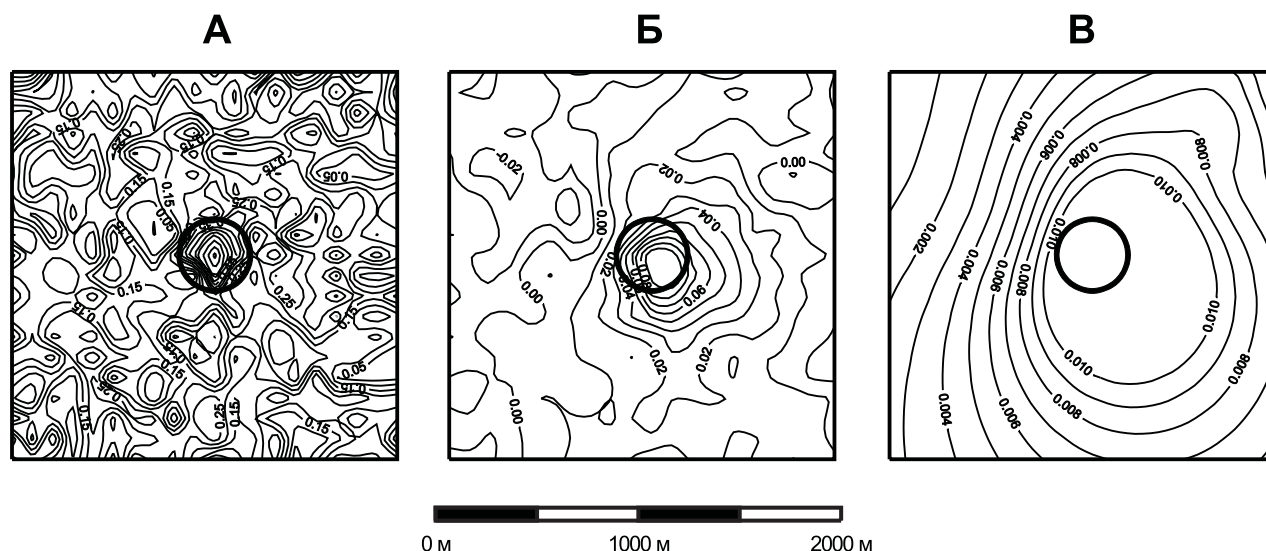


Рис. 21. Подавление аномалий-помех при вычислении гравитационного потенциала V по полю силы тяжести V_z .

А – поле V_z сферы, осложненное случайной помехой; Б – поле V сферы на криволинейной поверхности наблюдений; В – поле V сферы на плоскости $z = -1200$ м.

Следует добавить, что даже при отсутствии влияния первого из вышеперечисленных факторов (т.е. при преобразовании поля непосредственно на реальной поверхности Земли) точность аппроксимационного способа трансформации потенциальных полей существенно выше, чем у «классических» методов (3.17), (3.18).

Мощное подавление аномалий-помех обеспечивает также вычисление первообразных функций Δg и ΔT (V или Δg_{ps}). Результаты имитационного моделирования свидетельствуют (рис. 21), что расчет гравитационного потенциала V по осложненному интенсивной случайной помехой $\delta\Delta g$ (достигающей до 50 % от амплитуды аномалии) полю Δg сферы ($\sigma_{изб} = 0.3$ г/куб. см), обеспечивает резкое уменьшение уровня помех и контрастное выделение полезного сигнала. Однако, искажающее действие помех сохраняется даже при пересчете поля Δg , зафиксированного на рельефе с перепадом высот 100 – 1077 м, на горизонтальную плоскость, расположенную выше максимальной высотной отметки, что выражается в некотором смещении аномалии потенциала V от центра сферы.

Результаты имитационного моделирования доказывают, что для метрологической истокообразной аппроксимации не требуется дополнительной информации о направлении вектора намагниченности $\vec{J} = \vec{J}_x + \vec{J}_y + \vec{J}_z$ реальных магнитовозмущающих объектов. В частности, для аномалии ΔT от наклонно намагниченного объекта применение аппроксимационной конструкции, состоящей из вертикально намагниченных $\vec{J} = \vec{J}_z$, $\vec{J}_y = \vec{J}_z = 0$ вертикальных полубесконечных стержней, обеспечивает весьма высокую точность пересчета магнитного поля ΔT (рис. 22). Практическая ценность данной особенности сеточных моделей среды очевидна.

Рассмотрим практический пример: на рис. 23 приводится карта изодинам магнитного поля $(\Delta T)_a$ по одному из золоторудных районов Восточного Саяна, полученная при проведении комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 25 000 на высоте 75 м, с полным обтеканием рельефа. Рельеф участка горный, перепады высот составляют от 440 м до 1120 м. Приведенное к плоскости $z = -1200$ м магнитное поле $(\Delta T)_a$, по сравнению с наблюдаемым полем, характеризуется более простой морфологией и ослабленной корреляцией локальных аномалий с формами дневного рельефа. Высота $z = -1200$ м близка

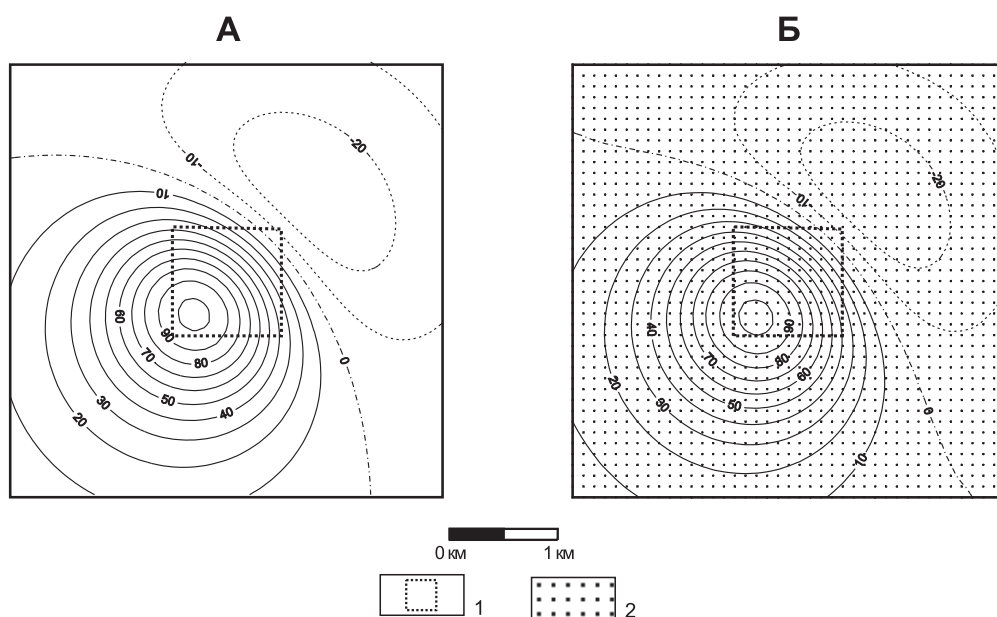


Рис. 22. Магнитное поле ΔT наклонно намагниченной ($J_x = J_y = J_z = 2 \text{ A/m}$) призмы на горизонтальной плоскости $z = -1200 \text{ м}$, полученное: путем решения прямой задачи гравиразведки (А); путем пересчета с помощью программы APP (Б).

1 - магнитная призма; 2 - эквивалентная сеточная модель среды.

Примечание: среднеквадратичное расхождение полей А и Б составляет $\pm 1.13 \text{ нТл}$.

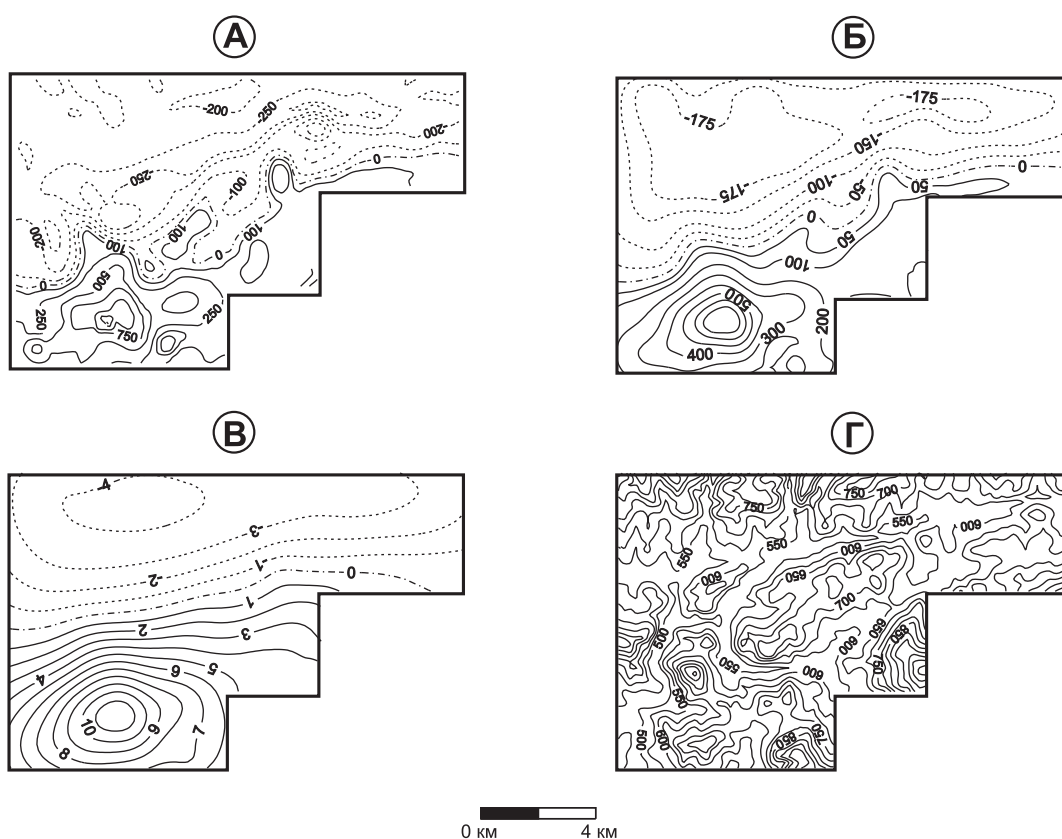


Рис.23. Аппроксимационное преобразование аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$. Восточный Саян.

А - карта изодинам наблюдаемого поля $(\Delta T)_a$; Б - карта изодинам магнитного поля $(\Delta T)_a$ на плоскости $z = -1200 \text{ м}$; В - карта изоаномал псевдогравитационного поля Δg_{ps} на плоскости $z = -1200 \text{ м}$;

Г - карта изогипс рельефа местности;

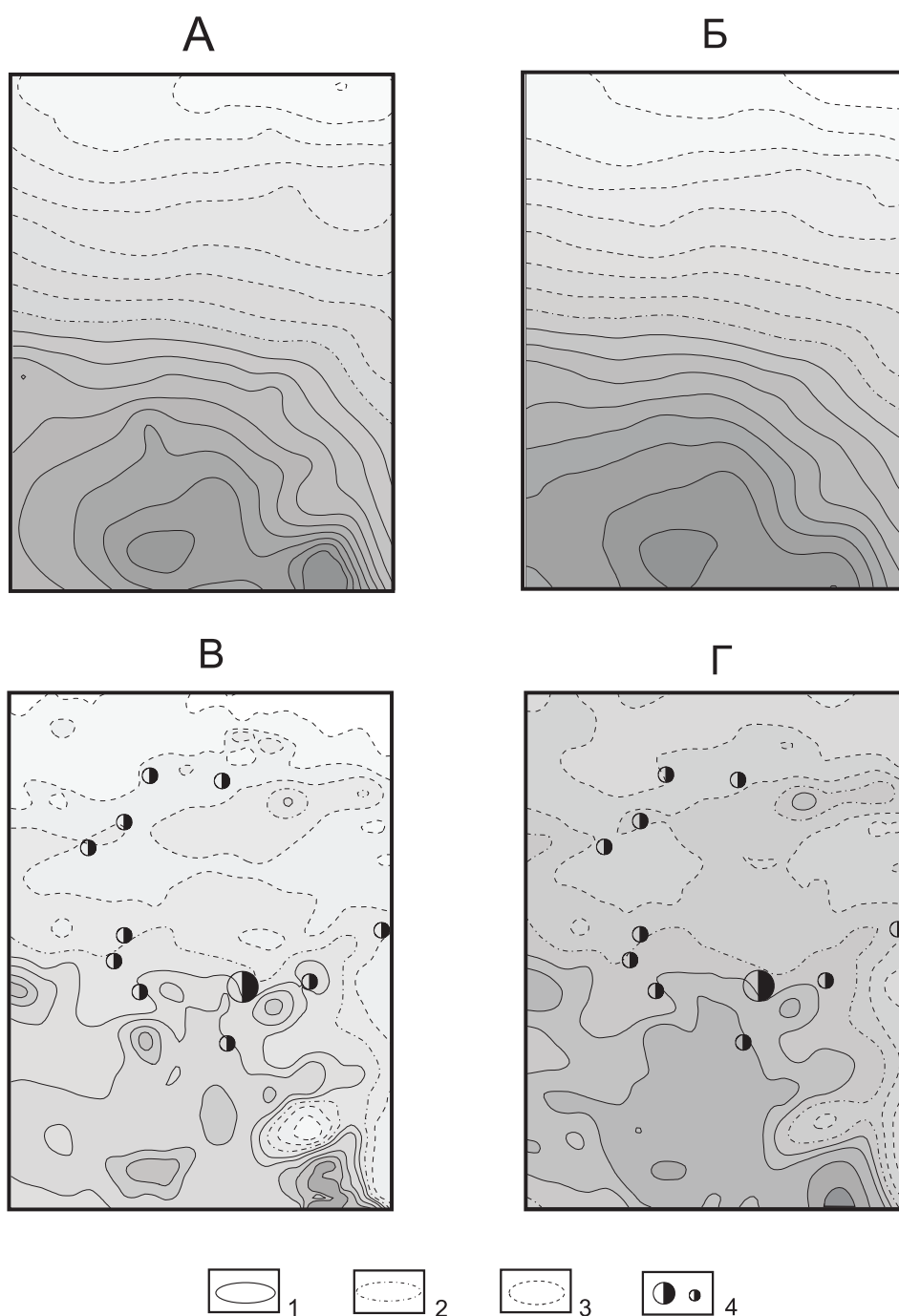


Рис. 24. Сопоставление результатов трансформации потенциального поля золоторудного района различными способами. Программы APGRV и TRAP.

Поле V_z на высоте 1000 м, рассчитанное: А - аппроксимационным методом, Б - способом А. К. Маловичко;
1-ая вертикальная производная V_{zz} на высоте 1000м, рассчитанная: В - аппроксимационным методом,
Г - методом численного дифференцирования.

Изоаномалы поля: 1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные; 4 - месторождение и рудопроявления золота.

к максимальной высотной отметке рельефа территории.

Целесообразно также осуществлять псевдогравитационное преобразование магнитного поля на той же плоскости относимости, которое технически просто проводится аналитически по известным значениям намагниченности $\mathbf{J}$ аппроксимационной конструкции. Карты псевдогравитационного поля Δg_{ps} позволяют более четко и ясно, чем карты магнитного поля, увидеть общую картину геологического строения изучаемой территории, т.к. при их построении устраняется эффект наложения положительных и отрицательных областей соседних аномалий. Для интерпретации аномалий Δg_{ps} применимы все методы, разработанные для интерпретации аномалий поля силы тяжести [99].

Нужно еще раз подчеркнуть то, что при построении аппроксимационных сеточных моделей происходит подавление помех негармонического характера, обусловленных: погрешностями измерений; приповерхностными неоднородностями геологической среды; погрешностями, возникающими в процессе формирования цифровых моделей поля U . Как показывает опыт, величины такого рода погрешностей в отдельных точках, как правило, многократно превосходят точность выполненных геофизических съемок. В частности, для приведенного выше практического примера максимальное расхождение магнитных полей ΔT и ΔT^* на поверхности наблюдений S составляет -387 нТл, при среднем значении 1.6 нТл и СКО около ± 3 нТл. Следовательно, использование значений U^* , отфильтрованных от локальных аномалий-помех для построения карт и интерпретации более предпочтительно, чем использование исходных цифровых моделей полей U .

Трансформации данных гравиметрической съемки масштаба 1:25 000, выполненной в центральной части Восточного Саяна, приведены на рис. 24. При рассмотрении этого рисунка очевидно различие в результатах пересчетов поля силы тяжести на высоту 1000 м, выполненных программой APGRV и традиционным способом, использующим весовое суммирование значений в скользящем окне. В последнем случае также использовалась широко распространенная программа TRAP, разработанная ВИГР - Рудгеофизика (предполагалось, что трансформируемое поле задано на плоскости, расположенной на уровне средней абсолютной отметки высот рельефа $z = -600$ м). Максимальные расхождения полей отмечаются на периферии участка, и варьируют, по модулю, в диапазоне 0.5 - 5.0 мГал на 19.5 % общей площади.

Сопоставление между собой карт, приведенных на рис. 24.В, Г убедительно свидетельствует о том, что аппроксимационный метод позволяет получить более контрастные аномалии вертикальных производных V_{zz} поля силы тяжести, чем численное дифференцирование, реализованное в программе TRAP. Очевидно, что при этом можно более уверенно выделять линеаменты, отвечающие сульфидизированным тектонически ослабленным зонам, которые контролируют размещение золоторудных месторождений и проявлений.

Количественная характеристика различий в трансформантах отражена в таблице 14.

На этих же материалах можно проиллюстрировать преимущества адаптивного метода решения СЛАУ, размерность которой в данном случае составила 3978 уравнений с 3878 неизвестными, при $\epsilon_0 = 0.05$ мГал: протокол подбора приведен ниже таблицы 14.

При решении этой же задачи методами Зейделя и релаксации значение $F2 = 0.04$ мГал было достигнуто после выполнения 15 и 13 итераций, соответственно. Время решения составило 202 сек и 169 сек. Наиболее медленная сходимость процесса подбора получена для метода простой итерации: после выполнения 390 сек работы программы и выполнения 30 итераций $F2 = 0.10$ мГал.

Для того, чтобы получить представление о скорости решения программой APGRV СЛАУ большой размерности, ниже приводятся результаты решения практической задачи (рис. 25) для Вологодчанской площади (Норильский район). Размеры исходных матриц составляли 141 строка $\times$ 201 столбец, т.е. проводилось решение СЛАУ из 28341 уравнения с 28341 неизвестным адаптивным вариантом метода Зейделя. При этом использовался IBM-совместимый компьютер Pentium-I с тактовой частотой работы процессо-

ра 133 мГц и оперативной памятью 16 Мбайт (табл. 15).

Таблица 14

**Статистические характеристики трансформаций гравитационного поля,
полученных различными методами**

Исходные данные и трансформации поля силы тяжести	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
<u>Исходные данные:</u>				
1. Наблюдаемое поле	-10.45 мГал	13.05 мГал	0.009 мГал	±5.62 мГал
2. Высотные отметки рельефа	440 м	1045 м	637 м	±102 м
<u>Пересчет поля на высоту 1000 м:</u>				
3. Аппроксимационный метод	-8.02 мГал	13.04 мГал	0.08 мГал	±4.85 мГал
4. Численное интегрирование	-8.54 мГал	8.41 мГал	0.09 мГал	±5.11 мГал
5. Разность полей 3 и 4	-1.78 мГал	5.01 мГал	0.07 мГал	±0.53 мГал
<u>1-ая вертикальная производная на высоте 1000 м:</u>				
6. Аппроксимационный метод	-5.93 Е	35.85 Е	0.139 Е	±2.77 Е
7. Численное дифференцирование	-4.40 Е	7.36 Е	0.002 Е	±1.86 Е
8. Разность полей 4 и 5	-2.72 Е	28.49 Е	0.137 Е	±1.30 Е

**** ПРОТОКОЛ ПОДБОРА АППРОКСИМАЦИОННОЙ КОНСТРУКЦИИ ****

Имя файла значений поля: gravn.grd

Имя файла значений высот: vis.grd

Метод решения СЛАУ: 4

<i>N 1</i>	<i>F2 = 1.10</i>	<i>F1 = 0.78</i>	<i>FM = 9.08</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.45</i>
<i>N 2</i>	<i>F2 = 0.98</i>	<i>F1 = 0.71</i>	<i>FM = 8.93</i>	<i>KZ = 43</i>	<i>E = 0.45</i>
<i>N 3</i>	<i>F2 = 0.83</i>	<i>F1 = 0.61</i>	<i>FM = 7.60</i>	<i>KZ = 58</i>	<i>E = 0.45</i>
<i>N 4</i>	<i>F2 = 0.68</i>	<i>F1 = 0.54</i>	<i>FM = 6.14</i>	<i>KZ = 70</i>	<i>E = 0.45</i>
<i>N 5</i>	<i>F2 = 0.57</i>	<i>F1 = 0.49</i>	<i>FM = 4.41</i>	<i>KZ = 81</i>	<i>E = 0.45</i>
<i>N 6</i>	<i>F2 = 0.50</i>	<i>F1 = 0.46</i>	<i>FM = 3.04</i>	<i>KZ = 90</i>	<i>E = 0.45</i>
<i>N 7</i>	<i>F2 = 0.46</i>	<i>F1 = 0.45</i>	<i>FM = 2.03</i>	<i>KZ = 95</i>	<i>E = 0.45</i>
<i>N 8</i>	<i>F2 = 0.28</i>	<i>F1 = 0.18</i>	<i>FM = 2.19</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.15</i>
<i>N 9</i>	<i>F2 = 0.21</i>	<i>F1 = 0.17</i>	<i>FM = 1.55</i>	<i>KZ = 56</i>	<i>E = 0.15</i>
<i>N 10</i>	<i>F2 = 0.18</i>	<i>F1 = 0.16</i>	<i>FM = 1.36</i>	<i>KZ = 80</i>	<i>E = 0.15</i>
<i>N 11</i>	<i>F2 = 0.16</i>	<i>F1 = 0.15</i>	<i>FM = 1.15</i>	<i>KZ = 92</i>	<i>E = 0.15</i>
<i>N 12</i>	<i>F2 = 0.13</i>	<i>F1 = 0.09</i>	<i>FM = 1.34</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.05</i>
<i>N 13</i>	<i>F2 = 0.09</i>	<i>F1 = 0.07</i>	<i>FM = 0.90</i>	<i>KZ = 38</i>	<i>E = 0.05</i>
<i>N 14</i>	<i>F2 = 0.07</i>	<i>F1 = 0.06</i>	<i>FM = 0.60</i>	<i>KZ = 64</i>	<i>E = 0.05</i>
<i>N 15</i>	<i>F2 = 0.06</i>	<i>F1 = 0.05</i>	<i>FM = 0.50</i>	<i>KZ = 80</i>	<i>E = 0.05</i>
<i>N 16</i>	<i>F2 = 0.05</i>	<i>F1 = 0.05</i>	<i>FM = 0.38</i>	<i>KZ = 90</i>	<i>E = 0.05</i>
<i>N 17</i>	<i>F2 = 0.05</i>	<i>F1 = 0.05</i>	<i>FM = 0.30</i>	<i>KZ = 95</i>	<i>E = 0.05</i>
<i>N 18</i>	<i>F2 = 0.07</i>	<i>F1 = 0.05</i>	<i>FM = 0.56</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.00</i>
<i>N 19</i>	<i>F2 = 0.05</i>	<i>F1 = 0.04</i>	<i>FM = 0.41</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.00</i>
<i>N 20</i>	<i>F2 = 0.04</i>	<i>F1 = 0.03</i>	<i>FM = 0.27</i>	<i>KZ = 0</i>	<i>E = 0.00</i>

Время работы программы составило 110 сек.

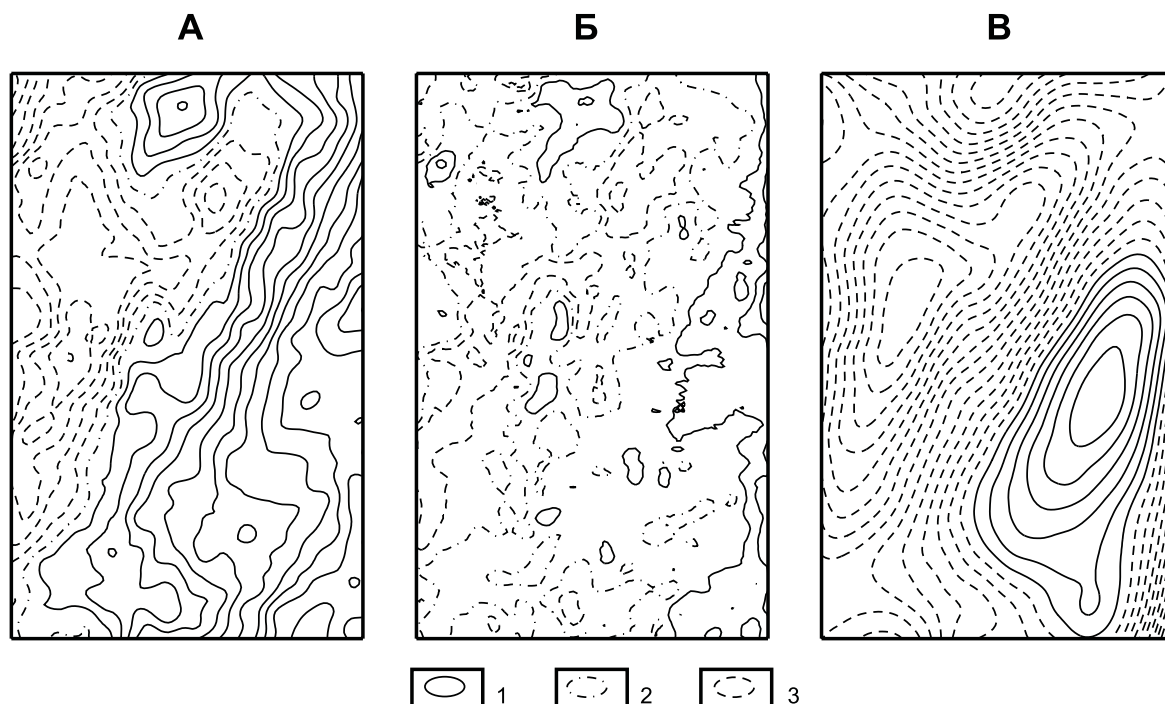


Рис. 25. Трансформация потенциального поля (программа APGRV). Норильский район.

А – исходное поле Δg ; Б – 1-ая вертикальная производная V_{zz} ; В – гравитационный потенциал V .
Изоаномалы поля: 1 - положительные; 2 - нулевые; 3 - отрицательные.

Примечания: трансформанты V_{zz} и V рассчитаны на горизонтальной плоскости $z = -250$ м.

Таблица 15

Характеристика итерационного процесса подбора физических параметров аппроксимирующих поле источников

Номер итерации	Показатели качества решения задачи		
	F2, усл. ед.	F1, усл. ед.	FM, усл. ед.
1	0.87	0.73	5.5
5	0.55	0.52	3.77
10	0.16	0.12	1.20
15	0.06	0.05	0.38
18	0.03	0.02	0.23

За 18 итераций была достигнута высокая степень совпадения наблюдаемого и модельного полей; время решения задачи составило 6 часов 32 минуты 22 секунды.

3.3. Истокообразная аппроксимация гравитационного и магнитного полей, заданных в узлах неравномерной сети

Более общая постановка задачи истокообразной аппроксимации подразумевает задание значений исходного потенциального поля U на негоризонтальной поверхности $z = z(x, y)$ в узлах нерегулярной сети. В практике полевых геофизических измерений получить значения поля в узлах равномерной сети крайне сложно, поэтому матрица U всегда формируется с помощью того или иного алгоритма интерполяции, от которого зависит достоверность новых, синтезированных представлений о поле U . Именно эти представления затем используются для интерпретации и составления карт. Истокообразная аппроксимация позволяет не только осуществлять различные трансформации поля U , как это было показано в предыдущем разделе, но и проводить восстановление значений по-

тенциального поля U^* в узлах регулярной сети. При этом обеспечивается выполнение фундаментального требования к методу интерполяции – «устойчивость в отношении влияния случайной компоненты поля и к изменению сети исходных данных, определяющее точность результатов» [5].

Ниже представлен оригинальный алгоритм истокообразной аппроксимации геопотенциальных полей, позволяющий проводить их интерполяцию и трансформацию при резко неоднородных сетях наблюдения и большом количестве точек измерений (до 100000 и более). Созданный алгоритм развивает предложенный В.И. Ароновым подход к интерполяции гармоническими функциями [4, 6], но отличается от ранее выполненных разработок пошаговым выделением компонент поля путем усреднения в скользящем окне и адаптивной процедурой определения геометрических параметров аппроксимационной конструкции. Задача аппроксимации сводится к определению физических характеристик совокупности аномалиеобразующих тел путем решения последовательности хорошо обусловленных СЛАУ. В процессе решения задачи исходное потенциальное поле U , зафиксированное в M произвольно расположенных точках области P , аппроксимируется полем U^* источников, расположенных ниже поверхности наблюдений.

В качестве эквивалентных источников в данном случае используются сферы (точечные массы), при априори заданном пространственном расположении которых необходимая степень близости полей U и U^* может быть достигнута путем определения их физических параметров p (плотности или намагниченности) в результате решения линейной обратной задачи. Определенную сложность представляет именно определение пространственного расположения (координат $\{\xi, \zeta, \eta\}$ центров) сфер, т.к. при этом нужно учитывать два противоречивых требования:

- устойчивое решение обратной линейной задачи для сеточной модели среды (3.12) возможно лишь в случае, когда глубины залегания источников и расстояния между узлами сети отличаются не более, чем в 2 раза (причем это соотношение должно выдерживаться для всей области P , т.к. в противном случае числа обусловленности матрицы, определяющей взаимосвязь между исходным полем и физическими параметрами источников, резко возрастают);
- глубины расположения эквивалентных источников H жестко связаны с радиусами автокорреляции аномалий поля U , т.е. для эффективной интерполяции региональной компоненты поля необходимы сравнительно большие значения H , а для локальной – малые.

Для того, чтобы удовлетворить этим требованиям, целесообразно провести декомпозицию задачи – располагать источники на разных уровнях $S_1, S_2, S_3, \dots$, последовательно приближая их к поверхности S и выбирая все более высокочастотные составляющие поля в ходе итерационного процесса. Аномальный эффект U^* данной аппроксимационной конструкции определяется выражением:

$$U^*(x, y, z) = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^N p_{ij} \Phi_{ij} \quad (3.19)$$

где k – количество уровней (глубин) размещения сфер; Φ – гармонические функции, определяющие магнитное или гравитационное поле U^* единичной сферы при $\sigma = 1 \text{ г/см}^3$ или $J=0.01 \text{ А/м}$, соответственно; p – параметры, линейно связанные с массой или намагниченностью сфер; $N=N(i)$ – количество сфер на i -ом уровне: $i = 1, 2, 3, \dots, k$.

Например, для гравитационного поля Δg :

$$\Phi = (\zeta - z) / [(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2} \quad (3.20)$$

Для декомпозиции задачи необходимо также выбрать подмножества точек исходного поля $M_1, M_2, \dots, M_k$ аномальный эффект U^* в которых можно условно увязать с определенными уровнями расположения эквивалентных источников $N_1, N_2, \dots, N_k$. Тогда задачу аппроксимации можно свести к решению последовательности СЛАУ:

$$\Phi \mathbf{p}_i = \bar{U}(M_i) \quad (3.21)$$

где Φ – матрица коэффициентов (истокообразных функций); $\bar{U}(M_i)$ – вектор значений поля в точках $M_i: i = 1, 2, \dots, k$; $\mathbf{p}_i$ – вектор неизвестных физических параметров источников; при этом в процессе вычислений необходимо периодически исключать поля источников с уже определенными параметрами $\mathbf{p}_i$ из общей совокупности значений $\mathbf{U}$.

Подмножества точек $M_1, M_2, \dots, M_k$ В.И Ароновым выбираются, как уже упоминалось в разделе 3.1, исходя из структуры сети задания исходного поля [5, 41], при этом $M_i \subseteq M, i = 1, 2, \dots, k$; $M_k = M$. Как очевидно, в этом случае на последнем этапе построения аппроксимации необходимо проводить решение СЛАУ, состоящей из M уравнений с M неизвестными.

Автором предлагается несколько иной вариант декомпозиции задачи: поле U разделяется по частоте на несколько составляющих $\bar{U}_1, \bar{U}_2, \dots, \bar{U}_k$, при этом пространственное расположение точек, в которых определяются эти составляющие, в общем случае не совпадает с точкам задания исходного поля U : $M_i \cup M = \emptyset, i = 1, 2, \dots, k$. Значения каждой составляющей относятся к узлам равномерной квадратной сети, шаг сети зависит от энергетического спектра функции $\bar{U}_i$ и последовательно сгущается по мере увеличения частот. Таким образом можно обеспечить устойчивое решение каждой из СЛАУ при построении аппроксимации вида (3.19).

С целью разделения поля U на составляющие используется следующий прием: на каждом шаге процесса вычислений область P сканируется скользящим окном размером $R_s \times R_s$, значения поля в пределах окна усредняются и приписываются центру окна. Первоначально выбирается размер скользящего окна, сопоставимый с размером области P задания поля, затем площадь окна последовательно уменьшается. Глубины H размещения сфер на данном i -ом уровне линейно связаны с длиной стороны окна R_s : $H = \alpha R_s, 1 \leq \alpha \leq 2$.

Следовательно, при малом числе источников поля (т.е. при достаточно больших значениях R_s), сравнительно глубоко залегающими эквивалентными источниками аппроксимируется низкочастотная (региональная) компонента $\bar{U}_i$ поля U . С уменьшением величины R_s , которое происходит в геометрической прогрессии (например – $R_s, R_s/2, R_s/4, R_s/8, R_s/16, \dots$), источники приближаются к поверхности наблюдений S и учитываются все более высокочастотные (локальные) составляющие $\bar{U}_i$ поля U . При $R_s \rightarrow 0$ сферы располагаются практически под точками M задания поля U . В силу этого соблюдается принцип локализации влияния компонент поля, что является отличительной чертой разработанного алгоритма. Суть данного принципа, общего для всех методов интерполяции, может быть сформулирована следующим образом: «наиболее правильным считается тот вариант интерполяции, при котором региональный фон выдерживается на большей части площади, а локальные осложнения распространяются на ограниченную по размерам область,

отвечающую зоне влияния точек с резко отличающимися от фона значениями поля» [5].

В случае, если поле U задано на негоризонтальной поверхности $S: z_s = z(x, y)$ точкам поля $\bar{U}_i$ приписываются усредненные в пределах скользящего окна значения аппликат (высот) $\bar{z}_i$.

Физические характеристики сфер определяются путем решения линейной обратной задачи. СЛАУ (3.21) решается методом Зейделя, качество решения контролируется в метрике Чебышева на множествах точек $M_1 \in P, M_2 \in P, \dots, M_k \in P$, (при внутреннем цикле расчета):

$$\max |\bar{U} - U^*| \leq \varepsilon_1 \quad (3.22)$$

и в квадратичной метрике на исходном множестве точек $M \in P$ (при внешнем цикле расчета):

$$\|\tilde{U} - U^*\|^2 \leq \varepsilon_2 \quad (3.23)$$

где ε_1 - заданная точность аппроксимации, соизмеримая с погрешностью наблюдений; ε_2 - точность решения задачи, соизмеримая с точностью съемки, а поле $\tilde{U}$ представляет собой разность между исходным полем U и полем U^* , обусловленным уже определенными компонентами аппроксимационной конструкции (3.19).

В случае, если в скользящее окно попадают точки нерегулярной сети для которых выполняется условие $|\tilde{U}| \leq \varepsilon_1$, то этими точками при определении значения поля $\tilde{U}$ в центре окна пренебрегают. Если вышеуказанное условие выполняется для всех точек внутри окна, то сфера под центром окна не помещается.

Как очевидно, количество аппроксимирующих сфер N , размещающихся на каждом уровне $S = S_1, S_2, S_3, \dots$ всегда меньше общего числа точек: $N < M$, что обеспечивает решение задач весьма большой размерности при сравнительно небольших затратах машинного времени.

Критериями завершения решения задачи являются: окончание перебора заданного количества k уровней глубин; (или) достижение требуемой точности решения (3.23); (или)

проявление тенденции к расхождению итерационного процесса $F_{i+1} > F_i$, $F = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M (\tilde{U}_j - U_j^*)^2$

(на его завершающей стадии).

Алгоритм истокообразной аппроксимации выглядит следующим образом:

1. Исключение постоянной составляющей из поля U .
2. Формирование массива моделируемого поля $\tilde{U} : \tilde{U}_j = U_j, j = 1, 2, \dots, M$
3. Выбор начального значения R_s .
4. Внешний цикл: перебор уровней (поверхностей) S_i ($i = 1, 2, 3, \dots, k$) размещения аппроксимирующих сфер (обычно $k = 6-8$).
5. Внутренний цикл 1: сканирование области P скользящим окном $R_s^i \times R_s^i$: выделение составляющей $\bar{U}$, усреднение высотных отметок поверхности наблюдений, определение координат (ξ, η, ζ) для N_i сфер.
6. Внутренний цикл 2: решение СЛАУ (3.21) методом Зейделя, вычисления завершаются после выполнения условия (3.22) или после заданного количества итераций.

7. Внутренний цикл 3: восстановление поля U_i^* в M узлах нерегулярной сети и исключение его из моделируемого поля $\tilde{U}_{i+1} = \tilde{U}_i - U_i^*$
8. Запись в типизированный файл результативных параметров аппроксимации - $\{\xi_j, \eta_j, \zeta_j, p_j\}, j = 1, 2, \dots, N_r$.
9. Оценка (3.23) качества решения (в случае выполнения критериев завершения решения задачи вычислительный процесс останавливается).
10. Выбор нового значения $R_s : R_s^{i+1} = R_s^i/2$ и переход к пункту 4.
11. Завершение счета.

Восстановление значений поля в узлах прямоугольной сети или трансформация поля осуществляются путем решения прямой задачи от аппроксимационной конструкции с известными физическими и геометрическими параметрами, представляющей собой эквивалентную модель среды. Вид оператора решения прямой задачи $\Phi^* = \Phi^*(x, y, z, \xi, \zeta, \eta)$ определяется постановкой задачи, например для гравитационного поля Δg :

- при интерполяции $\Phi^* = \Phi$ (3.20);
- при вычислении потенциала V (первообразной): $\Phi^* = 1/R$, где $R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$;
- при вычислении 1-ой вертикальной производной гравитационного поля V_{zz} : $\Phi^* = [2(\zeta - z)^2 - (\xi - x)^2 - (\eta - y)^2]/R^5$.

Реализующая описанный алгоритм программа ANMOD выполнена с использованием системы визуального объектно-ориентированного программирования Delphi 4, работающей под управлением 32-разрядных ОС Windows 95/98/2000/NT. Помимо удобного интерфейса пользователя, на создание которого требуются минимальные трудозатраты программиста, при разработке приложений для Windows 32 с помощью Delphi 4 реализуются преимущества защищенного режима работы процессора. Это влечет за собой принципиально новые алгоритмические решения, повышенную скорость вычислений и увеличение точности получаемых результатов. В частности, отсутствуют практически ощутимые ограничения на объем исходных данных, размещаемых в динамических массивах, размерность которых зависит только от объема оперативной памяти компьютера (для размещения 262144 вещественных чисел при используемом single-формате записи исходных данных требуется 1 Мбайт).

Исходные данные представляют собой совокупность векторов (x, y, z, U) , каждый из которых характеризует пространственное положение и амплитуду исходного поля в одной точке. Данные записываются в виде текстового файла, в формате ГИС SURFER (dat - файл). В процессе вычислений создается файл значений поля в узлах регулярной сети (grd-файл), расположенных либо на горизонтальной плоскости $z=0$, либо на криволинейной поверхности, охарактеризованной априори заданными значениями высот результативных точек $z = z(x, y)$. Все преобразования могут проводиться как с учетом координат z (в 3D-варианте), так и без их учета (в 2D-варианте).

Протокол работы программы ANMOD записывается в текстовый файл с именем protokol.txt (таб. 16).

Помимо восстановления значений исходного потенциального поля в узлах регулярной сети, предусмотрено вычисление различных трансформант, в частности для поля силы тяжести Δg (V_z) вычисляются: 1-ая и 2-ая вертикальные производные V_{zz} и V_{zzz} ; горизонтальные производные V_{xz} и V_{yz} ; модуль полного горизонтального градиента $(V_{xz}^2 + V_{yz}^2)^{0.5}$; кривизна уровенной поверхности $V_{\Delta} = V_{yy} - V_{xx}$; гравитационный потенциал V .

Приведем несколько модельных и практических примеров, характеризующих представленный алгоритм и программу ANMOD.

**Параметры, характеризующие процесс подбора аппроксимационной конструкции,
отображаемые программой ANMOD**

Обозначение параметра	Характеристика параметра
№	Номер итерации
Rs	Длина стороны скользящего окна
F2	Среднеквадратическое расхождение полей
FM	Максимальное (по модулю) расхождение полей
KS	Число сфер на данном уровне

Примечание: глубина H до центров сфер (измеряемая от поверхности наблюдений S) определяется соотношением $H = 1.5R_s$.

Рассмотрим построение эквивалентной модели геологической среды по полю силы тяжести Δg , заданному на площади 16 кв. км в 200 точках неравномерной сети с помощью программы ANMOD:

**ПРОТОКОЛ ПОДБОРА ПАРАМЕТРОВ
АППРОКСИМАЦИОННОЙ КОНСТРУКЦИИ**

Итерация N 1	$R_s = 0.9981$	$F2 = 0.74$	$FM = 0.99$	$KS = 16$
Итерация N 2	$R_s = 0.4991$	$F2 = 0.14$	$FM = 0.28$	$KS = 62$
Итерация N 3	$R_s = 0.2495$	$F2 = 0.03$	$FM = 0.09$	$KS = 139$
Итерация N 4	$R_s = 0.1248$	$F2 = 0.01$	$FM = 0.10$	$KS = 171$
Итерация N 5	$R_s = 0.0624$	$F2 = 0.01$	$FM = 0.10$	$KS = 143$

Начало работы программы: 6:12:19

Завершение работы программы: 6:12:20

Задача была решена всего за 5 итераций. Разложение поля U на составляющие $\bar{U}$ графически проиллюстрировано рисунком 26. Заметно, что с увеличением частоты резко уменьшается вклад соответствующей компоненты в суммарное поле. Энергия (средний квадрат амплитуды) поля $\bar{U}$ по мере построения аппроксимационной конструкции изменяется следующим образом: уровень 1 – 0.081 мГал; уровень 2 – 0.036 мГал; уровень 3 – 0.004 мГал; уровень 4 – 0.0017 мГал; уровень 5 – 0.000007 мГал.

Модельное поле силы тяжести Δg , обусловленное тремя прямоугольными призмами, параметры которых приведены в табл. 17, зафиксировано на рельефе, характеризующемся перепадом высотных отметок более 400 м (рис. 27). Поле рассчитано путем решения прямой задачи в 41×41=1681 точке, в узлах сети 100×100 м.

В пределах этого участка площадью 16 кв. км случайным образом были выбраны координаты 40 узлов, в которых также были определены значения поля Δg от трех призм. Эти узлы были использованы в качестве исходных данных при подборе аппроксимационной модели среды с помощью программы ANMOD, в результате выполнения 5 итераций была получена высокая степень совпадения исходного и модельного полей: $F2 = \pm 0.07$ мГал, $FM = 0.02$ мГал. Поле Δg^* , обусловленное эквивалентной моделью среды, восстанавливалось в точках сети 100×100 м в 3D-варианте (т.е. при решении прямой задачи учитывались координаты z результативных точек и узлов исходной нерегулярной сети).

Кроме того, для интерполяции поля в 1681 точке равномерной сети использовались метод крайгинга и метод взвешенных расстояний. Как очевидно из рассмотрения рис. 27, способ интерполяции, базирующийся на истокообразной аппроксимации поля Δg , характеризуется более высокой точностью, чем другие использованные методы.

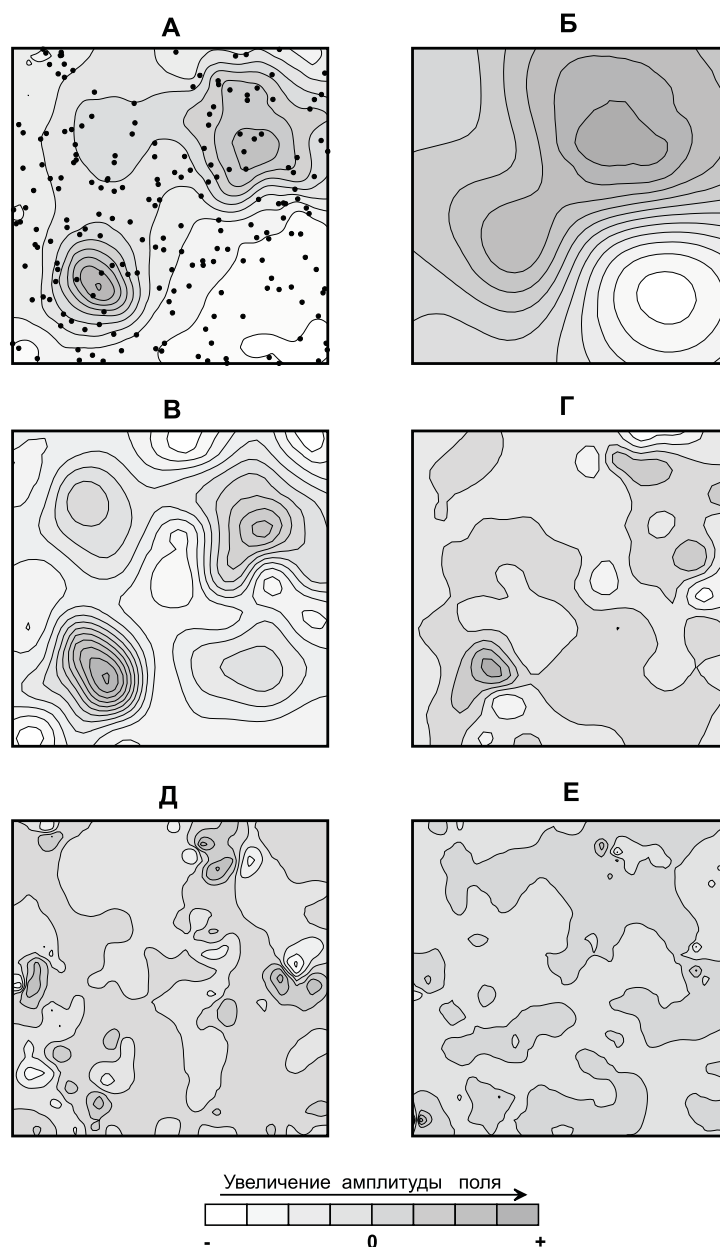


Рис. 26. Последовательность построения эквивалентной модели геологической среды по полю силы тяжести, заданному в узлах нерегулярной сети на криволинейной поверхности. Программа ANMOD.

А - суммарное гравитационное поле от 5 уровней расположения аппроксимирующих масс (нанесены точки исходной сети); Б - Е - поля, обусловленные массами, расположенными на 1,2,..., 5 уровнях (соответственно). Примечание: поле восстановлено в $41 \times 41 = 1681$ точке равномерной сети.

Таблица 17

Геометрические параметры и избыточная плотность модельных призм

Номер призмы	Координаты центра основания, км		Глубины оснований, км		Сторона основания L , км	Избыточная плотность σ , г/куб.см
	X	Y	Верхнего Z_1	Нижнего Z_2		
1	1.25	3.0	0.1	0.5	1.0	0.2
2	3.25	3.0	0.0	0.25	1.5	0.1
3	1.0	1.0	0.3	1.0	0.5	0.25

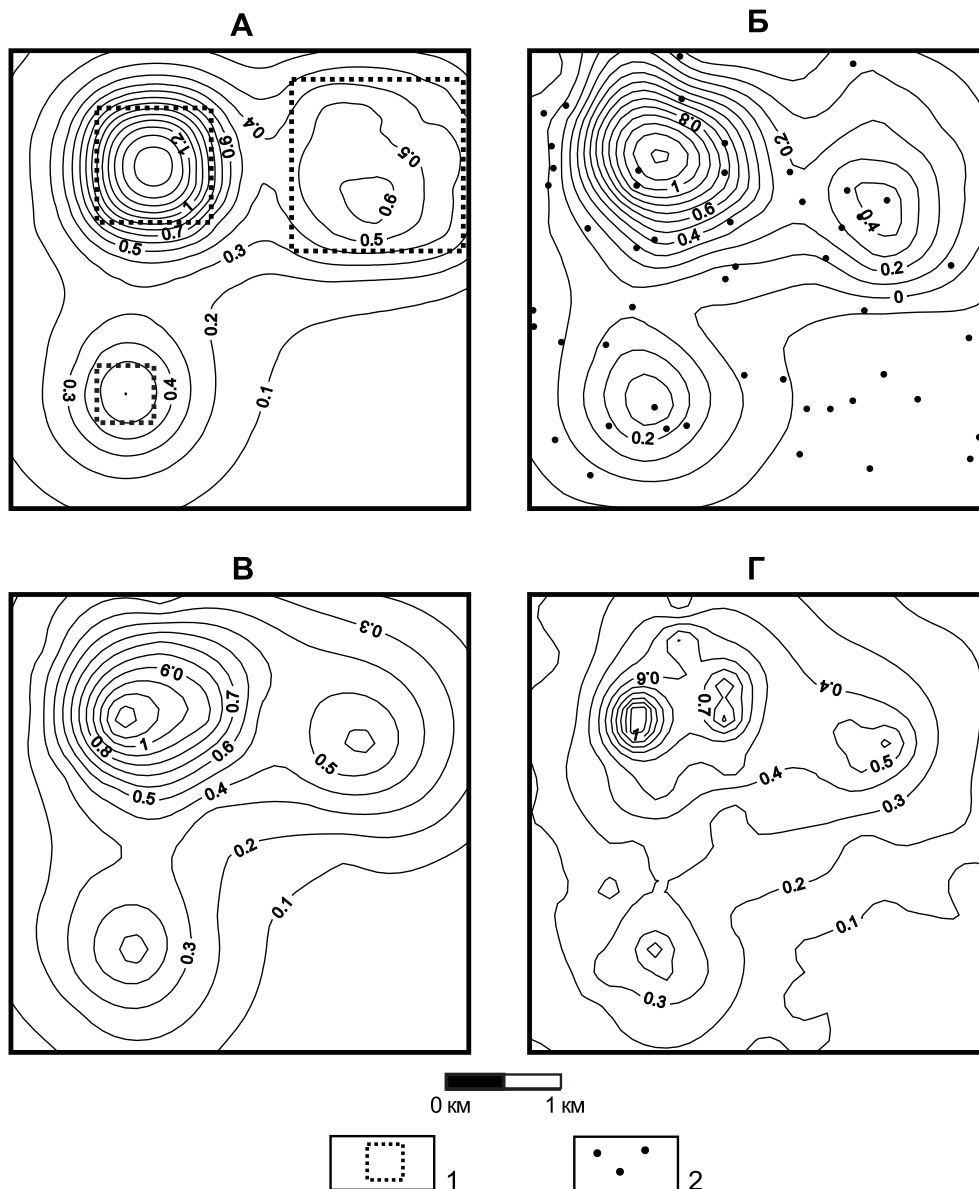


Рис. 27. Сопоставление различных способов интерполяции поля силы тяжести.

А - модельное поле 3-х призм на криволинейной поверхности (сеть 100×100 м); Б - результаты 3D-интерполяции поля программой ANMOD; В - интерполяция методом крайгинга (программа SURFER 7.0); Г - интерполяция методом взвешенных расстояний (программа LOBAS).

1 - модельные призмы; 2 - точки задания поля.

Примечания:

- 1). предварительно выполнялось исключение постоянной составляющей поля А с амплитудой 0.33 мГал;
- 2). СКО полей А и Б - $\pm 0,069$ мГал; полей А и В - $\pm 0,074$ мГал; полей А и Г - $\pm 0,142$ мГал.

Однако, даже высокоточные пересчеты полей не способны восполнить недостаток информации при полевых измерениях, что иллюстрирует модельный пример, представленный на рис. 28. На рис. 28.А приведено полученное путем решения прямой задачи поле Δg на уровне $z = -1000$ м от модели, состоящей из трех призм (табл. 17). Сеть расчета – равномерная, 100×100 м. Поле Δg^* на рис. 28.Б является результатом пересчета поля на горизонтальную плоскость $z = -1000$ м, выполненного программой ANMOD. Исходное

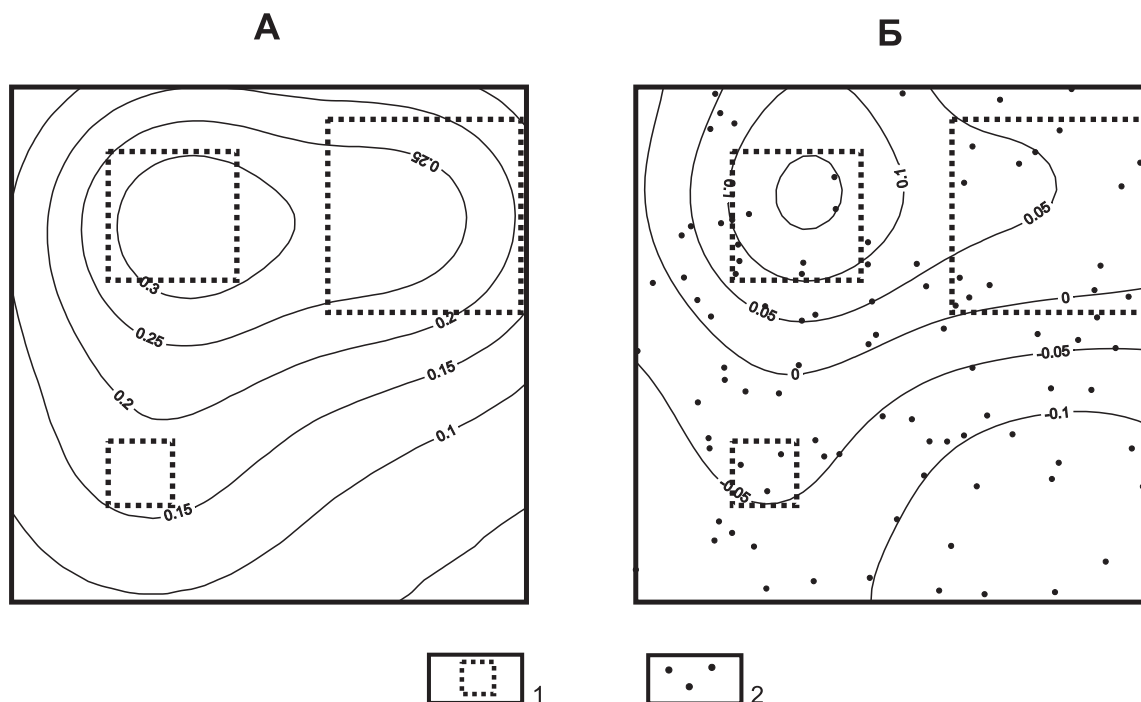


Рис. 28. Гравитационное поле 3-х призм на уровне $z = -1000$ м в узлах сети 100×100 м, полученное: путем решения прямой задачи (А); путем пересчета с использованием программы ANMOD при предварительном разрежении сети исходных данных (Б).

1 - гравитирующие призмы; 2 - точки задания поля.

Примечание: перед пересчетом выполнялось исключение постоянной составляющей поля 0.33 мГал.

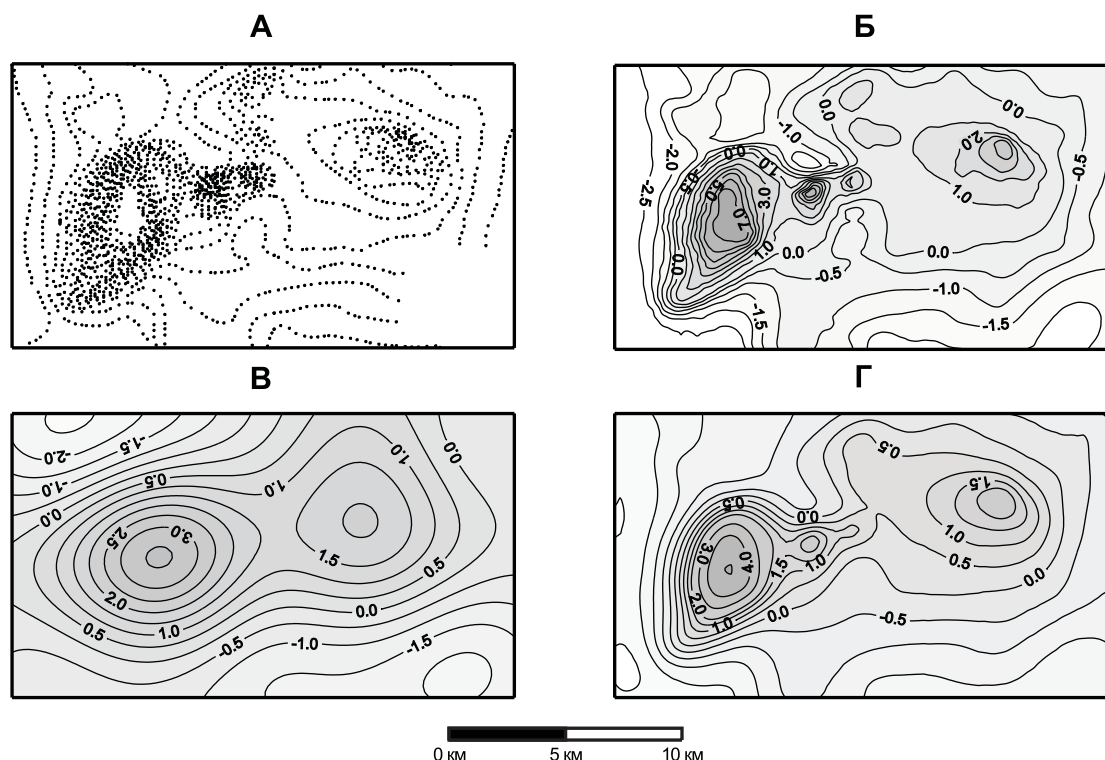


Рис. 29. Восстановление значений магнитного поля в узлах регулярной сети и выделение регионального фона. Тейское железорудное месторождение (республика Хакасия).

А - точки задания исходных значений аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$; Б - карта изодинам аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$, мЭ; В - карта региональной составляющей поля $(\Delta T)_a$, мЭ; Г - карта изодинам аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ на высоте 500 м над уровнем съемки, мЭ.

поле Δg было задано на поверхности рельефа по неравномерной сети в 100 точках (координаты x, y получены путем генерации случайных чисел, закон распределения – равномерный, $(0 \leq x \leq 4 \text{ км}, 0 \leq y \leq 4 \text{ км})$; сеть восстановленного поля Δg^* - также $100 \times 100 \text{ м}$. Очевидные различия между двумя полями обусловлены различиями в плотности «сети наблюдений» примерно в 16.8 раза.

Эквивалентные сеточные модели геологической среды, состоящие из разноглубинных источников, могут применяться для разделения потенциального поля на региональную и локальную составляющие.

Исходными данными для интерполяции и трансформации аномального магнитного поля над Тейским железорудным месторождением (республика Хакасия) являлись результаты векторизации карты изодинам $(\Delta T)_a$, построенной по результатам аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 (Куликов, 1979 г). Данные вводились с помощью дигитайзера в процессе создания банка аэрогеофизических данных по республике Хакасия (Федоренко, 1998 г), при этом сеть точек являлась достаточно неоднородной (рис. 29.А).

В результате интерполяции восстановлено магнитное поле $(\Delta T)_a$ в узлах достаточно густой квадратной сети $250 \times 250 \text{ м}$ (рис. 29.Б), количество уровней размещения аппроксимирующих сфер $k = 6$, точность аппроксимации сопоставима с точностью выполненной АМС: $F2 = \pm 0.2 \text{ мЭ}$. При $k = 2$ была получена региональная (низкочастотная) компонента магнитного поля, обусловленная магнитными массами, находящимися на глубинах более 2.3 км (рис. 29.В).

Данный способ выделения регионального фона учитывает его физико-геологическую природу – обусловленность глубинными объектами и соответствие характера фона сглаженной (в данной случае - усредненной) составляющей исходного поля $(\Delta T)_a$ [89]. Поле аппроксимационной конструкции восстанавливалось также на высоте 500 м выше поверхности наблюдений, что обеспечивало сглаживающую фильтрацию исходных данных (рис. 29.В).

Время решения вышеописанной задачи при объеме данных 3580 точек нерегулярной сети и 4784 результативных точках, на компьютере с процессором Intel Pentium-133 составило 1 минуту 33 секунды, что свидетельствует о высокой технологичности разработанного алгоритма.

Затраты времени на построение истокообразных аппроксимаций полей при увеличении объема исходных данных резко возрастают, однако остаются сравнительно небольшими и не создают принципиальных ограничений на решение практических задач большой размерности.

Последний в данном разделе практический пример иллюстрирует преобразования магнитного поля $(\Delta T)_a$, измеренного в пределах одного листа карты 1:50 000 масштаба над Вологодчанской трапповой мульдой (Норильский район). Значения аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ заданы в 28376 точках; построение эквивалентной магнитной модели было выполнено за 7 итераций; точность полученного результата $F2 = \pm 7.1 \text{ нТл}$ близка точности съемки, при этом в отдельной точке «пиковое» расхождение полей FM (амплитуда отбракованной помехи) достигает 186.6 нТл. Время вычислений на компьютере с процессором P-II Celeron с тактовой частотой 500 МГц составило 69 мин. 36 сек, последующее восстановление поля $(\Delta T)_a$ на любой поверхности или расчет требуемой трансформанты занимает значительно меньше времени.

Магнитное поле, полученное путем пересчета значений $(\Delta T)_a$, зафиксированных на высоте 250 м, на уровень 2000 м, в целом напоминает наблюдаемое поле на этом уровне (рис. 30). Различия обусловлены, в первую очередь, редкой сетью съемочных маршрутов, выполненных на высоте 2000 м.

Поле $(\Delta T)_a$, создаваемое глубокозалегающими магнитными массами ($H_l = 5265 \text{ м}$,

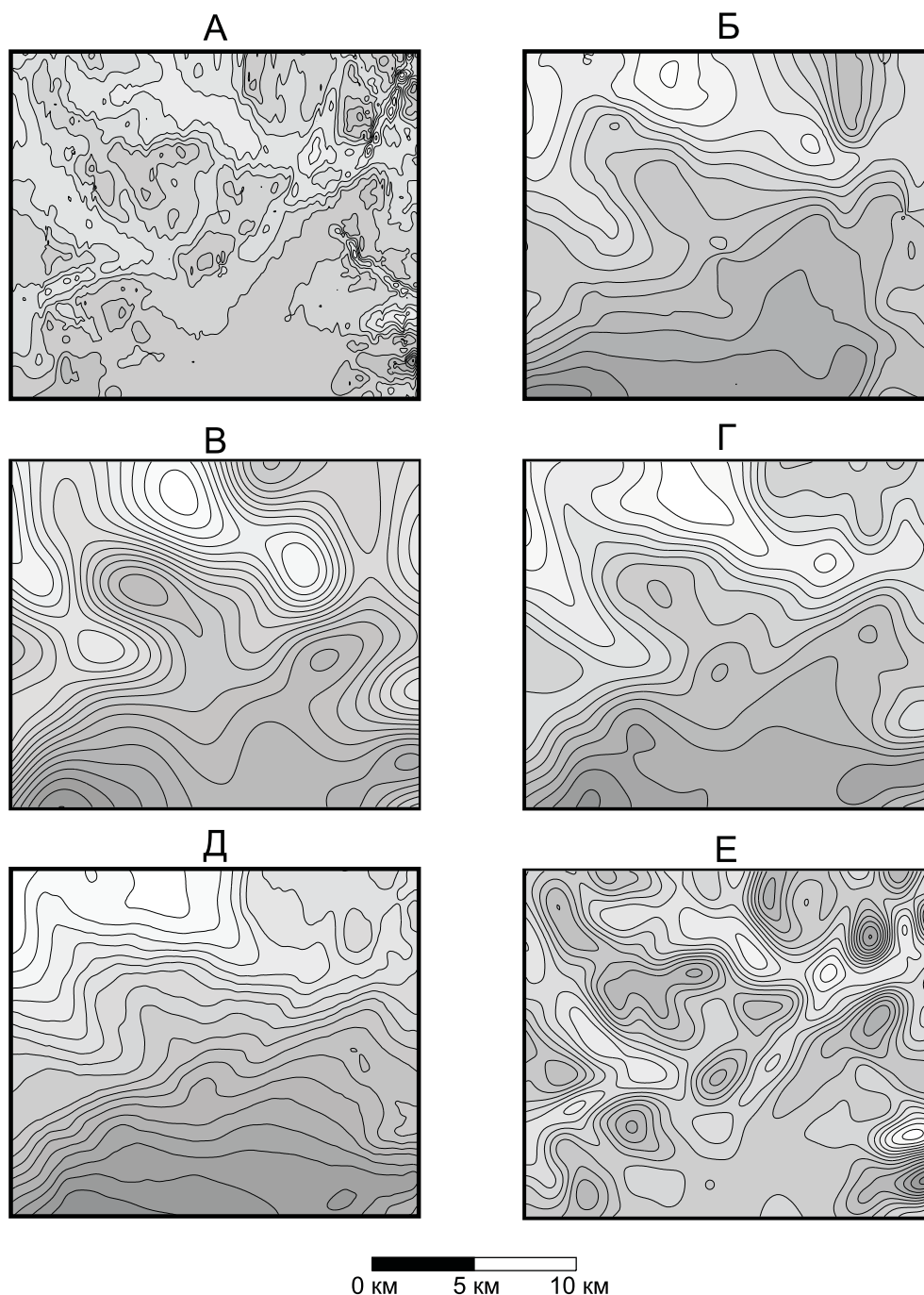


Рис. 30. Преобразования аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ на основе построения эквивалентной модели геологической среды. Вологодчанская трапповая мульда (Норильский район).

А - наблюдаемое магнитное поле $(\Delta T)_a$ при съемке на высоте 250 м; Б - наблюдаемое магнитное поле $(\Delta T)_a$ при съемке на высоте 2000 м; В - региональный фон, обусловленный глубокозалегающими магнитными сферами; Г - магнитное поле $(\Delta T)_a$, полученное путем пересчета поля А на высоту 2000 м; Д - псевдогравитационное поле Δg_{ps} ; Е - 2-ая вертикальная производная поля А на высоте 1000 м.
Примечание: более темные тона раскраски карт изолиний отвечают большей интенсивности магнитного поля или его трансформант.

$H_2 = 2632$ м), близко по морфологии полю на высоте 2000 м, также несущему информацию о глубинных магнитных объектах исследуемой площади. Это еще раз подтверждает правомерность выделения геологически-содержательного регионального фона путем построения эквивалентной модели среды при ограниченном числе и больших глубинах залегания аномалиеобразующих тел.

Особенности глубинного строения рассматриваемой территории отчетливо отражаются на карте псевдогравитационного поля Δg_{ps} (рис. 30.Д). Для выделения локальных аномалий использовалась полосовая (режекторная) фильтрация полей, выполняющаяся в процессе вычисления 2-ой вертикальной производной на плоскости, расположенной выше поверхности измерений. При этом, за счет увеличения высоты, сглаживаются мелкие неоднородности поля, не несущие полезной информации при данном масштабе исследований, а за счет дифференциального преобразования происходит подавление низкочастотной (фоновой) компоненты (рис. 30.Е).

Известно, что задачи интерполяции в общем случае характеризуются неоднозначностью и неустойчивостью решений. Но, в отличие от обратных задач геофизики, в данном случае дополнительным осложняющим фактором является неоднородность сети задания исходных данных. Для гравиметрии этот фактор не столь важен, т.к. при выполнении площадных съемок высокая анизотропия сети наблюдений не допускается «Инструкцией ...» [63]. Однако, при работе с другими типами геолого-геофизической информации, устойчивость интерполяционных решений по отношению к сети задания исходного параметра крайне важна.

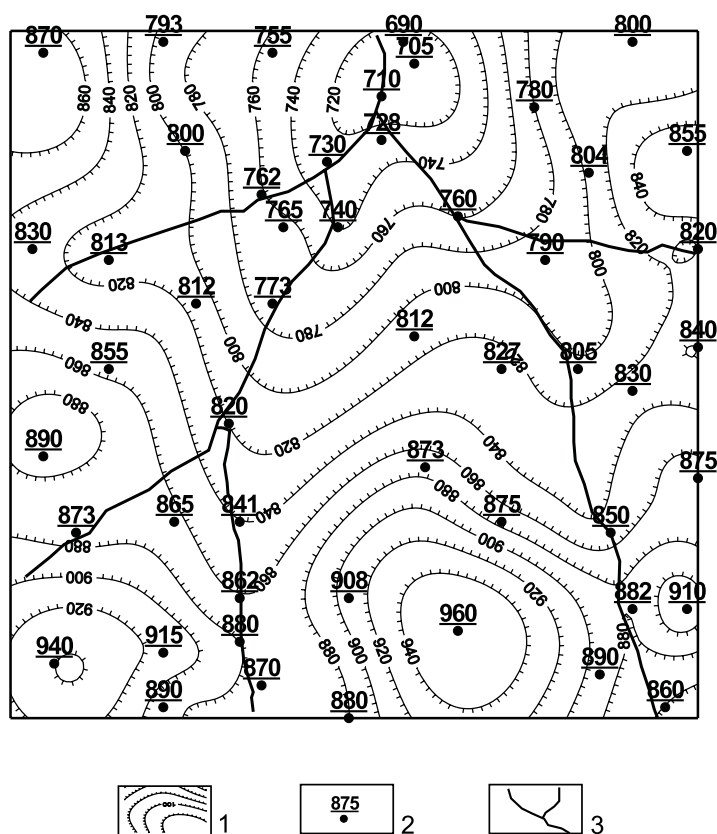


Рис. 31. Карта изогипс рельефа местности, построенная с помощью интерполяции высотных отметок истокообразными функциями.

1 - изогипсы рельефа, футы; 2 - исходные отметки высот, футы; 3 - водотоки.

Примечания: в качестве исходных данных использованы материалы из книги Дж. С. Дэвиса «Статистический анализ данных в геологии».

С помощью данного алгоритма, при использовании 10 уровней k размещения аппроксимирующих масс, возможно получение устойчивых интерполяционных решений при изменениях расстояний между ближайшими точками нерегулярной сети в 512 раз (т.к. в этом случае отношение $R_s^{max}/R_s^{min} = 512$). За счет гармонического характера функции Φ обеспечивается также хорошее качество экстраполяции исходных данных. Это предопределяет принципиальную возможность использования программы ANMOD для решения многих практических задач восстановления значений параметров, заданных в произвольно расположенных точках пространства, например - для интерполяции высотных отметок рельефа дневной поверхности или для построения структурных карт по данным бурения.

Возможности 2D-интерполяции высотных отметок рельефа местности аппроксимационным методом проиллюстрируем на фактическом материале, представленном в известной работе Дж. С. Дэвиса [59] для сопоставления различных методов построения карт в изолиниях. Полученная карта изогипс рельефа (рис. 31) хорошо согласуется с исходными данными и выглядит более гладкой по сравнению с картой, построенной методом триангуляции.

3.4. Истокообразная аппроксимация аномалий естественного электрического поля

Метод естественного электрического поля (ЕЭП) широко применяется в рудной электроразведке при поисках и разведке месторождений сульфидных руд, геологическом картировании графитизированных и пиритизированных горных пород, а также при решении гидрогеологических и геоэкологических задач. Интерпретация данных метода ЕЭП сводится, преимущественно, к визуальному анализу карт графиков и изолиний потенциала U_0 ЕЭП. Для количественной оценки параметров аномалиеобразующих объектов применяются простые аналитические приемы, базирующиеся на взаимосвязи амплитуды и градиента аномалий U_0 с размерами и глубинами залегания тел правильной геометрической формы, а также графические (палеточные) методы [102]. Следует отметить, что все существующие методы количественной и качественной интерпретации аномалий ЕЭП подразумевают задание поля U_0 на плоской поверхности наблюдений, т.е. являются не адекватными реальным физико-геологическим условиям проведения геофизических наблюдений.

Поля естественно поляризованных проводников во внешней области описываются гармоническими функциями, т.е. для потенциала U_0 ЕЭП справедливо уравнение Лапласа:

$$\frac{d^2 U_0}{dx^2} + \frac{d^2 U_0}{dy^2} + \frac{d^2 U_0}{dz^2} = 0 \quad (3.24)$$

Следовательно, имеется принципиальная возможность использования в методе ЕЭП математического аппарата, разработанного для аппроксимации внешних элементов гравитационного и магнитного полей, базирующегося на построении эквивалентных моделей геологической среды. При этом исходное потенциальное поле с фиксированной точностью аппроксимируется полем произвольной совокупности элементарных тел, что теоретически обосновано теоремой единственности теории потенциала. Однако, в отличие от гравиметрии, при наличии в модели нескольких поляризованных тел отмечается их электрическое взаимодействие, что осложняет расчет создаваемого ими ЕЭП.

Аналитическая аппроксимация аномалий ЕЭП осуществляется путем определения вектора параметров Ω эквивалентной модели среды - совокупности поляризованных сфер,

заведомо не адекватной изучаемым природным объектам, но обеспечивающей требуемую степень близости наблюдаемого U_0 и модельного U_0^* полей. Внешнее поле единичной сферы U_s с координатами центра (ξ, η, ζ) в точке (x, y, z) безграничной изотропной среды выражается формулой [102]:

$$U_s(x, y, z) = -P \frac{\zeta - z}{\left[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2 \right]^{3/2}} \quad (3.25)$$

где $P = \frac{\Delta U_0 \rho_1 a^2}{2\rho_2 + \rho_1}$ - дипольный момент сферы (ΔU_0 – максимальный скачок потенциала

на границе сферы по оси поляризации; ρ_1 - электрическое сопротивление среды; a – радиус сферы; ρ_2 - электрическое сопротивление сферы, $\rho_2 \ll \rho_1$).

Установлено, что при расстояниях между центрами поляризованных сфер $d \geq 3a$ и при глубинах их залегания $h \geq 2a$ взаимное влияние сфер становится достаточно слабым, поэтому потенциал от комплекса поляризованных тел в данном случае можно представить в виде суммы полей отдельных источников [130]. При соблюдении вышеуказанных условий можно построить сеточную модель геоэлектрической среды, аномальный эффект которой определяется суперпозицией полей сфер: $U_0^* \approx \sum U_s$. Влияние дневной поверхности приближенно можно учесть путём удвоения потенциалов U_s [102].

Представим, что значения потенциала U_0 ЕЭП заданы в узлах квадратной сети с шагом Δx на физической поверхности Земли S . Ось OY направлена перпендикулярно к профилям, ось OX - вдоль профилей, ось OZ - вертикально вниз (точка $z = 0$ – уровень моря). Квадратная матрица аппликат поверхности наблюдений $\{z_{ij}\}$, $i = 1, 2, \dots, m$; $j = 1, 2, \dots, n$ представляет собой цифровую модель рельефа местности. Под каждой точкой задания U_0 на глубине $(z_{ij} + 2\Delta x)$ помещается идеально проводящая равномерно поляризованная сфера размеров: малых $a \ll \Delta x$. В этом случае дипольные моменты сфер определяются путем решения системы $m \times n$ линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) относительно $m \times n$ неизвестных параметров $\mathbf{\Omega} = \{P_{ij}\}$, т.к. необходимость в раздельном определении значений $\Delta U_0, \rho_1, a, \rho_2$ отсутствует:

$$\mathbf{F}\mathbf{\Omega} = \mathbf{U}_0 \quad (3.26)$$

где: $F = 2(\zeta - z)/R^3$ - выражение, определяющее потенциал единичной сферы на горизонтальной поверхности раздела "Земля-воздух" при $P = 1$.

Устойчивость получаемых решений СЛАУ (3.26) обусловлена особенностями пространственного размещения поляризованных сфер [3, 5]. Малые расхождения наблюдаемого U_0 и теоретического полей U_0^* на поверхности наблюдений S предопределяют оптимальное по точности восстановление значений поля U_0 в любой заданной точке пространства (x, y, z) путём решения прямой задачи от эквивалентной сеточной модели среды.

Результаты расчетов потенциала U_0^* в данном случае, как ранее уже упоминалось, в силу пренебрежения обратным действием электрических изображений сфер, носят приближенный характер. Однако, в реальной геоэлектрической среде пространственное распределение объемной э.д.с. естественно поляризованных проводников и электропроводности является весьма неоднородным; к тому же величина скачка потенциала ΔU на контакте природных электронных проводников с вмещающими горными породами зависит от многих факторов, учесть которые не представляется возможным [28]. С другой стороны, именно приближенный характер определения U_0^* позволяет реализовать в разумных временных рамках необходимый для построения аналитической модели ЕЭП вычисли-

тельный процесс, сводящийся к решению СЛАУ достаточно большой размерности. Поэтому, по мнению автора, несмотря на принятые допущения, аппроксимационные преобразования аномалий ЕЭП являются достаточно эффективным инструментом для решения целого ряда практических задач.

Одной из таких задач является приведение аномалий ЕЭП, зафиксированных в условиях резкорасчлененного рельефа местности, к горизонтальной поверхности наблюдений. Измеренные значения потенциала U_0 ЕЭП в данном случае неизбежно содержат искажения, обусловленные влиянием "геометрического фактора" - варьированием расстояний $R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$ между возмущающим объектом и точками измерений за счет изменений аппликат $z = z(x, y)$ поверхности наблюдений S . Для устранения этих искажений в 1969 году Б.Э. Хесиным было предложено проводить «восстановление такой картины поля, которая фиксировалась бы при заполнении выемок в рельефе породами, чье сопротивление соответствует среднему сопротивлению среды, вмещающей искомый объект и образующей рельеф» [133]. Именно такой физический смысл имеет восстановление поля U_0^* от совокупности сфер с предварительно определенными параметрами P , на горизонтальной плоскости $z = \text{const}$, расположенной выше источников.

Рассмотрим модельный пример (рис. 32): значения потенциала U_0 идеально проводящей ($\rho_2 \rightarrow 0$) сферы с радиусом $a = 100$ м зафиксированы на хребтообразной форме рельефа с перепадами высот 100 - 1077 м; центр сферы залегает на глубине $z = 200$ м; величина скачка потенциала ΔU_0 на границе поверхности сферы с вмещающей средой составляет 0.5 В; электрическое сопротивление среды $\rho_1 = 1000$ Ом·м. Вполне очевидно, что искаженное пространственное распределение ЕЭП в условиях горного рельефа местности может привести к пропуску искомых объектов при проведении горно - буровых работ в эпицентрах выявленных аномалий.

"Наблюдаемое" поле U_0 аппроксимировалось полем U_0^* эквивалентной модели, состоящей из 400 малых сфер (вертикальных электрических диполей). Пересчет поля U_0 на горизонтальную плоскость $z = -1000$ м обеспечивает восстановление значений ЕЭП, практически тождественное результату решения прямой задачи (табл. 18) и устраняет смещение экстремумов аномалий ЕЭП от возмущающих объектов.

Таблица 18

Сопоставление исходного U_0 и восстановленного U_0^* электрических полей

Поле	Статистические параметры, мВ			
	Минимум	Максимум	Среднее	Дисперсия
1. Исходное ЕЭП: U_0 на расчленённом рельефе	-82.0	-4.5	-26.5	231.0
2. Восстановление U_0^* ЕЭП: на расчленённом рельефе	-82.2	-2.1	-26.2	249.6
3. Прямая задача: U_0 на плоскости $z = -1000$ м	-27.8	-7.5	-16.9	25.0
Восстановленное ЕЭП: U_0^* на плоскости $z = -1000$ м	-27.5	-6.3	-17.2	23.0

Примечание : среднеквадратическое расхождение полей (1) и (2) ; (3) и (4) не превышает ± 2.0 мВ.

Кроме влияния рельефа поверхности наблюдений S , к мешающим факторам в электроразведке методом ЕЭП относятся геоэлектрические помехи различной природы. При решении СЛАУ (3.26) осуществляется фильтрация случайной составляющей, нарушающей гармонический характер поля U_0 , что позволяет применять аналитическую аппрок-

симуляцию для очистки наблюдаемого ЕЭП от помех.

Предположим, что на представленное в предыдущем примере ЕЭП сферы аддитивно наложена случайная помеха U^p , статистическое распределение которой отвечает закону Гаусса, с нулевым математическим ожиданием и среднеквадратическим отклонением ± 5 мВ. (рис. 33.А.). Энергия помехи δ (средний квадрат амплитуды):

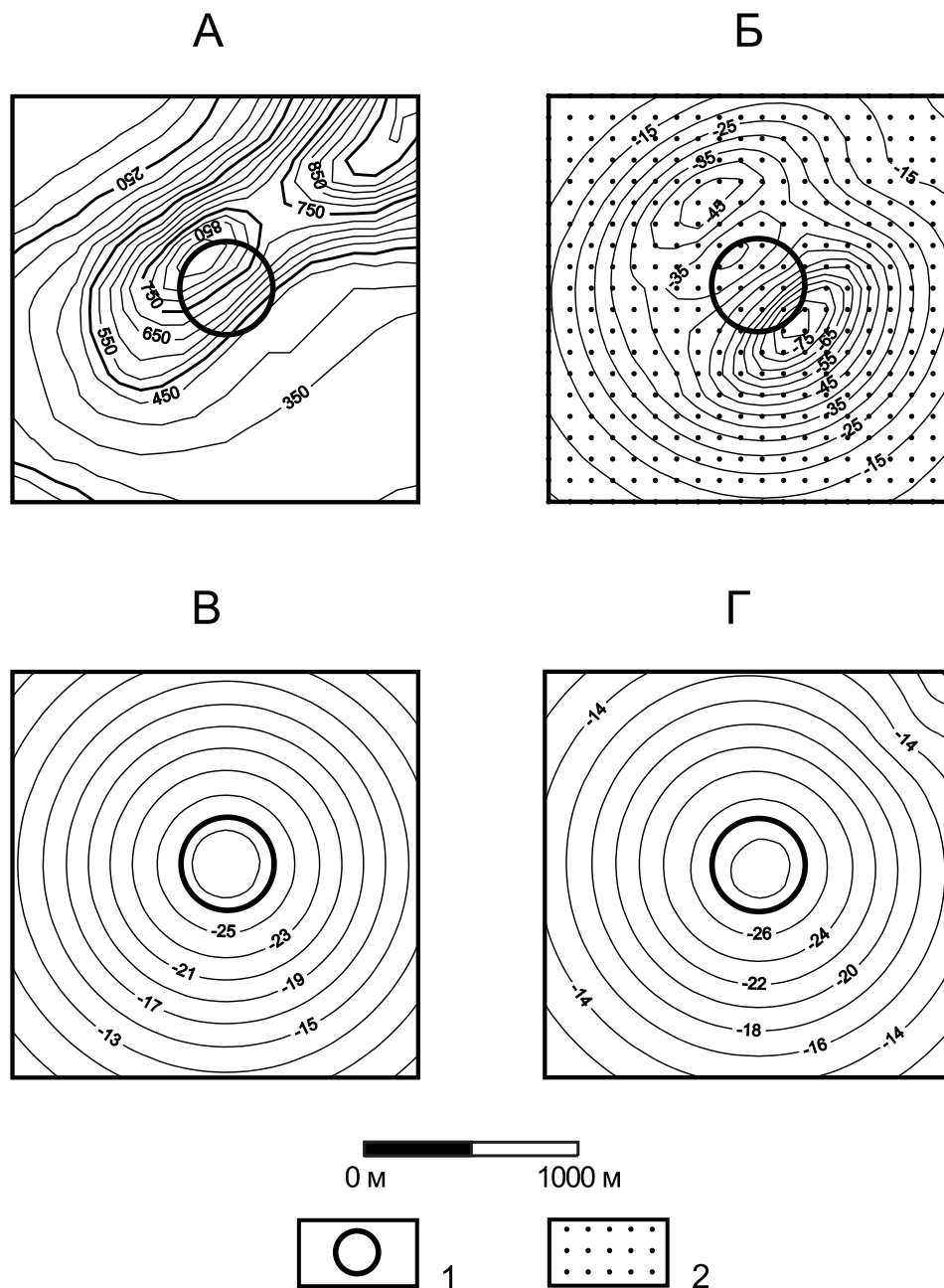


Рис. 32. Пересчет естественного электрического поля сферы с физической поверхности Земли на горизонтальную плоскость.

А - изогипсы рельефа местности, м; Б - аномалия потенциала U_0 ЕЭП от сферы на дневной поверхности, мВ; В - аномалия потенциала U_0 ЕЭП от сферы на плоскости $z = -1000$ м, полученная путем решения прямой задачи, мВ; Г - аномалия потенциала U_0^* ЕЭП на плоскости $z = -1000$ м, полученная в результате аппроксимационного преобразования поля Б, мВ.

1 - проекция контура поляризованной аномалиеобразующей сферы; 2 – элементарные источники, создающие поле U_0^*

$$\delta = \frac{1}{mn} \sum_{i=1}^m \sum_{j=n}^n (U_{ij}^p)^2 \quad (3.27)$$

в данном случае составляет 25.1 (мВ)^2 . Восстановленное поле U_0^* на поверхности наблюдений S (рис.33.Б.) характеризуется ослабленной в ~ 2.2 раза энергией помех $\delta = 11.1 \text{ (мВ)}^2$ и имеет значительно более простую морфологию. Еще более мощное подавление составляющей U_p обеспечивает использование режекторной фильтрации поля – например вычисление вертикальной производной ЕЭП $\frac{dU_0}{dz}$ на высоте $z = -1200 \text{ м}$ путем применения соответствующего оператора решения прямой задачи:

$$F^z = \frac{2(\xi - x)^2 - (\eta - y)^2 - (\zeta - z)^2}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{\frac{3}{2}}} \quad (3.28)$$

к совокупности значений P (рис. 33.В)

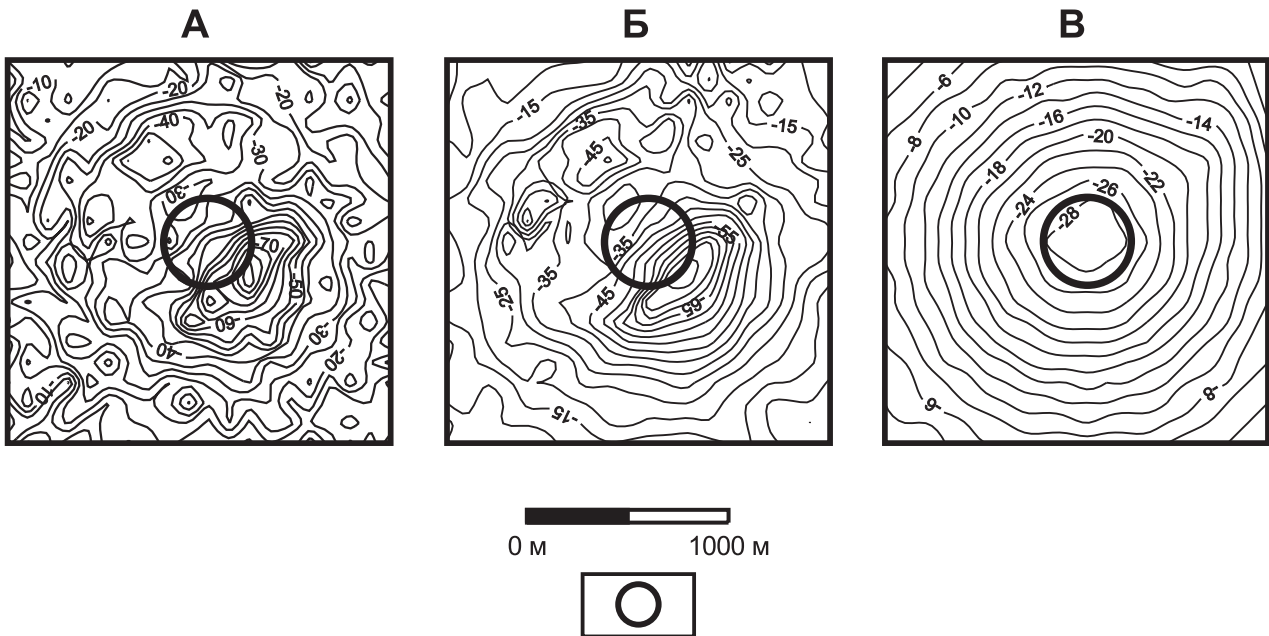


Рис. 33. Подавление геоэлектрических помех при построении аналитической модели естественного электрического поля.

А - изолинии потенциала U_0 ЕЭП, осложненного случайной помехой, от вертикально поляризованной сферы, мВ; Б - изолинии потенциала U_0^* ЕЭП, полученного в результате аппроксимационного преобразования поля А, мВ; В - изолинии первой вертикальной производной $\frac{dU_0}{dz}$ потенциала ЕЭП на горизонтальной плоскости $z = -1200 \text{ м}$, мВ/км.
Круг - проекция контура поляризованной сферы.

Предлагается также использовать аналитическую аппроксимацию на этапе обработки данных полевых наблюдений методом ЕЭП с целью увязки наблюдаемых значений поля по профилям съемочного планшета.

Полевые наблюдения методом ЕЭП в модификации потенциала проводятся путём перемещения вдоль профиля подвижного электрода M , при неподвижном электроде N , расположенном на магистрали. В результате измеренные значения потенциалов $U(x)$ по каждому из профилей зависят от потенциалов $U(y)_k$ ($k = 1, 2, 3, \dots$ - номер профиля) в точках расположения неподвижного электрода N , поэтому полученные данные должны быть впоследствии пересчитаны к значению поля в одной точке планшета: $U_o(x, y) = U(x) + U(y)_k$. С целью увязки значений $U(x)$ ЕЭП проводятся специальные увязочные наблюдения вдоль магистралей, которые в сложной физико - геологической обстановке не всегда обеспечивают получение необходимого результата.

Представим себе ситуацию, наиболее широко встречающуюся в практике геофизических исследований: источники аномалий ЕЭП носят локальный характер по отношению к размерам планшета съемки, т.е. региональный фон потенциала U_o отсутствует. Следовательно, после корректно выполненной увязки на участках планшета, в пределах которых отсутствует влияние источников, должен фиксироваться близкий к нулю уровень "нормального" поля: $U_o^H \approx 0$. Не зависящее от составляющей $U(y)_k$, а следовательно – увязанное ЕЭП, можно получить интегрированием по области задания поля S предварительно продифференцированных по переменной x измеренных значений потенциала $U = U(x) - U(y)_k$:

$$U_o(x, y) = \iint_S \frac{dU}{dx} dx dy \quad (3.29)$$

$$\text{т.к. } \frac{dU(y)_k}{dx} \equiv 0$$

На практике, при дискретном характере задания исходного поля $U = U(x) - U(y)_k$ целесообразно использовать алгоритм, построенный на способе подбора параметров аномальных источников по линейным трансформациям потенциальных полей, описанный в работе [19]. При этом вместо СЛАУ (3.26) для определения физических параметров аппроксимирующих сфер решается эквивалентная ей СЛАУ, полученная путем применения к значениям U_o и U_o^* конечно - разностных аналогов оператора вычисления горизон-

тального градиента поля $\frac{dU}{dx} = \frac{U(x + \Delta x, y) - U(x, y)}{\Delta x}$:

$$\Psi \Omega = W \quad (3.30)$$

где $\Psi = F^1 + F^2$ - оператор, определяющий разность аналитических выражений для потенциалов U_o^* в двух соседних точках профиля с индексами (i, j) и $(i, j+1)$; W - разность наблюдаемых значений U ЕЭП для этих же точек.

Поясним применение алгоритма на модельном примере (рис. 34): при измерениях потенциалов U ЕЭП точки стояния неподвижного электрода N располагались на магистрали с координатой $x = 0$ (т.е. вдоль западной рамки планшета); значения потенциала $U(y)_k$ вдоль магистрали изменялись от 4 мВ до 180 мВ. Изолинии «наблюдённого» поля U , полученного путем наложения полей $U_o(x, y)$ и $U(y)_k$, где $U_o(x, y)$ - модельное поле от трех поляризованных сфер, носят ярко выраженный линейно-вытянутый характер (рис. 34.А). Все поля заданы на горизонтальной поверхности $z = 0$.

Эквивалентная модель геоэлектрической среды представляла собой сетку из $51 \times 51 = 2601$ сферы. Определение дипольных моментов сфер P осуществлялось путем решения

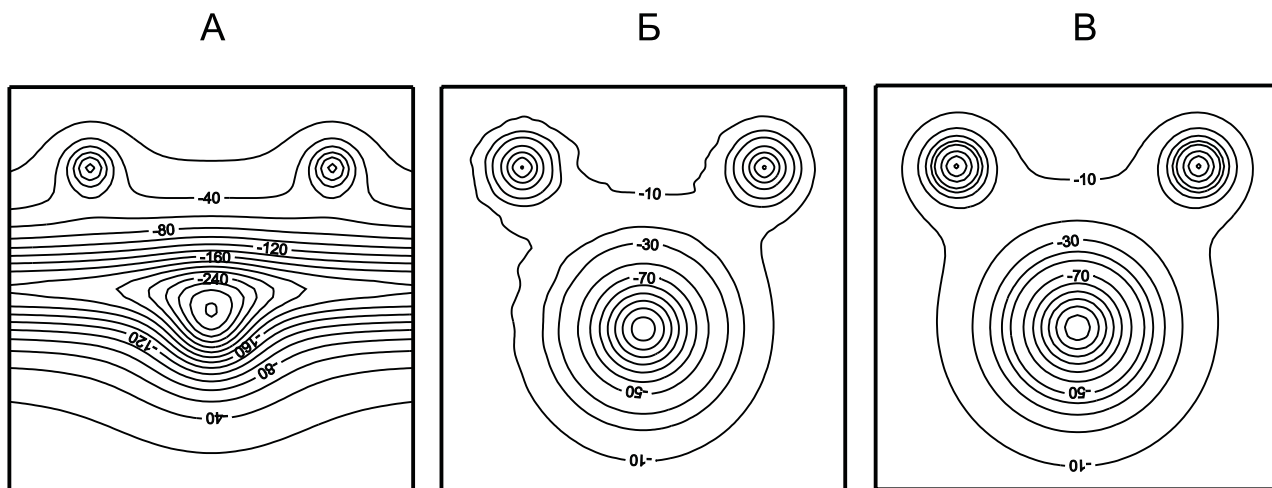


Рис. 34. Аналитическая увязка результатов наблюдений методом естественного электрического поля (способ потенциала).

А - "наблюдаемое" поле U , осложненное постоянной составляющей $U(y)$; Б - поле U_0^* полученное аппроксимационным преобразованием поля А при приближенном вычислении $\frac{dU}{dx}$; В - модельное поле U_0 , рассчитанное при решении прямой задачи от 3-х сфер с известными параметрами.

СЛАУ вида (3.30). Поле U_0^* восстановлено с помощью оператора:

$$F = \frac{\zeta - z}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{\frac{3}{2}}} \quad (3.31)$$

при этом среднеквадратическое расхождение полей U_0 (рис. 34.В) и U_0^* составляет всего $\pm 1,8$ мВ, т.е. оба поля практически не отличаются друг от друга (рис. 34.Б).

Данный алгоритм может быть использован и для увязки съемок, проводящихся в модификации градиента потенциала. В этом случае можно отказаться от далеко не всегда оправдывающих себя на практике схем наблюдений по замкнутым полигонам [61]. Осо-

бенно важно то, что в процессе преобразования измеренных величин $\frac{dU}{dx}$ в увязанные

значения потенциала U_0^* будет осуществляться подавление негармонических помех. Можно предположить, что в данном случае карты потенциала U_0^* будут иметь большую достоверность, чем карты U_0 , построенные на основе традиционного способа обработки

материалов, базирующегося на суммировании значений $\frac{dU}{dx}$ вдоль профилей наблюде-

ний. При выполнении измерений в модификации потенциала аналитическая увязка может быть использована как дополнительный инструмент, повышающий точность определения U_0 в точках наблюдения, в сочетании с полевыми увязочными наблюдениями (аналогично практикующимся в магнитной картографии способам аналитической увязки значений магнитного поля по съемочным маршрутам).

Решение всех вышеперечисленных задач осуществляется в рамках единой компьютерной технологии, при однократном выполнении наиболее сложной и длительной вычислительной процедуры определения вектора параметров $\mathbf{\Omega}$ эквивалентной модели среды. Разработано программно - математическое обеспечение для IBM-PC – совместимых компьютеров.

Приведем практический пример интерпретации материалов электроразведки методом ЕЭП, выполненной на северо-западном фланге золоторудного месторождения, расположенного на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Рельеф участка в целом является седловиной с перепадом высот 980 – 1320 м (рис. 35.А). В северной части площади преобладают вулканогенные образования сынингской свиты; южная часть сложена, преимущественно, фельзитами и туфами кислого состава. Интенсивная, порядка -500 мВ, аномалия потенциала U_0 ЕЭП обусловлена гидротермально измененными сульфидизированными углеродсодержащими горными породам (рис. 35.Б).

Наблюдения выполнялись по сети 100×20 м; последующий подбор аппроксимационной модели проводился по матрице интерполированных значений U_0 , заданных в узлах квадратной сети с шагом $\Delta x = 20$ м ($m = n = 51$). Предварительно был исключен постоян-

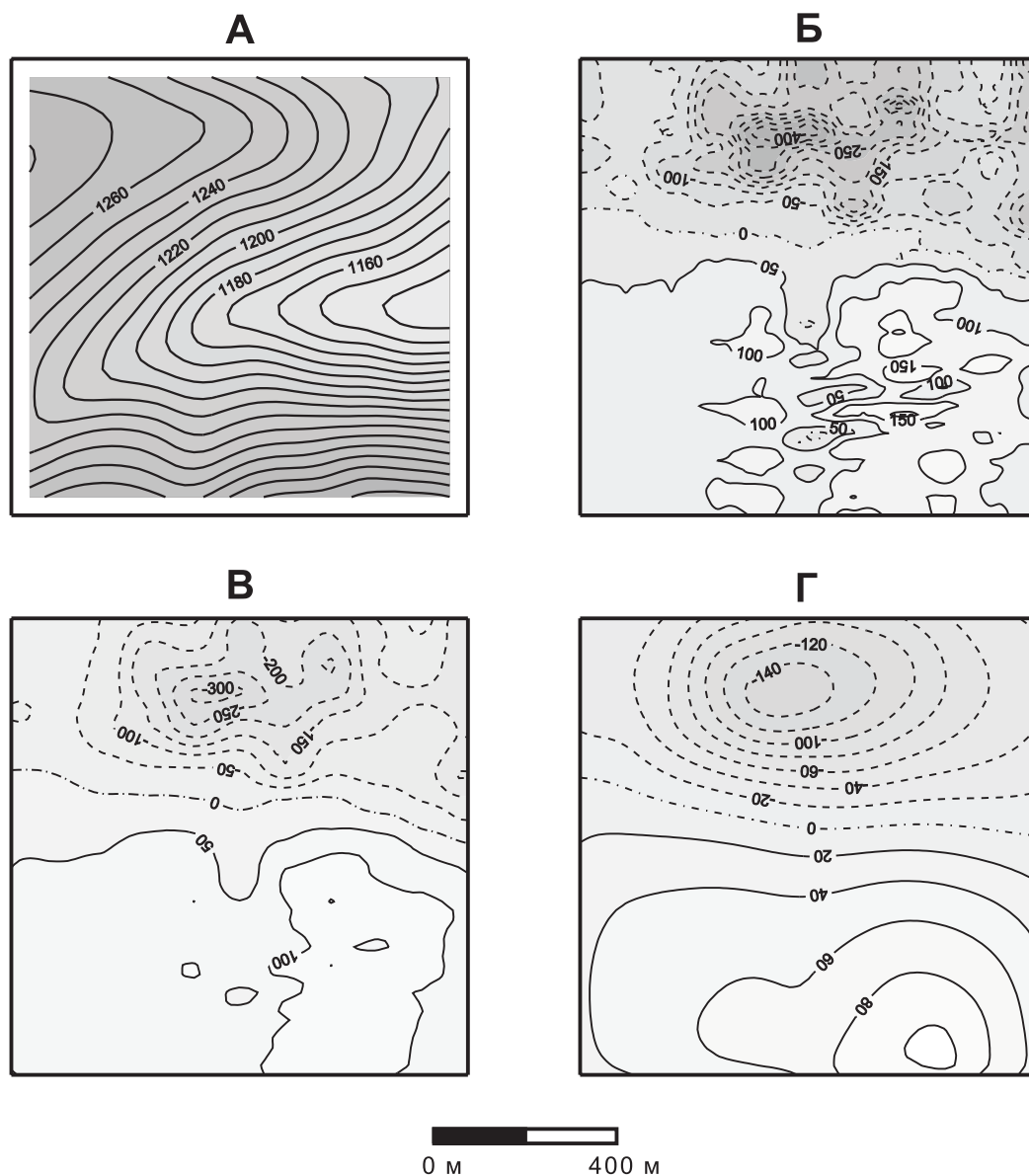


Рис. 35. Аппроксимационное преобразование естественного электрического поля на флангах золоторудного месторождения.

А – карта изогипс рельефа местности, м; Б - карта изолиний потенциала U_0 ЕЭП на дневной поверхности, мВ; В - карта изолиний потенциала U_0^* ЕЭП на высоте 20 м над поверхностью наблюдений, мВ; Г - карта изолиний потенциала U_0^* ЕЭП на горизонтальной плоскости ($z = -1320$ м).

ный фон -77 мВ. СЛАУ вида (3.26) решалась методом Зейделя, среднеквадратическое расхождение полей U_o и U_o^* на поверхности наблюдений составило около ± 3 мВ. Пересчет поля на криволинейную поверхность S^* , находящуюся на высоте 20 м над рельефом, позволил ослабить влияние аномалий - помех, обусловленных поверхностными неоднородностями изучаемой геологической среды (крупноглыбовый делювий, островное развитие многолетнемерзлых пород и т.п.) и погрешностями наблюдений (рис. 35.В). Поле U_o^* на плоскости $z = -1320$ м, проходящей через наивысшую точку участка исследований, является еще более сглаженным и отражает общие для участка закономерности распространения минералов, являющихся природными электронными проводниками (рис 35.Г). В пределах выявленной аномалии ЕЭП зафиксированы вторичные ореолы рассеяния золота и его элементов - спутников, а впоследствии вскрыты две зоны метасоматических кварцитов, несущих золото - сульфидную минерализацию.

Широкое практическое применение аналитической аппроксимации аномалий ЕЭП, в конечном итоге, позволит повысить информативность метода при решении геологических задач как поискового, так и картировочного характера. Построение эквивалентных геоэлектрических моделей на основе приближенных способов вычисления аномальных эффектов элементарных источников может использоваться при интерпретации данных различных электроразведочных методов. В частности, представляет интерес апробирование приведения электрического поля на горизонтальную плоскость $z = const$ в методе заряда с целью обнаружения и локализации проводящих объектов («пределных образов поля») по конфигурации изолиний потенциала.

4. КОМПЬЮТЕРНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

4.1. Краткая характеристика комплексов программ RELMAG и RELGRV

Получение достоверной информации о геологическом строении изучаемой среды по результатам интерпретации геофизических полей возможно лишь в случае, когда эти поля обусловлены, преимущественно, совокупностями интересующих нас объектов, то есть при сравнительно слабом вкладе сигналов иной природы в зафиксированные при полевых наблюдениях аномальные эффекты. В условиях горной местности помимо помех, обусловленных аппаратурными, методическими и др. причинами, а также составляющей, не связанной с распределением анализируемого физического параметра в изучаемом объеме геологической среды (регионального фона), в наблюдаемом потенциальном поле U присутствуют специфические искажения, обусловленные влиянием рельефа. Эти искажения обусловлены двумя факторами:

- собственно аномальным эффектом источников $U_{\text{рел}}$, расположенных между дневной поверхностью и условной поверхностью геоида;
- аномалиями $U_{\text{эр}}$, связанными с различным удалением точек измерения поля от изучаемых возмущающих объектов за счет изменения высот (координат z) поверхности наблюдений S («эффект разновысотности»).

В частности, применительно к гравиметрии в горных областях Б.Э. Хесиным отмечается, что влияние рельефа дневной поверхности выражается в высоких значениях топопоправок Δg_p , достигающих десятков миллигал; а также в величинах аномального вертикального градиента поля силы тяжести, составляющих десятки этвеш [133].

Модель наблюдаемого поля U в данном случае можно представить следующим образом:

$$U = U_0 + U_{\text{лок}} + U_{\text{фон}} + U_{\text{рел}} + U_{\text{эр}} + \varepsilon \quad (4.1)$$

где U_0 – нормальное поле Земли; $U_{\text{лок}}$ – локальная компонента (поле изучаемых геологических объектов); $U_{\text{фон}}$ – фоновая компонента (поле сторонних источников); ε – поле помех.

Для выделения полезного сигнала $U_{\text{лок}}$ при обработке результатов полевых наблюдений предлагается проводить разделение наблюдаемого поля U (4.1) на составляющие следующим образом:

- составляющая $U_{\text{рел}}$ исключается путем вычисления топопоправки δT_p (для магнитного поля) или путем учета поправки Буге $\Delta g_B = (0.3086 - 0.0419\sigma)$ и топопоправки δg_p (для гравитационного поля);
- фоновая составляющая $U_{\text{фон}}$ может быть исключена либо с помощью моделирования ее глубокозалегающими источниками, либо путем других способов, учитывающих ее низкочастотный характер (усреднение, пересчет в верхнее полупространство, построение тренда и т.п.);
- влияние компоненты $U_{\text{эр}} \approx \frac{dU}{dz} z$ учитывается приведением поля на горизонтальную плоскость $z = \text{const}$ путем его истокообразной аппроксимации и последующего решения прямой задачи (иногда говорят об учете аномального вертикального градиента, что не совсем точно: аномальный характер $\frac{dU}{dz}$ от локальных неоднородностей среды сохраняется во всех точках пространства);

- помеха ϵ , имеющая случайный характер, расположенная в высокочастотной области спектра и нарушающая гармонический характер поля U , исключается при построении эквивалентной сеточной модели среды.

Проблемой обработки и интерпретации геопотенциальных полей в условиях расчлененного дневного рельефа занимались многие исследователи [3, 40, 62, 64, 88, 96, 100, 133 и др.], однако вопросы количественного определения возмущающего действия топографических масс (расчета поправок за влияние рельефа местности) и редуцирования поля на горизонтальную плоскость рассматривались, как правило, отдельно. Объединение решения вышеперечисленных задач в рамках единой компьютерной технологии позволяет извлекать принципиально новую геологическую информацию из полевых наблюдений [47, 49, 53, 54, 58].

Это утверждение можно проиллюстрировать на следующем примере: на рис. 36.А изображен график поля ΔT от горизонтальной магнитной пластины на высоте $z = -250$ м, полученный путем решения прямой задачи. «Наблюдаемое» поле ΔT для представленного разреза (рис. 36.Б) отвечает условиям наземной магнитной съемки. Восстановление аномального эффекта пластины проведено путем вычитания из наблюдаемого поля составляющей δT_p , обусловленной магнитным рельефом (рис. 36.Г) и последующего пересчета разностного поля (рис. 36.В) на плоскость $z = -250$ м с использованием сеточной эквивалентной модели среды (программа APP). Полученная аномалия (рис. 36.Д) близка к теоретической (рис. 36.А); ее внешний вид исключает, в отличие от разностного поля, предположение о наклонном залегании возмущающего объекта.

Вышеописанные приемы выделения полезного сигнала $U_{\text{лок}}$ реализованы в комплексах программ RELMAG и RELGRV, предназначенных, соответственно, для обработки и интерпретации данных магниторазведки и гравиразведки. Эти комплексы были разработаны автором в период с 1995 по 1999 гг. по заказу Комитета природных ресурсов по Таймырскому (Долгано-Ненецкому) автономному округу. Созданное программное обеспечение протестировано, апробировано на модельных и практических примерах и используется в целом ряде производственных организаций.

Автор полностью разделяет мнение В.Н. Страхова, высказанное им еще в 1979 г. в работе [109] о том, что «не решение тех или иных аналитических и технологических проблем, а только разработка реально функционирующих интерпретационных систем может поднять дело интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на качественно новый уровень».

Основные алгоритмы и программы, включенные в комплексы RELMAG и RELGRV, описаны в главах 1, 2, 3. Разработка программно-математического обеспечения выполнялась в рамках концепции использования файловых баз данных (ФБД) в интерпретационно-обрабатывающих геофизических системах, предложенной В.В. Ломтадзе. При этом предусматривается выполнение следующих условий [34]:

- первоочередное решение вопросов организации данных;
- независимость данных от программ и одних программ от других;
- самостоятельное развитие системы при гарантированной возможности ее взаимодействия с другим программным обеспечением;
- отсутствие практически ощутимых ограничений на объемы обрабатываемых данных;
- непрерывность технологии обработки и интерпретации материалов;
- гибкость обработки, то есть возможность включения программ в граф обработки в любой, логически оправданной, последовательности;
- простота языка пользователя и удобство его применения.

В соответствии с этими принципами ядром, «связующим стержнем», комплекса программ RELMAG является СУБД LOBAS, разработанная в ВИРГ - Рудгеофизика. Функ-

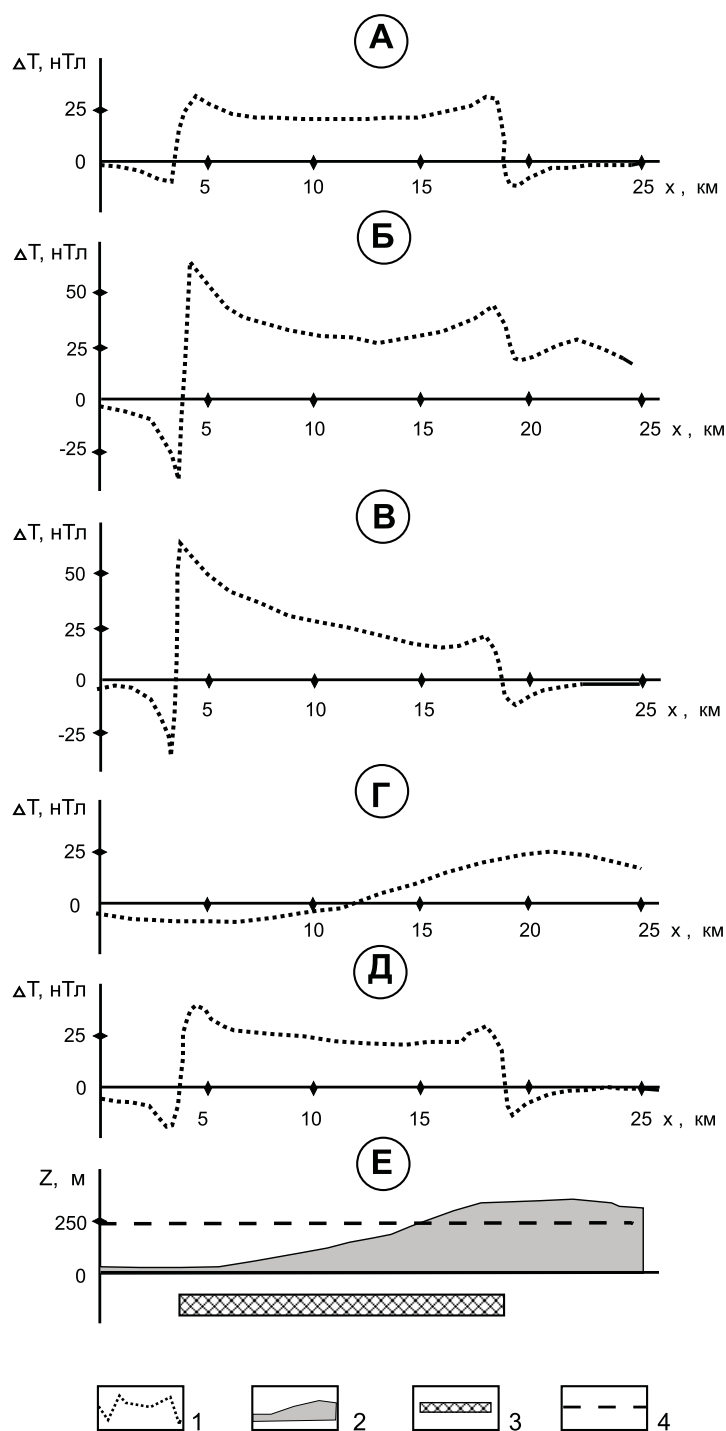


Рис. 36. Модельный пример: восстановление магнитной аномалии от пластины по значениям поля ΔT , заданным на поверхности магнитного рельефа.

А - аномалия ΔT от пластины на горизонтальном профиле $z = -250$ м ; Б - суммарная аномалия ΔT от пластины и магнитных пород рельефа; В - аномалия ΔT от пластины на дневной поверхности; Г - аномалия ΔT от магнитных пород рельефа; Д - восстановленная аномалия ΔT от пластины на профиле $z = -250$ м; Е - разрез.

1 - графики магнитного поля ΔT ; 2 - магнитные породы, слагающие рельеф ($J = 0.5$ А/м); 3- пластина ($J = 1$ А/м); 4 - плоскость $z = -250$ м.

ции СУБД LOBAS обеспечивают паспортизацию и хранение данных, широкий спектр операций с ними, а также графический ввод и вывод промежуточной и результирующей информации. Комплекс программ RELGRV ориентирован на взаимодействие с геоинформационной системой SURFER, широко используемой в последние годы геофизической службой России. ГИС SURFER не выполняет функции СУБД, однако позволяет осуществлять различные операции с исходными данными, представленными в матричной и векторной форме, а также располагает различными возможностями визуализации и графического вывода цифровой информации.

Помимо этих общих требований к интерпретационно-обрабатывающим автоматизированным системам, использующимся в разведочной геофизике, при создании программно-алгоритмического обеспечения соблюдались следующие дополнительные условия:

- матричная форма представления массовых геолого-геофизических данных с использованием кодов ASCII (для RELGRV);
- матричная и векторная формы представления массовых геолого-геофизических данных с использованием кодов ANSI и типизированных (двоичных) файлов (для RELGRV);
- буферизация операций ввода-вывода данных (для версий, функционирующих под MS-DOS);
- использование динамических структур данных;
- диалоговый режим работы (для DOS-версий) или удобный графический интерфейс (для WINDOWS-версий);
- высокие технико-экономические показатели эксплуатации системы.

Все программы разработаны на основе принципов модульного программирования, заключающихся в следующем: каждый модуль реализует единственную независимую функцию; каждый модуль имеет единственную точку входа/выхода; размер модуля по возможности минимизирован; вся система построена из модулей.

Краткое описание комплекса программ RELMAG и перечисление входящих в него модулей приведено в табл. 19. Первые три программы комплекса RELMAG имеют оверлейную структуру, т. е. в процессе их выполнения в один и тот же участок памяти загружаются различные модули. Оверлейные модули располагаются в расширенной (EMS, expanded memory) памяти компьютера. При отсутствии расширенной памяти оверлейные модули загружаются с диска.

Таблица 19

Программы, входящие в состав комплекса RELMAG

Имя программы	Назначение программы
TRPM	Вычисление топопоправки δT_p путем решения прямой задачи от цифровой модели рельефа местности
APP	Аппроксимация магнитного поля полем элементарных источников и восстановление поля или его трансформант на заданной поверхности
JREL	Определение намагниченности горных пород рельефа на основе статистического анализа $\Delta T_{наб}$ и δT_p в скользящем окне
TREND	Расчет фоновой составляющей поля путем построения полиномов 1-4 степени

Все программы комплекса написаны на языке Turbo Pascal 6.0, разработанном фирмой Borland International, Inc. (США). При разработке комплекса RELMAG использовались вспомогательные F - библиотеки программ, разработанные УИЦ МВТУ "Фесто - Дидактик", а также, в отдельных случаях, объектно - ориентированное программирование.

Краткое описание комплекса программ RELGRV приведено в табл. 20.

Все программы, входящие в состав комплекса RELGRV, написаны на языке Turbo Pascal 7.0, разработанном фирмой Borland International, Inc. (США). При разработке комплекса RELGRV также использовались вспомогательные F - библиотеки программ, разработанные УИЦ МВТУ "Фесто - Дидактик", а в отдельных случаях - объектно - ориентированное программирование.

Таблица 20

Программы, входящие в состав комплекса RELGRV

Имя программы	Назначение программы
TRPG	Вычисление топопоправки δg_p путем решения прямой задачи от цифровой модели рельефа местности
APGRV	Аппроксимация гравитационного поля полем элементарных источников и восстановление поля или его трансформант на заданной поверхности
INT	Интерполяция значений поля силы тяжести в узлы равномерной сети на основе истокообразной аппроксимации поля набором разноглубинных сфер в 2D- или в 3D-варианте

Алгоритм истокообразной аппроксимации гравитационного и магнитного полей реализован в WINDOWS-приложении ANMOD, созданном с помощью системы визуального объектно-ориентированного программирования Delphi 4 (Inprise Corporation, США). Защищенный режим работы процессора в данном случае предоставляет в распоряжение программы всю оперативную память компьютера (RAM), что обеспечивает выполнение вычислений при количестве точек задания поля до 100 000 и более. Подобранная эквивалентная модель поля хранится в дисковом файле с именем model.bin, который затем может использоваться для интерполяции и трансформации поля.

Приложение TOPOWIN реализует усовершенствованную технологию вычисления поправок δg_p за влияние рельефа местности, представленную в главе 1 работы. В данной реализации временный дисковый двоичный файл, создающийся при каждом запуске программы TRPG, заменен двумерным массивом, находящимся в RAM. Это повышает быстродействие программы. Также расширены ограничения на объем исходных данных: ведомость топопоправок в приложении TOPOWIN может содержать до 25000 строк; длина строки ЦММ – произвольная.

В целом алгоритмы WINDOWS-приложений ANMOD и TOPOWIN очень близки алгоритмам, использованным в DOS-версиях соответствующих программ. Однако их техническая реализация выглядит несколько иначе: изменена модульная структура проектов; ряд динамических структур данных заменен открытыми массивами (новый тип данных, введенный в Object Pascal 2.0); часть вещественных переменных single-типа (4 байта) заменена на double-тип (8 байт). В силу этого WINDOWS-версия комплекса программ RELGRV в целом является более высокотехнологичной, чем DOS-версия.

Оба приложения имеют стандартный для WINDOWS интерфейс пользователя и достаточно просты в эксплуатации.

4.2. Технология учета влияния резкорасчлененного рельефа местности при магнитометрии

4.2.1. Имитационное моделирование: обнаружение и локализация рудоносных интрузий в условиях Норильского района

Медно-никелево-платиновое оруденение Норильского района пространственно и генетически связано с интрузиями базит-гипербазитового состава, залегающими под туфолоавовой толщей, мощность которой достигает 2000 м и более. Высокие магнитные свойства базальтов и туфогенных пород пермо-триасового возраста, слагающих толщу и резкорасчлененный дневной рельеф лавовых плато существенно осложняют задачу обнаружения и локализации рудоносных интрузий, также обладающих высокими магнитными свойствами (суммарная намагниченность массивов $\vec{J} \approx \vec{J}_z$ достигает 16 А/м). С целью проверки эффективности представленной компьютерной технологии для решения поисковых задач в физико-геологических условиях Норильского района использовалось имитационное моделирование.

Рассмотрим возможности выделения слабых сигналов от искомых геологических объектов путем построения специализированного графа обработки данных АМС с помощью комплекса программ RELMAG. Имитировались параметры АМС, выполненной на высоте 250 м, при полетах с полным обтеканием рельефа.

В качестве модели используется фрагмент реального резкорасчлененного рельефа траппового плато с перепадом высотных отметок от 42 м до 1449 м (средняя высота - 690 м), намагниченность которого изменяется по латерали от 1.61 до 4.47 А/м. При этом отмечается тенденция к увеличению суммарной намагниченности горных пород с увеличением высот, характерная для платобазальтов Норильского района (рис. 37). Размер ЦММ составил 96 строк, 144 столбца при шаге между точками $L = 500$ м.

Вычислительный эксперимент выполнялся по следующей схеме:

1. С помощью программы TRPM, при радиусе «палетки» 15 точек, рассчитывалось магнитное поле от неоднородно намагниченного дневного рельефа. Нижней границей магнитной модели являлся уровень Балтийского моря $H = 0$ м. Полученное таким образом магнитное поле ΔT затем было осложнено случайной помехой ε и шестью аномалиями от геологических объектов $\Delta T_{\text{лок}}$: $\tilde{\Delta T} = \Delta T + \Delta T_{\text{лок}} + \varepsilon$. Результативное поле $\tilde{\Delta T}$ в дальнейшем будем называть «наблюдаемым». Величина случайной помехи ε составляла до 10 % от амплитуды поля ΔT в каждой точке, помеха генерировалась с помощью специальной программы, реализующей алгоритм: $\varepsilon = \Delta T (1 - 2\vartheta)/10$, где ϑ – псевдослучайные числа, равномерно распределенные на интервале $[0, 1]$. Полезные аномалии $\Delta T_{\text{лок}}$, аддитивно наложенные на поля ΔT и ε , характеризовались размерами около $1 \text{ км} \times 6 \text{ км}$, при максимальной интенсивности 187 нТл. По своим параметрам заданные аномалии приблизительно соответствуют эффекту от типичных интрузивных тел основного состава, залегающих на глубине 1 км. Как очевидно из рассмотрения рис. 38, в «наблюдаемом» магнитном поле $\tilde{\Delta T}$ визуально невозможно выявить эти наложенные аномалии, т.к. они полностью затушеваны мощными аномалиями «рельефной» природы.
2. С использованием заданной ЦММ были рассчитаны топопоправки δT_p при постоянной намагниченности пород рельефа $J = 1$ А/м.

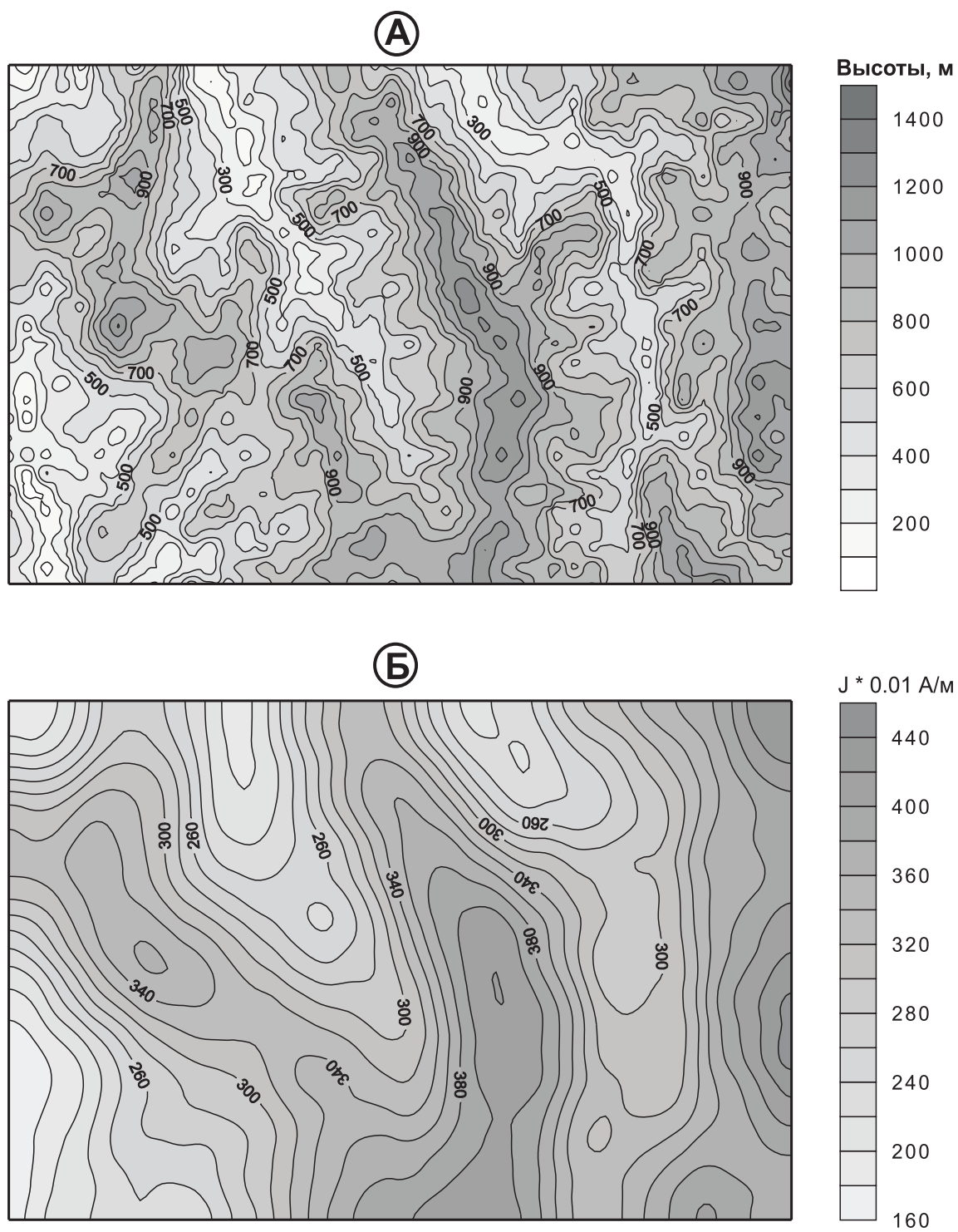


Рис. 37. Физико-геологическая модель вмещающей среды: резкорасчлененная неоднородно намагниченная поверхность туфолавовой толщи.

А – изогипсы рельефа местности, м; Б – намагниченность J горных пород, слагающих рельеф, $\times 10^{-2}$ А/м.

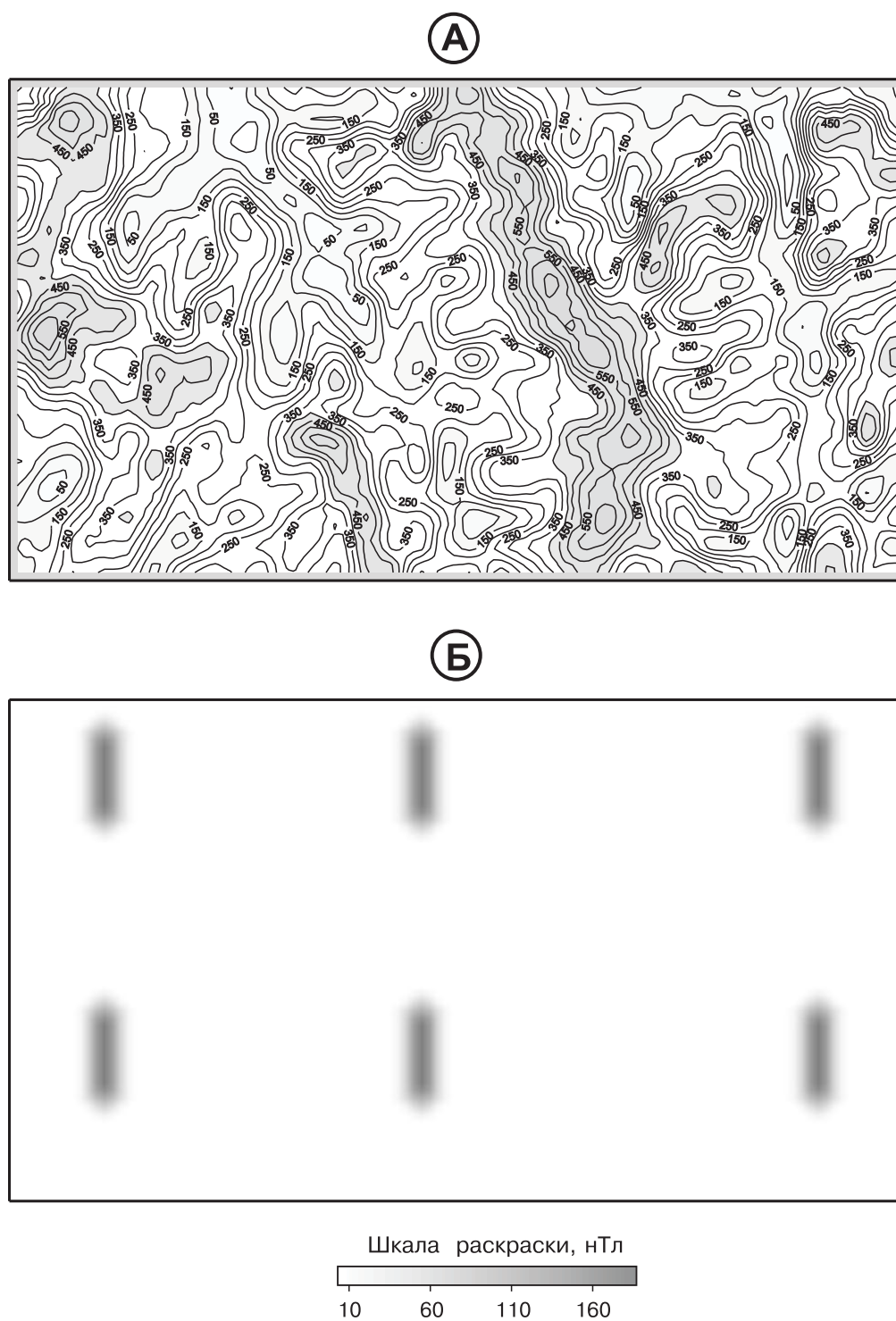


Рис. 38. «Наблюдаемое» магнитное поле $\tilde{\Delta T}$ (А) и локальные магнитные аномалии $\Delta T_{\text{лок}}$ от глубокозалегающих интрузивных тел (Б).

3. По "наблюдаемому" полю и топопоправкам δT_p программой JREL определялась намагниченность горных пород рельефа. Использовалось окно размером 9×9 точек, величина доверительной вероятности при построении уравнения регрессии составляла 95 %. Восстановление величины суммарной намагниченности выполнено с достаточно высокой точностью, о чем можно судить по сопоставлению карт на рис. 39 и 37, а также по материалам табл. 21. С достаточной для практики точностью определены петромагнитные параметры V-образной структуры, сложенной высокомагнитными молодыми лавами, простираение которой совпадает с простираением водоразделов.
Весьма ценную информацию для выделения полезных сигналов несут дополнительные параметры, в частности - коэффициент корреляции k между "наблюдаемым" магнитным полем $\Delta \tilde{T}$ и топопоправкой δT_p . Наличие полезных аномалий $\Delta T_{\text{лок}}$ фиксируется локальными понижениями коэффициента корреляции и аномалиями повышенных значений составляющей b_0 магнитного поля. Некоррелируемая с δT_p составляющая b_0 является свободным членом уравнения регрессии (2.2), или, иначе говоря, представляет собой некий "постоянный фон" поля в пределах скользящего окна, поэтому изменения b_0 могут отражать влияние глубокозалегающих геологических объектов (рис 39).
4. Полученные данные о намагниченности пород рельефа использовались для повторного вычисления топопоправок δT_p программой TRPM. Для того, чтобы не сокращать площадь результативной карты, был выбран сравнительно небольшой радиус «палетки» - 7 точек.
5. Остаточное магнитное поле $\Delta T_{\text{ост}}$ рассчитывалось путем вычитания δT_p из "наблюдаемого" поля $\Delta \tilde{T}$. Затем с помощью программы APP остаточное поле было пересчитано на плоскость $z = 1500$ м. В поле $\Delta T_{\text{ост}}$ выделены локальные повышения амплитуды, свидетельствующие о наличии аномалий от геологических объектов $\Delta T_{\text{лог}}$ (рис. 40). Дополнительная информация о вычислительном эксперименте приведена в таблице 21.

Таблица 21

Численные характеристики исходных данных и расчетной намагниченности.

Исходные данные и результативные параметры	Статистические параметры			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
Рельеф местности	42.3 м	1448.8 м	690.3 м	±242.1 м
"Наблюдаемое" поле $\Delta \tilde{T}$	- 109 нТл	780 нТл	227 нТл	±145 нТл
Случайная помеха ε	- 60 нТл	65 нТл	-0.2 нТл	±17.9 нТл
Полезный сигнал $\Delta T_{\text{лок}}$	3 нТл	187 нТл	9.1 нТл	±26.0 нТл
Исходная намагниченность J	1.61 А/м	4.47 А/м	3.13 А/м	±0.61 А/м
Расчетная намагниченность J	1.25 А/м	6.50 А/м	3.20 А/м	±0.74 А/м

Результаты выполненного эксперимента убедительно свидетельствуют о принципиальной возможности выделения аномалий, создаваемых и рудоносными интрузиями базит-гипербазитового состава на фоне интенсивных аномалий - помех, обусловленных влиянием магнитного рельефа и приповерхностными неоднородностями (составляющая ε поля). При построении различных графов обработки данных магнитной съемки необходимо учитывать, что при вычислениях с помощью программ TRPM и JREL сокращается результативная площадь (по сравнению с исходной) на ширину скользящего окна (появляется т.н. "зона обрамления").

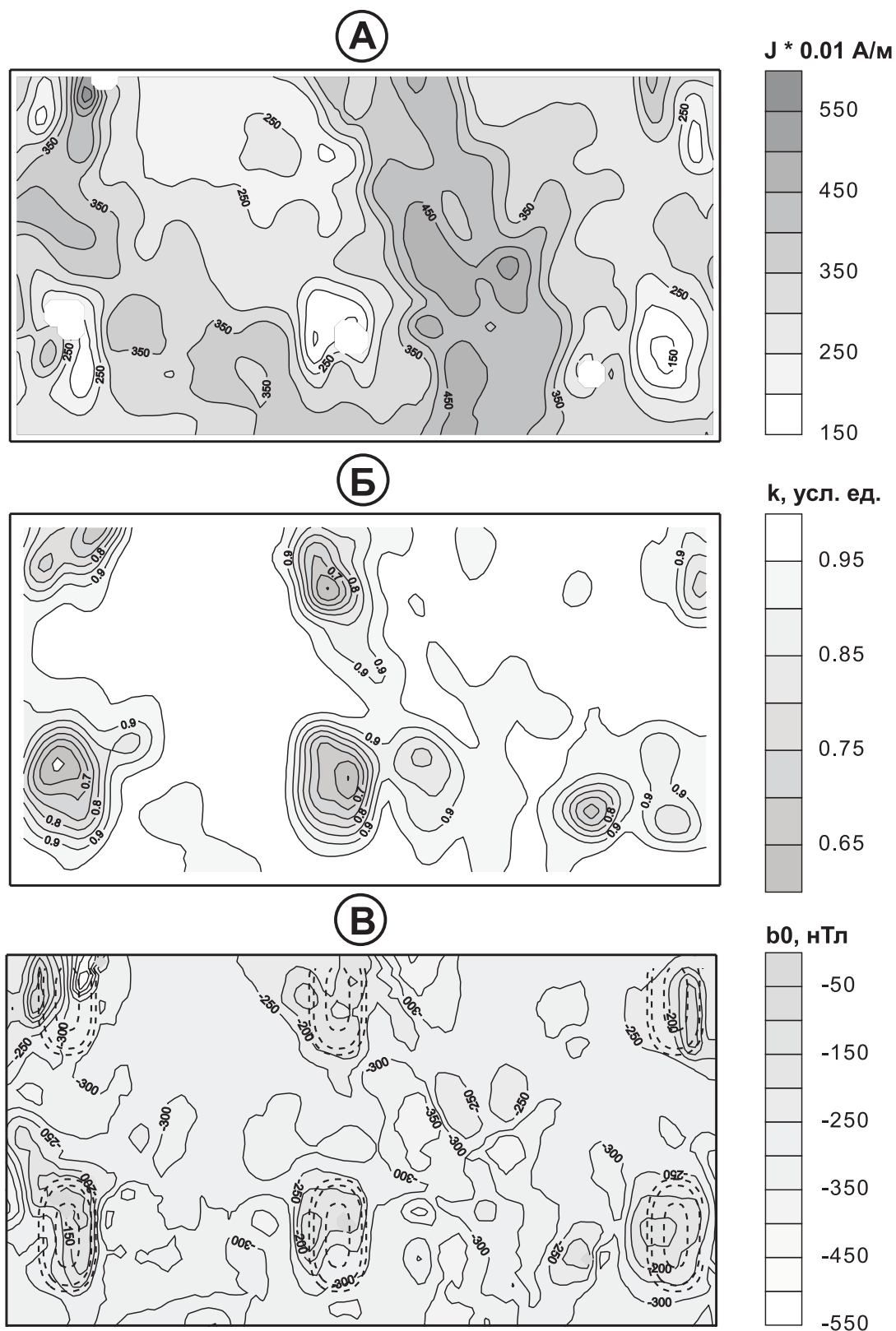


Рис. 39. Определение намагниченности горных пород, слагающих верхнюю часть геологического разреза и выделение полезного сигнала.

А – расчетная намагниченность J горных пород, слагающих рельеф, $\times 10^{-2} \text{ A/m}$; Б – коэффициент корреляции k «магнитное поле – топопоправка»; В – составляющая b_0 магнитного поля.

Примечание: на рисунке В пунктиром нанесены магнитные аномалии от глубокозалегающих геологических объектов.

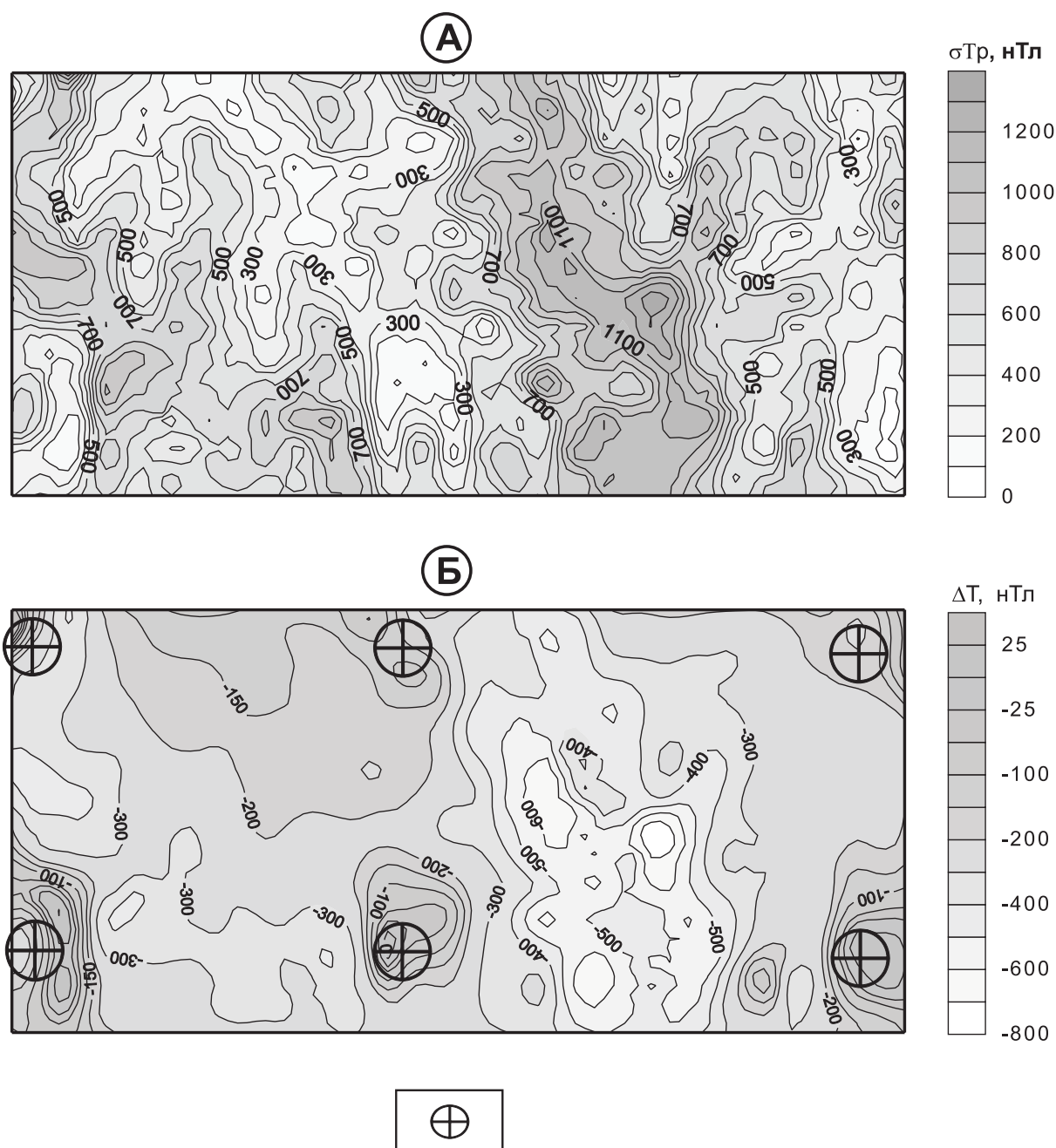


Рис. 40. Выделение слабых магнитных аномалий от глубокозалегающих интрузий.

А – топопоправки δT_p при неоднородной по латерали намагниченности горных пород верхней части геологического разреза; Б – остаточное магнитное поле $\Delta T_{ост}$ на уровне $z = -1500$ м. Круги - эпицентры аномалий от глубокозалегающих геологических объектов.

Следует добавить, что во «Временных методических указаниях по комплексированию геолого-геофизических и геохимических методов при поисках медно-никелевых месторождений в Норильском промышленном районе», разработанных НПО «Рудгеофизика» [33], предельная глубина обнаружения интрузий по данным магниторазведки оценивается всего в 500 м. Однако использование специализированных компьютерных технологий существенно повышает глубинность этого метода.

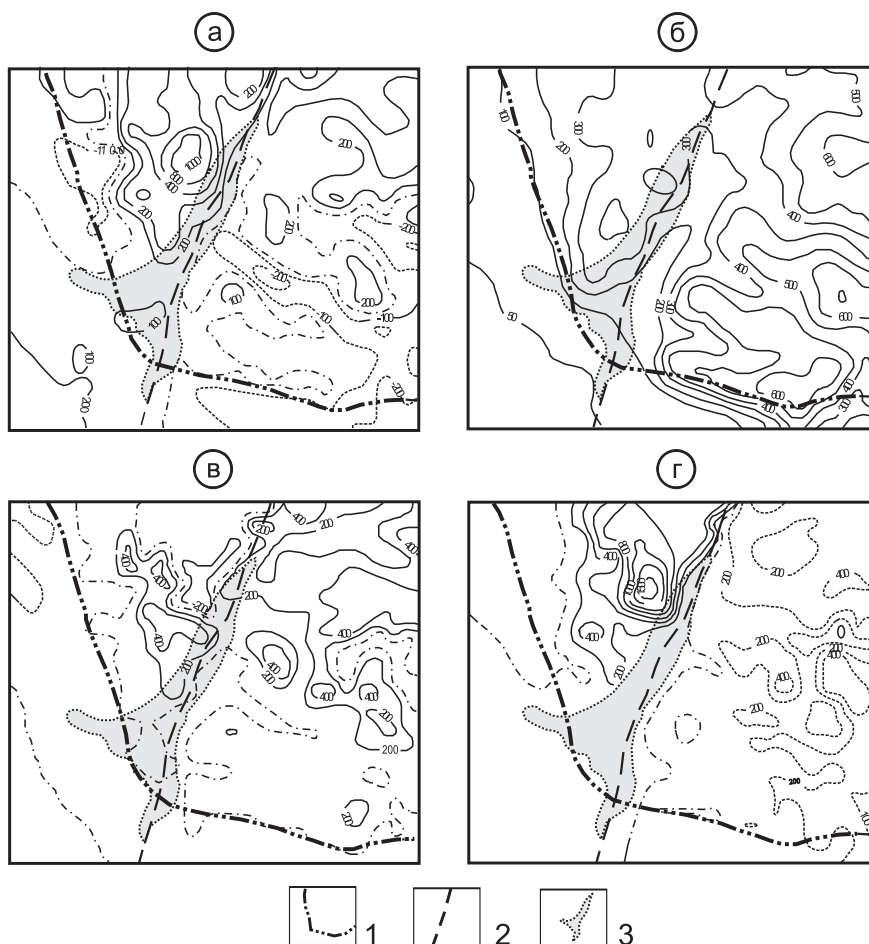


Рис. 41. Учет влияния рельефа местности на аномальное магнитное поле Талнахского рудного узла.

а - карта изодинам наблюдаемого магнитного поля $(\Delta T)_a$; б - карта изогипс рельефа местности; в - карта топопоправок ΔT_p ; г - редуцированное магнитное поле.
1 - граница области развития вулканогенных пород; 2 - главный шов Норильско-Хараелахского разлома; 3 - Талнахская рудоносная интрузия.

4.2.2. Талнахский рудный узел (Норильский район)

Практические возможности компьютерной технологии учета влияния магнитного рельефа, сложенного породами базальтовой формации, иллюстрируют материалы по Талнахскому рудному узлу, расположенному в южной части Хараелахского плато, характеризующейся колебаниями высот от 30 до 720 м. (рис. 41). Карта аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ рассматриваемой площади была получена в результате проведения АМС с обтеканием рельефа на уровне 250 м (съемки СЕГФЭ ПГО "Красноярскгеология").

При подготовке матрицы **J** выполнялось преобразование в цифровую форму Госгеолкарты-200: участкам развития различных горных пород ставились в соответствие обобщенные по территории значения суммарной намагниченности J , которая для вулканогенных образований в данном случае колеблется в диапазоне 1 - 6 А/м. Шаг сети ЦММ и матрицы **J** равнялся 500 м; размеры участка расчета δT_p составили 623 кв. км ($m = 48, n = 53$); размеры области D учитываемого влияния рельефа («палетки») составляли 10×10 км. После исключения топопоправок поле $(\Delta T)_a$ пересчитывалось на плоскость $z = -1000$ м, результирующее магнитное поле в дальнейшем будем называть редуцированным.

Редуцированное магнитное поле имеет более простой характер, чем наблюдаемое поле $(\Delta T)_a$. В нем отчетливо отразились два различающихся по уровню эрозионного среза

блока, разделенные Норильско-Хараелахским глубинным разломом, а также зона метаморфизма, расположенная в юго-западной части площади и создающая магнитную аномалию амплитудой до +1500 нТл. Информацию, приведенную на рис. 41 дополняют статистические данные, позволяющие судить об амплитудах аномалий-помех $U_{\text{рел}}$ и $U_{\text{эр}}$ «рельефной» природы, которым в данном случае соответствуют строки 3 и 4 таблицы 22.

Таблица 22

Статистические характеристики магнитного поля (ΔT)_a и аномалий – помех.

Талнахский рудный узел.

Магнитное поле, его компоненты	Статистические параметры, нТл			
	Минимум	Максимум	Среднее	Дисперсия
Наблюдаемое поле (ΔT) _a	- 415	1183	76.2	±230.0
Редуцированное поле	-652	1483	8.0	±287.0
Топопоправка δT_p	-428	769	82.0	±170.5
Эффект разницы высотности	-290	542	13.7	±66.5

Примечания:

- 1). Эффект разницы высотности представляет собой разность между полем (ΔT)_a с введенной топопоправкой δT_p на реальной поверхности измерений S и полем ΔT^* , приведенным к плоскости $z = -1000$ м.
- 2). Среднеквадратическое расхождение $F2$ полей (ΔT)_a и ΔT^* на поверхности измерений ±3.0 нТл.

4.2.3. Участок Огинраваям (п-ов Камчатка)

Расчет топопоправок δT_p при наземных измерениях магнитного поля, в отличие от АМС, требует подробной информации о геоморфологической ситуации в непосредственной близости от пункта наблюдений. При обработке материалов наземных магнитных съемок нередко может возникнуть ситуация, когда имеющаяся топографическая основа на исследуемый участок не обеспечивает необходимую детальность описания особенностей рельефа дневной поверхности. В таком случае целесообразно на начальном этапе обработки провести пересчет наблюдаемого поля ΔT на горизонтальную плоскость, высота которой H приблизительно равна максимальной высотной отметке площади: $\Delta T(x, y, z) \rightarrow \Delta T^*(x, y, z = -H)$; а затем для всех дальнейших преобразований использовать это поле ΔT^* . За счет удаления по вертикали (координате z) точек, в которых определяются значения δT_p , от источников поля (элементарных тел, аппроксимирующих дневную поверхность), влияние локальных особенностей рельефа уменьшается и точность результатов увеличивается.

Пример построения графа обработки данных наземной магнитной съемки приводится ниже. В качестве исходных данных использованы данные магниторазведки, выполненной ОАО «Корякгеолдобыча» на участке Огинраваям (Северная Камчатка).

Наземная магнитная съемка масштаба 1:25 000 проводилась с целью изучения комплексной геофизической аномалии, приуроченной к Навкырскому габброидному массиву, залегающему в толще кремнистых и туфогенных пород вывентской серии. Относительные превышения рельефа в пределах участка достигают 450 м. Медианное значение намагниченности изверженных горных пород, имеющих преимущественное развитие в пределах участка, составляет 8 А/м.

С целью устранения аномалий помех, обусловленных влиянием рельефа местности на магнитное поле исследуемого участка, проводились следующие операции:

1. Пересчет наблюдаемого магнитного поля на плоскость $z = -500$ м.
2. Вычисление топопоправок при размере стороны «палетки» 2400 м и намагниченности горных пород 8 А/м.
3. Вычисление разностного магнитного поля.

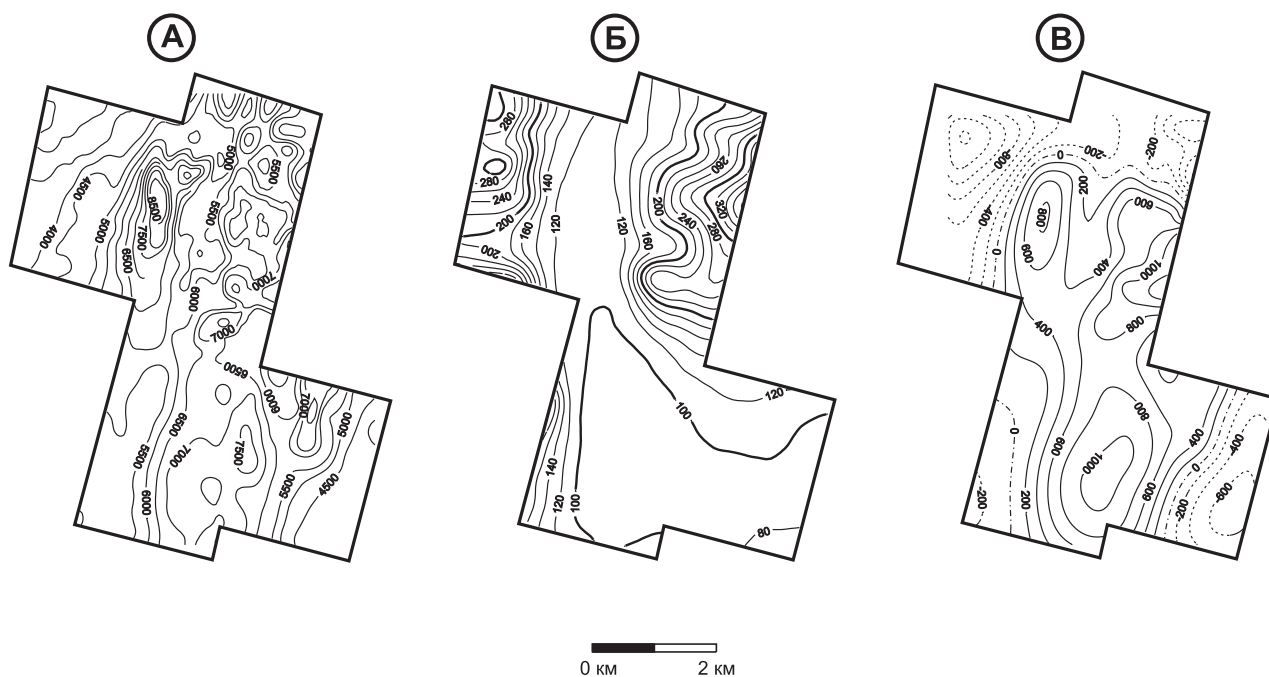


Рис. 42. Наблюдаемое магнитное поле ΔT (А); рельеф местности (Б); магнитное поле ΔT на горизонтальной плоскости $z = -500$ м (В). Участок Огинраваям (по материалам АО «Корякгеолдобыча»).

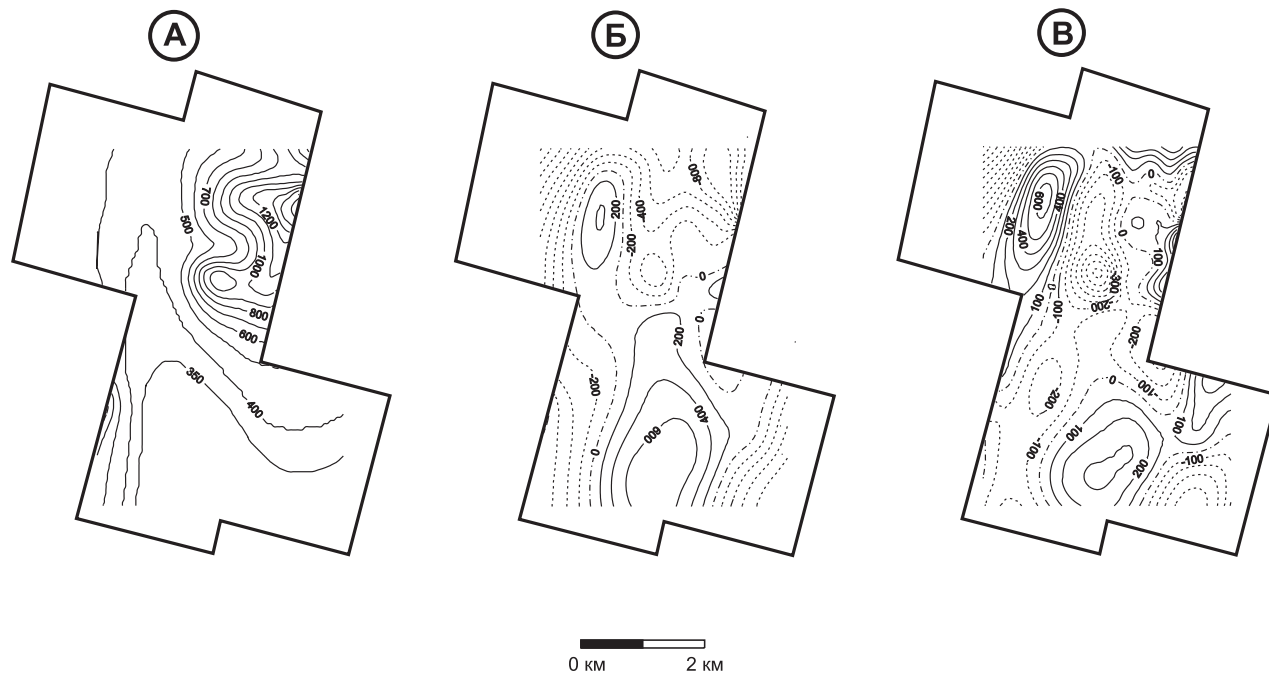
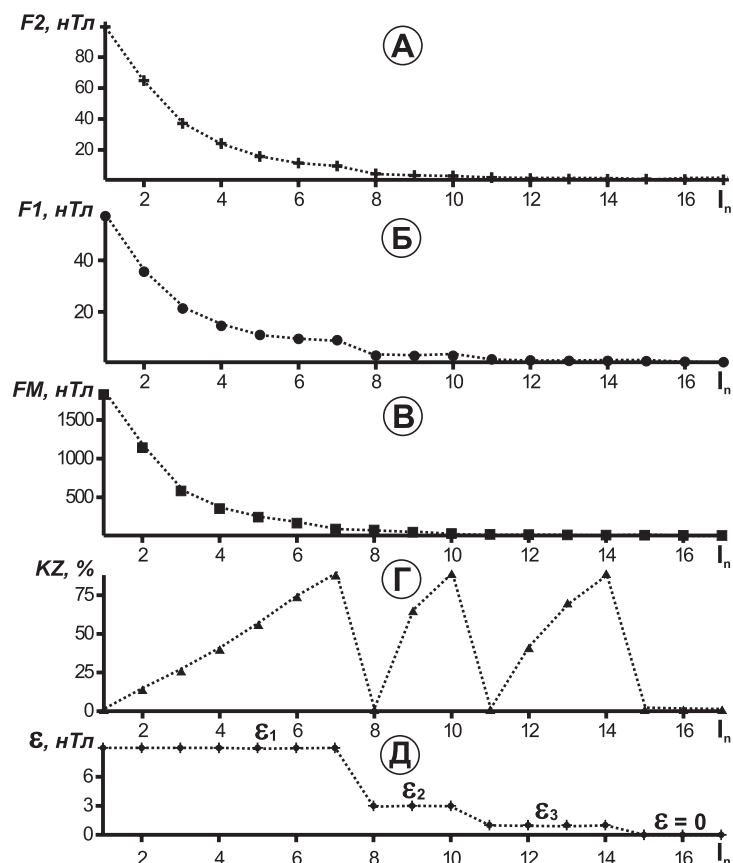


Рис. 43. Поправка за влияние магнитного рельефа δT_r (А); разностное магнитное поле ΔT (Б); локальная составляющая магнитного поля Б (В). Участок Огинраваям (по материалам АО «Корякгеолдобыча»).

Примечание: региональная составляющая поля Б получена путем его пересчета на уровень $z = -1500$ м.

Рис. 44. Характеристика итерационного процесса подбора намагниченности сеточной эквивалентной модели геологической среды. Участок Огинраваям.

А - среднеквадратическое расхождение $F2$; Б - среднее абсолютное расхождение $F1$; В - максимальное (по модулю) расхождение FM ; Г - процент закрепленных точек KZ ; Д - погрешность ϵ .
Примечание: I_n - номер итерации при решении СЛАУ.



4. Расчет трансформант разностного магнитного поля: локальной составляющей (путем исключения регионального фона, рассчитанного путем пересчета поля в верхнее полу-пространство на уровень 1500 м) и 1-ой вертикальной производной на уровне 1000 м.

Исходные данные и результаты преобразований магнитного поля представлены на рис. 42, 43. На рис. 44 приведены графики параметров, характеризующих процесс определения намагниченности сеточной модели геологической среды (программа APP). После выполнения 17 итераций среднеквадратическое расхождение полей ΔT и ΔT^* составило ± 0.63 нТл. Время решения задачи на компьютере с процессором Intel Celeron с тактовой частотой 500 мГц при размере исходных матриц 114 строк $\times$ 79 столбцов составило около 7 минут.

Полученные материалы использовались вместе с данными других геофизических методов при комплексной интерпретации. В результате геофизических исследований было уточнено геологическое строение участка; изучено зональное строение Навкырского массива; выделены зоны, перспективные на медно-никелевое оруденение скергаардского типа.

4.3. Технология учета влияния резкорасчлененного рельефа местности при гравиметрии

Комплекс программ RELGRV используется при камеральной обработке материалов гравиметрических съемок различного масштаба (исключение составляют данные съемок, для которых необходимо учитывать шарообразную форму Земли).

В Красноярском крае на протяжении многолетнего периода для вычисления топопоправок δg_p использовалась программа, разработанная в ГП «Гравиметрическая экспедиция №3» Д.С. Метрикиным. Было проведено сопоставление результатов вычислений δg_p для средней зоны ($d_1 = 19.5$ км; $d_2 = 4.5$ км) по программе TRPG с результатами вычисле-

ний, полученных по программе, эксплуатирующей ГП «Гравиметрическая экспедиция №3». Среднеквадратическое расхождение значений топопоправок δg_p в 1472 точках составляет ± 0.0159 мГал; средняя разность поправок для всей совокупности точек составляет 0.0027 мГал, при СКО ± 0.015 мГал.

Расчет и исключение поправок за влияние рельефа местности δg_p входит в стандартный, предусмотренный действующей «Инструкцией...» [63] граф обработки данных полевых гравиметрических наблюдений. При этом аномалии Буге определяются непосредственно в точках наблюдений, расположенных на поверхности Земли S , что влечет за собой определенные сложности, связанные с учетом влияния рельефа центральной зоны (внутренней подобласти D_1).

В горной местности далеко не всегда масштаб имеющихся на исследуемую территорию топографических карт позволяет сформировать ЦММ, с необходимой точностью описывающую рельеф центральной зоны. Нивелирование «звездочек» вокруг пунктов гравиметрических наблюдений является слишком трудоемкой и дорогостоящей операцией. Представляется целесообразным, по аналогии с магниторазведкой (раздел 4.2.3), при обработке данных детальных гравиметрических съемок (масштаба 1:25 000 и крупнее) использовать приведенную ниже технологическую схему, базирующуюся на том, что принципиально новые возможности для подавления аномалий-помех, обусловленных рельефом подобласти D_1 , обеспечивает предварительное редуцирование поля силы тяжести Δg на расположенную выше дневной поверхности поверхность относимости S^* .

При этом, за счет удаления точки расчета Δg_p от возмущающих объектов по аппликате z , будет существенно ослаблено влияние не охарактеризованных ЦММ локальных особенностей рельефа, имеющих линейные размеры $l \ll L$ (L - шаг ЦММ), а также плотностных неоднородностей слагающих рельеф горных пород.

Приведение наблюденного поля g_n на вышележащий уровень путем введения поправки за свободный воздух не учитывает влияния аномального вертикального градиента V_{zz} . Для пересчета гравитационного поля Δg на поверхность S^* целесообразно выполнять аппроксимацию исходного потенциального поля Δg полем Δg^* эквивалентных источников, реализованную в программах APP и ANMOD. В случае, когда огибающая рельефа поверхность S^* располагается на сравнительно малой высоте z_0 , соизмеримой с расстоянием между пунктами гравиметрических наблюдений, спектральный состав поля Δg изменяется слабо, т.е. результирующее поле Δg^* сохраняет все основные особенности поля Δg (рис. 45). Кроме того, в процессе пересчета $\Delta g \rightarrow \Delta g^*$ производится отбраковка некачественных измерений, нарушающих гармонический характер функции Δg .

Предлагается следующая последовательность обработки данных полевых гравиметрических измерений:

- исключение из наблюденных значений g_n нормального поля силы тяжести g_0 и вычисление аномалий Буге на поверхности измерений для всех пунктов: $\Delta g_B = g_n - g_0 + (0.3086 - 0.0419\sigma_s) z_i$; $i = 1, 2, \dots, k$;
- пересчет значений поля Δg_B для k точек на конкордантную рельефу поверхность S^* , удаленную на высоту $z_0 \approx (2-3)L$ от пунктов гравиметрических наблюдений: $\Delta g_B \rightarrow \Delta g^*$;
- определение топопоправки для внутренней подобласти D_1 и для внешней подобласти D_2 , при этом в роли высот пунктов измерений z_p выступают величины $z_i + z_0$, $i = 1, 2, \dots, k$; суммарная топопоправка δg_p исключается из Δg^* . В данном случае для каждого пункта гравиметрических наблюдений топопоправка δg_p корректирует отклонения поверхности наблюдений S от горизонтального плоскопараллельного слоя толщиной z_i (z_i может отсчитываться как от уровня моря, так и от некоторого условного уровня).

Рассмотрим практический пример: ЦММ участка, расположенного в пределах золоторудного района Восточного Саяна имеет следующие параметры: число строк $m = 148$;

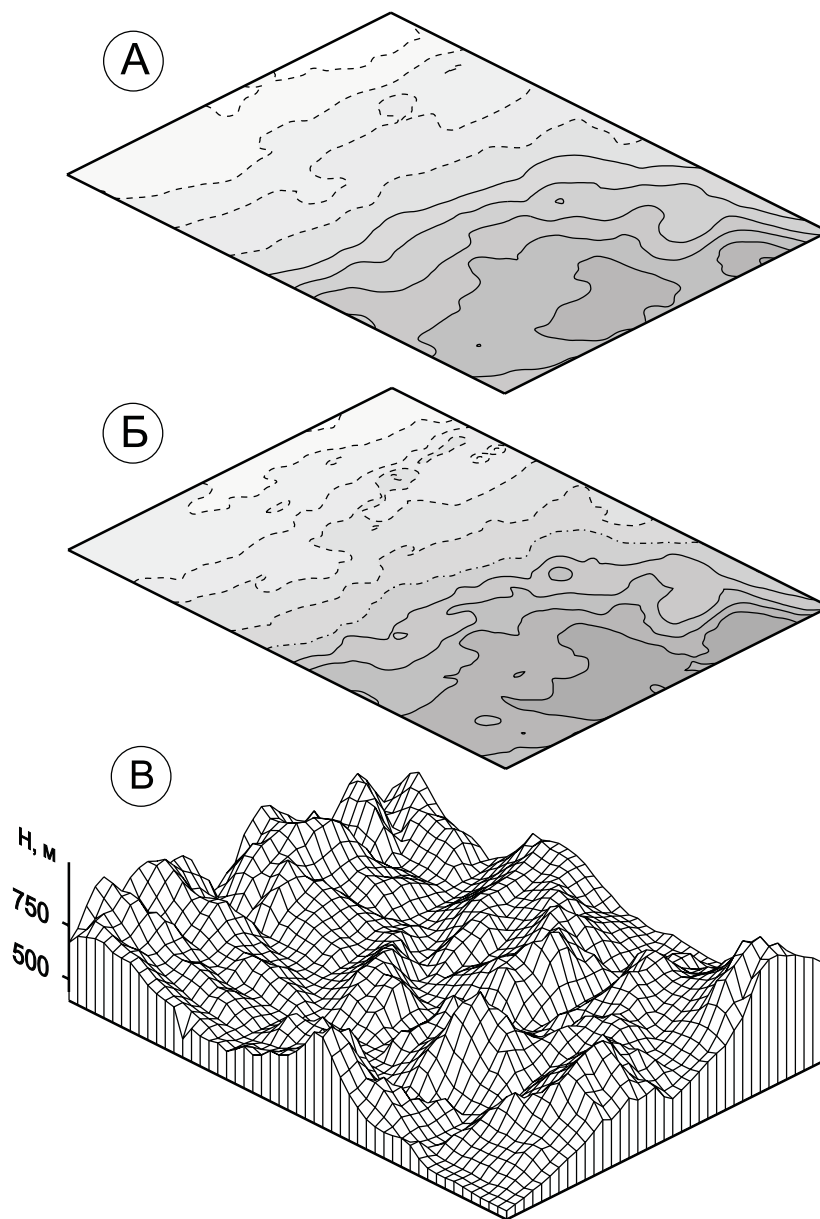


Рис. 45. Результаты пересчета потенциального поля на новую поверхность относимости S^* .

А - изоаномалы поля Δg^* на высоте 100 м над дневной поверхностью; Б - изоаномалы поля Δg на поверхности наблюдений S ; В - объемное изображение рельефа местности.

число столбцов $n = 200$; шаг $L = 50$ м; колебания высотных отметок составляют 440 - 1045 м при среднем значении 637.0 м и СКО ± 102.2 м. Соответственно размер центральной зоны составляет 150×150 м. На участке проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 25 000, шаг матрицы $\{\Delta g_B\}$ равен 200 м. Плотность промежуточного слоя $\sigma_s = 2.67$ г/см³.

Топопоправки δg_p в 1938 пунктах, расположенных на дневной поверхности, варьируют в диапазоне 0.015 - 0.949 мГал, при среднем значении 0.314 мГал и СКО ± 0.114 мГал. На поверхности S^* , находящейся на высоте 100 м над поверхностью Земли, значения δg_p несколько ниже: диапазон -0.415 - 0.393 мГал, при среднем значении 0,008 мГал и СКО ± 0.096 мГал, при этом закономерно появление отрицательных значений δg_p в ряде точек. Средне-квадратическое расхождение полей Δg_B и Δg^* невелико и составляет всего ± 0.18 мГал.

Предположим, что значения высотных отметок $\{z_{ij}\}$, $i = 1, 2, \dots, m, j = 1, 2, \dots, n$ осложнены случайной составляющей ϵ_h , равномерно распределенной в интервале $[0, 3]$ м. Составляющая ϵ_h имитирует наличие неоднородностей рельефа, не описанных детерминированной ЦММ [45, 46]. Тогда погрешности Δ^s определения δg_p (глава 1) на поверхности наблюдений S будут изменяться от -0.072 мГал до 0.057 мГал, а на поверхности S^* - от -0.017 мГал до 0.01 мГал. В последнем случае дисперсия (разброс) значений Δ^s уменьшается примерно в 5.5 раз, т.е. влияние не учтенных при создании ЦММ случайных колебаний высот дневной поверхности ϵ_h резко ослабевает, а точность определения δg_p для внутренней подобласти D_i увеличивается.

При работе с измеренными значениями поля силы тяжести, относящимися к узлам нерегулярной сети 3D-интерполяция является наиболее предпочтительной по сравнению с другими видами интерполяции, учитывающими только изменения расстояний между точками в плоскости XOY (2D-интерполяция). Поведение функции Δg всегда определяется зависимостью от трех пространственных координат (x, y, z) ; а в реальных физико-геологических условиях выполнения гравиметрических наблюдений плоские поверхности наблюдений $z = const$ отсутствуют. Следовательно, при восстановлении значений гравитационного поля в узлах новой сети всегда необходимо учитывать высотные отметки z исходных и результативных точек (рельеф поверхности наблюдений). Помимо данных из каталога гравиметрических пунктов – совокупности векторов $(x, y, z, \Delta g)$, в процессе 3D-интерполяции участвует матрица (файл-сетка) высотных отметок рельефа местности в узлах регулярной сети $\{z_p\}$.

Рассмотрим практический пример – в качестве исходных данных использовались материалы гравиметрической съемки масштаба 1:25 000 по одному из горных районов республики Хакасия с перепадом высот около 850 м – Балахчинскому золоторудному узлу, расположенному на восточном склоне Кузнецкого Алатау. После подбора эквивалентной модели геологической среды, представленной совокупностью сфер, расположенных на 7 уровнях (5.1 – 0.08 км), среднеквадратическое расхождение полей Δg и Δg^* в 5027 пунктах наблюдений составило ± 0.18 мГал. Сеть гравиметрической съемки - 250×100 м; сеть результативной матрицы - 125×125 м. Интерполяция поля в узлы равномерной сети осуществлялась двумя способами (рис. 46) – в 2D-варианте (т.е. только с учетом различий в координатах x, y точек исходной и результативной сети) и в 3D-варианте (т.е. с учетом различий в трех координатах x, y, z точек исходной и результативной сети). Учет различий в высотах пунктов наблюдений z и результативных точек $\{z_p\}$, как свидетельствует сопоставление результатов 2D- и 3D-интерполяции, приводит к уточнению полученных в узлах матрицы значений поля силы тяжести Δg на десятые доли мГал и более (рис. 47).

Еще раз хочется подчеркнуть, что применение адекватного поставленной задаче способа интерполяции исходных данных – крайне важный момент при автоматизированном построении гравиметрических карт любого масштаба.

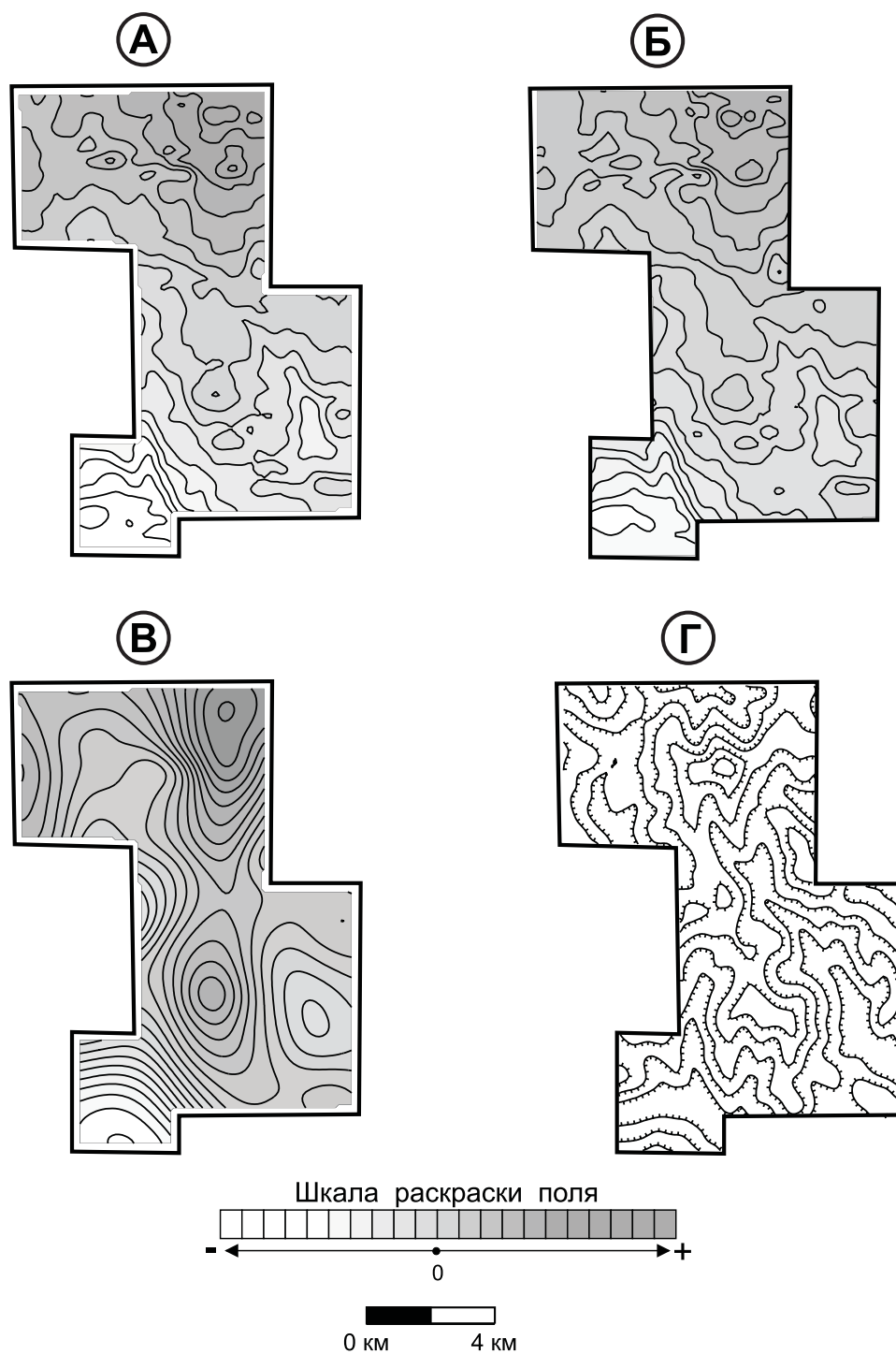
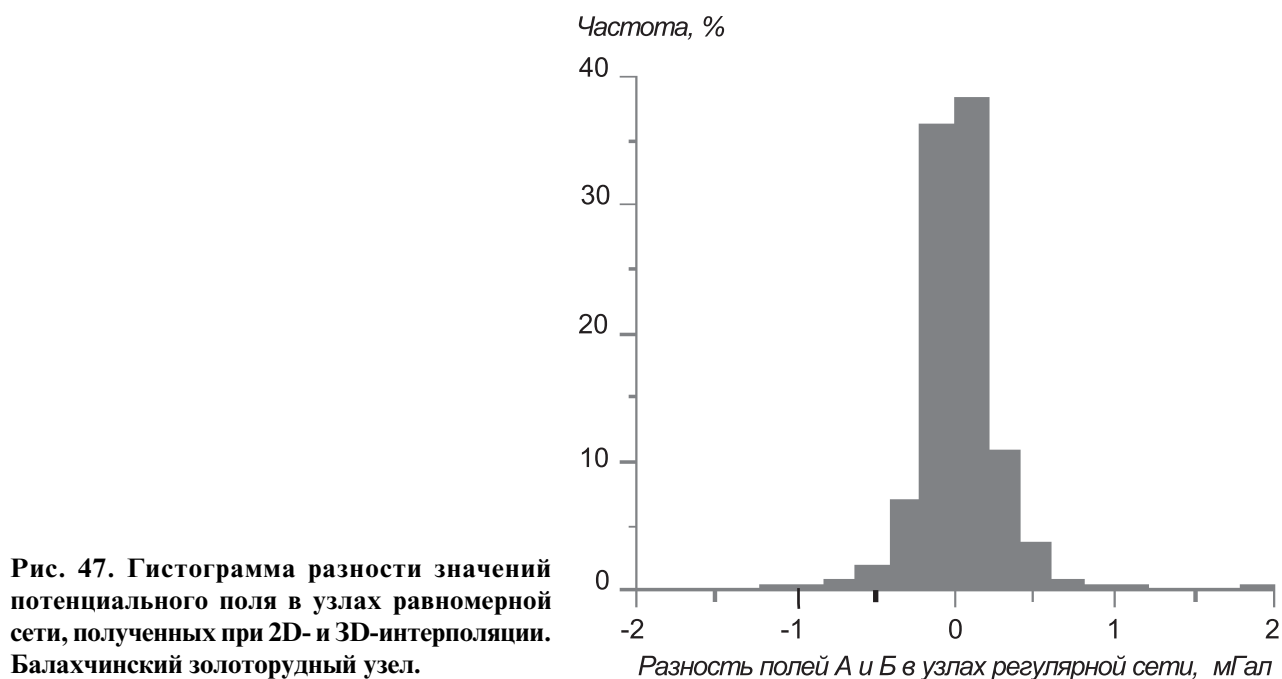


Рис. 46. Интерполяция значений потенциального поля в узлы регулярной сети. Балахчинский золоторудный узел.

А - карта изоаномал поля Δg , полученная в результате 2D-интерполяции; Б - карта изоаномал поля Δg , полученная в результате 3D-интерполяции; В - 2-я вертикальная производная поля V_{zz} на уровне $z = -3000$ м; Г- изогипсы рельефа местности (проведены через 100м).



При ручной рисовке изолиний, непосредственно по графическому представлению каталога гравиметрических пунктов («выноске» значений Δg в узлах нерегулярной сети), эта проблема стояла менее остро. При компьютерном построении карт изоаномал всегда необходима матрица Δg , для формирования которой наиболее целесообразно использовать именно 3D-интерполяцию, базирующуюся на истокообразной аппроксимации исходных значений поля.

Построенная для интерполяции эквивалентная модель среды в дальнейшем может использоваться для различных трансформаций поля. В частности, при выделении локальных аномалий целесообразно использовать пересчет поля Δg на горизонтальную плоскость в сочетании с его преобразованием в другие функции, например – выполняющееся в процессе единого цикла решения прямой задачи вычисление 2-ой вертикальной производной на плоскости, расположенной выше поверхности измерений. При этом, за счет увеличения высоты результативной карты сглаживаются мелкие неоднородности поля, не несущие полезной информации при данном масштабе исследований, а за счет дифференциального преобразования происходит подавление низкочастотной (фоновой) компоненты (рис 47.В).

Измеренные при съемке значения гравитационного поля в условиях расчлененного рельефа, неизбежно содержат искажения, обусловленные влиянием «геометрического фактора» - варьированием расстояний $R = R(x, y, z)$ между возмущающими объектами и точками наблюдений за счет изменений апикат $z = z(x, y)$ поверхности наблюдений S . Приведение гравитационного поля к горизонтальной поверхности наблюдений, т.е. преобразование $\Delta g [x, y, z(x, y)] \rightarrow \Delta g^*[x, y, z = const]$ во всех случаях является весьма полезным для последующей визуальной интерпретации картографических материалов, т.к. приводит к упрощению морфологии поля и к устранению смещений эпицентров аномалий относительно возмущающих объектов. Картировочные возможности полученных таким образом «горизонтальных срезов» геофизических полей, в какой-то мере, аналогичны материалам геологического картирования при идеально плоском эрозионном срезе территории, вскрывающем изучаемые объекты.

Отметим, что при истокообразных аппроксимациях вычисление трансформант поля силы тяжести осуществляется при весьма слабых искажениях формы аномалий в крае-

вых частях исследуемого участка, т.е. практически без потерь результативной площади. Это особенно ценно при преобразованиях, требующих большого радиуса интегрирования, например – при расчетах гравитационного потенциала (первообразной V) по измеренным значениям Δg (производной V_z). Кроме того, при аппроксимационных преобразованиях поля силы тяжести происходит подавление помех негармонического характера, амплитуда которых в отдельных точках, как правило, многократно превышает точность съемки. Это могут быть точки гравиметрических рейсов, подлежащие отбраковке по причинам технического характера; либо точки, в которых зафиксирован аномальный эффект локальных неоднородностей геологического разреза, не подлежащих картированию при данном масштабе исследований.

5. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Требования оптимальности при решении задач геологического картирования и поисков месторождений полезных ископаемых обусловили целесообразность проведения опережающих геофизических исследований на различных стадиях геологоразведочных работ. Целевым назначением данного самостоятельного этапа исследований является подготовка геофизической основы, представляющей собою набор результативных карт, разрезов и других материалов, содержащих новую информацию о геологическом строении исследуемой территории и ее перспективах в отношении обнаружения тех или иных видов минерального сырья.

Геологическая информативность геофизических исследований, наряду с оптимальным выбором методики и техники полевых работ, определяется качеством интерпретации полученных данных [15, 98, 104, 111, 112, 123 и др.]. Существует множество различных методологических подходов к интерпретационному процессу, что обусловлено, с одной стороны, сложностью и многообразием геологических задач, решаемых с помощью геофизических методов, а также наличием множества приемов, способов и методик их решения. Во многом это связано с наличием «очень большого множества научных школ в области теории и практики потенциальных полей, каждая из которых понимает сущность интерпретационного процесса по-своему и разрабатывает достаточно различные рабочие методы, соответственно – компьютерные технологии» [117]. С другой стороны, налицо «отсутствие определяющей методологической основы» в теории и практике интерпретации, порождающее ситуацию ««вавилонской башни»» [117].

Для того, чтобы создать и использовать на практике интерпретационные компьютерные технологии, автор был вынужден изучить некоторые вопросы, связанные с методологией процесса интерпретации и увязать их с поставленными геологическими задачами. В данной главе приводится общая характеристика процесса интерпретации, базирующаяся на разделяемых автором положениях из работ ведущих ученых – Е.Г. Булаха, Г.С. Вахромеева, Г.Я. Голиздры, В.Н. Страхова (в первую очередь) и других.

Под термином «интерпретация» аномального геофизического поля В.Н. Страховым подразумевается целостная совокупность, включающая в себя [124]:

- найденное распределение ответственных за поле физических параметров в изучаемом объеме геологической среды;
- геологическое истолкование найденного распределения физических параметров в изучаемом объеме природной среды;
- разложение элементов аномального поля в целом на слагаемые, соответствующие локальной, региональной и случайной составляющим поля.

Суть концепции интерпретационных моделей состоит в том, что любая интерпретация находится по экспериментальным данным в рамках принятых модельных представлений о геологической среде и поле, т.е. полностью определяется этими представлениями. Следовательно, всякая интерпретация геофизических данных модельна [109]. При этом «моделью (среды, поля, явления, процесса) называем совокупность представлений и допущений (о среде, поле, явлении, процессе), которые возникли как результат предыдущих исследований (среды, поля, явления, процесса), либо как результат теоретического обобщения, либо по аналогии; чаще всего все указанные факторы определяют существо модели (= модельных представлений) совместно» [123].

Элементами однометодной физико-математической интерпретационной модели (ФММ), с позиций системного подхода, является ряд частных моделей:

- а) модель строения изучаемого объема природной (геологической) среды, по тем фи-

зическим параметрам, которые ответственны за поле;

- б) модель источников возбуждения изучаемого поля;
- в) модель изучаемого (аномального) поля;
- г) модель экспериментальных данных о поле;
- д) модель связей между аномальным полем и изучаемой средой;
- е) модель оптимальности искомой интерпретации (совокупность используемых критериев оптимальности, включая априорные ограничения типа равенств и неравенств);
- ж) модельные представления, относящиеся к оценкам точности и надежности искомой интерпретации [124].

В общей схеме интерпретационного процесса по В. Н. Страхову (рис. 48), сводящегося к построению интерпретационных моделей и решению аппроксимационных задач в рамках этих моделей [124], предусматриваются обратная связь и итерационность в построении интерпретаций. Обычно этот процесс включает в себя следующие стадии [123]:

- подготовительную, или стадию построения интерпретационной модели (этапы I – V);
- собственно стадию интерпретации имеющихся данных в рамках принятой интерпретационной модели (этап VI);
- стадию анализа полученных результатов, на которой, в случае необходимости, осуществляется возврат на начальную стадию процесса с корректировкой первоначальной интерпретационной модели (этап VII-VIII).

В настоящее время достаточно развиты и широко применяются на практике приемы и методы построения физико-геологических моделей (ФГМ) изучаемых геологических объектов, отличающихся от ФММ более низким уровнем формализации представлений о геологической среде и поле [13, 15, 17, 30, 31, 44, 68, 69, 83, 96, 132 и др.].

ФГМ объекта геофизических исследований - это система абстрактных возмущающих тел и вызываемых ими аномальных эффектов, которые аппроксимируют геологический объект и с требуемой для моделирования детальностью обобщенно отражают его структуру, размеры, форму, петрофизические свойства и соответствующее им распределение физических полей. В роли критериев качества интерпретации, близости наблюдаемого и модельного полей, характеристик компонент аномального поля выступают субъективные оценки человека-интерпретатора. ФГМ всегда формируется на основе петрофизической модели (ПФМ), представляющей собой объемное распределение в геологическом пространстве различных физических параметров, характеризующих основные структурно-вещественные комплексы изучаемого рудного узла, рудного поля, месторождения, либо другого изучаемого геологического объекта [31].

В формировании ФГМ обычно можно выделить три фазы [83]:

- Фаза I. Проектирование работ в новом районе, на новый вид полезного ископаемого, начальная стадия интерпретации геофизических данных: построение ФГМ по методу аналогии с районами (объектами) сходного геологического строения.
- Фаза II. Предполагает наличие экспериментальных (полевых) геофизических данных по объектам данного класса, расположенных на исследуемой или смежной с ней территории: построение ФГМ на основе натурального моделирования эталонных объектов.
- Фаза III. Завершение комплексной интерпретации геолого-геофизической информации, полученной в результате полевых работ: уточнение ранее построенной ФГМ, оптимизация комплекса исследований, оценка эффективности выполненных работ.

Одна из схем формирования ФГМ путем анализа и синтеза имеющейся геолого-геофизической информации о реально существующих геологических объектах, заимствованная из «Методических рекомендаций по комплексированию геофизических методов ...», приводится на рис. 49.

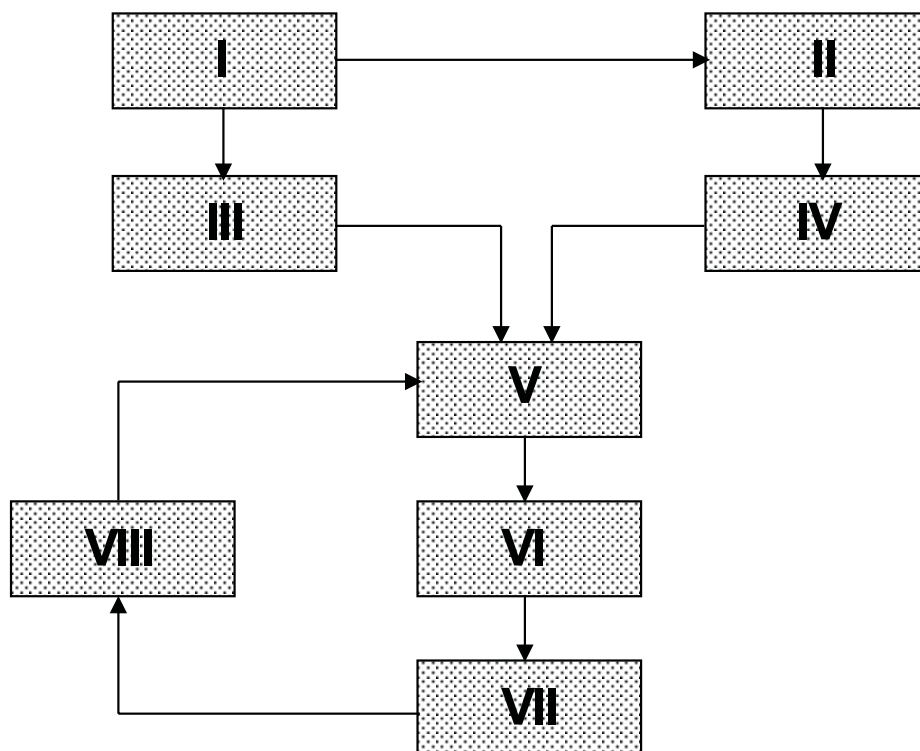


Рис. 48. Общая схема интерпретационного процесса в прикладной геофизике (по В.Н. Страхову).

I - сбор имеющейся экспериментальной информации о геофизических полях и изучаемом объеме природной среды; II - процедуры вспомогательной обработки экспериментальных данных о геофизических полях, имеющие целью уточнение модельных представлений о полях и среде; III - формирование модельных представлений о полях и изучаемой среде по априорным данным; IV - формирование модельных представлений о полях и изучаемой среде по результатам решения вспомогательных задач; V - формирование интерпретационной модели; VI - нахождение интерпретации в рамках принятой интерпретационной модели; VII - определение оценок надежности и точности найденной интерпретации; VIII - анализ результатов и выход на коррекцию интерпретационной модели.

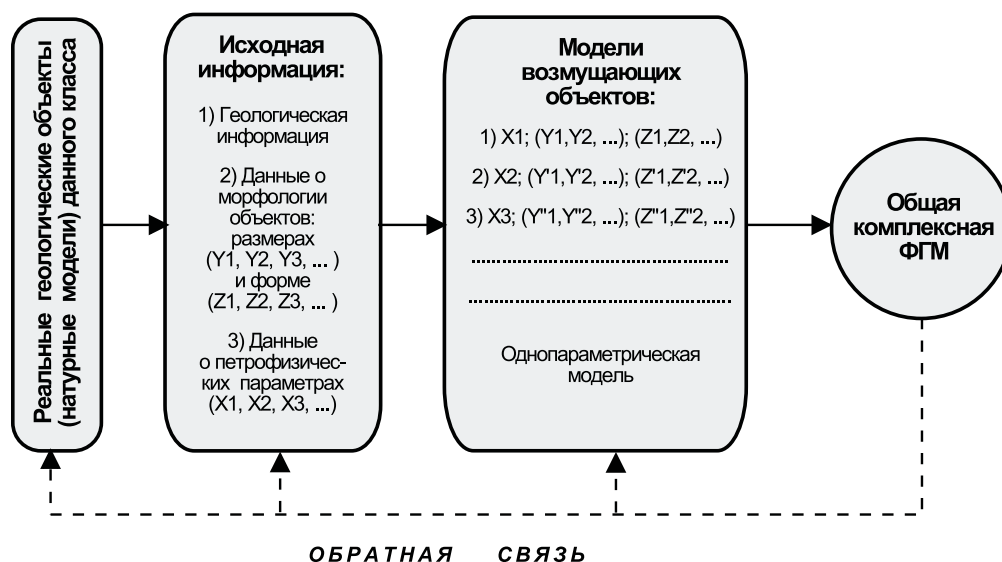


Рис. 49. Схема формирования физико-геологической модели объекта исследований.

Примечание: схема приводится по «Методическим рекомендациям по комплексированию геофизических методов при крупномасштабных геологосъемочных работах и поисках месторождений твердых полезных ископаемых», 1982 г.

С гносеологических позиций процесс интерпретации можно рассматривать как процесс последовательного построения взаимодополняющих апостериорных интерпретационных моделей: ПФМ $\rightarrow$ ФГМ $\rightarrow$ ФММ изучаемого объема геологической среды. Известно, что процесс интерпретации в целом и его отдельные операции инвариантны по отношению к виду и детальности (масштабу) геофизических исследований [98]. Принято выделять следующие виды интерпретации: качественную и количественную, методную и комплексную (рис. 50).

Схематическое описание процесса качественной и количественной интерпретации данных одного метода – гравиметрии, приводится ниже по Е.Г. Булаху с соавторами [20]. Под интерпретацией гравитационных аномалий понимают определение тех масс, которые вызвали эти аномалии. Перед исследователем стоит задача: каждому изменению гравитационного поля поставить в соответствие геологический фактор.

Качественная интерпретация обычно производится визуально, без расчетов. При анализе прежде всего уточняется общий характер поля, выясняется наличие региональной составляющей; затем выделяют локальные участки, в пределах которых приближенно определяют количество и форму возмущающих тел. Для решения поставленных задач широко используют различные трансформации поля (разделение, продолжение, в верхнее и нижнее полупространство вычисление статистических характеристик).

На стадии количественной интерпретации не только устанавливают неоднородное строение, но и вычисляют параметры, которые характеризуют местоположение, размеры и элементы залегания геологических тел. Для районирования аномальных полей и формализованной классификации источников аномалий применяются методы распознавания образов. Численные расчеты параметров возмущающих объектов выполняются при решении обратной задачи гравиразведки. Определение элементов геологического строения исследуемого объема среды по гравиметрическим данным можно свести к следующей задаче.

Зафиксируем в аномальном поле силы тяжести (или его трансформанте) n наиболее характерных точек, представив их как некоторый n -мерный вектор $\mathbf{V} = (v_1, v_2, v_3, \dots)$. Исследователь может различными способами строить такие векторы; можно говорить об определенном пространстве W , которое объединяет различные совокупности $\mathbf{V} : \mathbf{V} \in W$.

На основании всех имеющихся сведений о геологической среде и об аномальном поле интерпретатор составляет схему-гипотезу о распределении плотностных неоднородностей в исследуемом объеме геологической среды. Местоположение, форма, размеры, физические свойства аномалиеобразующих тел также можно представить в виде m -мерного вектора $\mathbf{P} = (p_1, p_2, p_3, \dots)$. В геологической схеме параметры тоже могут принимать различные значения и таких схем может быть несколько. Будем говорить о пространстве Q , где каждой конкретной схеме соответствует своя точка $\mathbf{P} : \mathbf{P} \in Q$. Функциональные пространства W и Q связаны между собой.

По совокупности значений параметров среды однозначно определяются значения аномального поля с помощью алгоритма решения прямой задачи. В общем виде прямую задачу можно описать оператором, который каждой точке пространства Q ставит в соответствие определенную точку пространства W :

$$V = L(\mathbf{P}), \mathbf{V} \in W, \mathbf{P} \in Q \quad (5.1)$$

Обратная задача гравиразведки состоит в том, чтобы по заданным значениям компонент $\mathbf{V}$ определить вектор $\mathbf{P}$, и в операторной форме записывается следующим образом:

$$\mathbf{P} = L^{-1}(\mathbf{V}) \quad (5.2)$$

В общем случае уравнение (5.2) не обладает свойством единственности решения и является неустойчивым. Для его решения, в частности, привлекаются дополнительные сведения, полученные на стадии качественной интерпретации и априорная геолого-геофизическая информация.

Следует отметить также, что не существует эффективных критериев принадлежности совокупности значений наблюдаемого поля $\mathbf{V}_{\text{наб}}$ множеству результатов решения прямой задачи (5.1) от набора моделируемых параметров среды $L(Q)$, т.е. вполне возможно не получить требуемого совпадения наблюдаемого $\mathbf{V}_{\text{наб}}$ и модельного $\mathbf{V}_{\text{мод}}$ полей при выбранном интерпретаторе способе параметрического описания источников аномалий.

В этом случае используется понятие квазирешения обратной задачи, представляющего собой некий вектор параметров $\mathbf{P}$, при заданном $\mathbf{V}_{\text{наб}}$, для которого $\|\mathbf{V}_{\text{наб}} - \mathbf{V}_{\text{мод}}\|$ достигает минимума на множестве Q .

Исчерпывающего определения понятия комплексной интерпретации геофизических полей и универсального подхода к этому процессу не существует, однако различные направления теории комплексирования геофизических методов развиты в работах Б.А. Андриеева, Н.Н. Боровко, В.В. Бродового, Г.С. Вахромеева, Г.Я. Голиздры, И.Г. Клушина, Н.Я. Кунина, И.Д. Морозова, А.А. Никитина, Г.П. Новицкого, Н.И. Сафронова, М.Н. Столпнера, В.Н. Страхова, А.Г. Тархова, В.В. Федынского и других исследователей.

В.Н. Страхов комплексные интерпретационные модели рассматривает [124], как совокупности тех же элементов, входящих в однометодные интерпретационные модели, для которых:

- элементы б) и г) являются сложными – состоящими из представлений и допущений, относящихся к отдельным типам геофизических полей;
- элемент е) дополнительно включает в себя общие критерии оптимальности, относящиеся к среде и всем геофизическим полям вместе, а также критерии для частичных совокупностей полей.

Одна из формализованных постановок задачи комплексной интерпретации, сводящаяся к анализу пространственного распределения геолого-геофизических данных, приведенная Г.Я. Голиздрой в работе [36], рассматривается ниже. Общеизвестно, что отличительной особенностью геолого-геофизических признаков является их соответствие определенным точкам пространства с координатами (x, y, z) . При интерпретации геофизических полей - функций пространственных координат вида: $a(x, y, z)$, $b(x, y, z)$, $c(x, y, z)$..., наряду с количественными (т.е. имеющими числовую меру) признаками, используются также качественные (т.е. не имеющие числовой меры) геологические признаки α , β , γ ... Скалярные и векторные функции пространственных координат $\alpha(x, y, z)$, $\beta(x, y, z)$, $\gamma(x, y, z)$..., описывающие распределение качественных признаков также можно считать полями. Функции $\alpha(x, y, z)$, $\beta(x, y, z)$..., это действительные функции, ограниченные в области определения, они могут быть непрерывными, а могут претерпевать конечные разрывы, в том числе и на границе областей определения. Задача комплексной интерпретации заключается в определении некоторого оператора R^{-1} , который осуществляет свертку имеющейся геолого-геофизической информации в некоторую другую функцию $K(x, y, z)$, определяющую тип геологической среды в точке (x, y, z) и ее окрестностях:

$$K(x, y, z) = R^{-1}[a(x, y, z), b(x, y, z), \dots, \alpha(x, y, z), \beta(x, y, z), \dots, x, y, z] \quad (5.3)$$

Отмечается, что наиболее часто оператор R^{-1} используется для построения функции

двух переменных $K(x,y)$, которая по традиции представляется графически, с применением цветовой раскраски и условных знаков. Задача комплексной интерпретации (5.3), аналогично обратной задаче (5.2), характеризуется неоднозначностью и неустойчивостью решения. Но, в отличие от интерпретации данных одного метода, в общем случае не существует оператора R , обратного оператору R^{-1} , позволяющего провести объективный контроль качества выполненной комплексной интерпретации путем решения «прямой» задачи.

На практике устойчивость решения операторного уравнения (5.3) во многом обеспечивается тем, что функция $K(x,y)$, как и геологические признаки $\alpha(x,y,z)$, $\beta(x,y,z)$, ..., имеет качественный характер.

М.Б. Рыбаков, А.И. Бурдэ, М.Н. Столпнер под комплексной геологической интерпретацией подразумевают построение геологической модели изучаемого блока земной коры, с заданной детальностью, точностью, и достоверностью по комплексу разнородных геолого-геофизических и других данных, с целью получения нового геологического знания, оценки перспектив этого блока на различные типы полезных ископаемых и подсчета их прогнозных ресурсов [98]. Известно, что «основой всех видов комплексной интерпретации является специализированная интерпретация данных отдельных методов. Комплексная интерпретация осуществляется сопоставлением (в картографическом смысле - наложением, в математических методах - корреляцией в широком смысле) различных множеств признаков изучаемых объектов, выделенных в процессе обработки материалов и при анализе получаемых результатов» [104]. Традиционно принято использовать для этого несколько типов операций (рис 50):

- **Фильтрация** – выделение полезного сигнала на фоне помех: усиление признаков с определенными частотными и (или) амплитудными характеристиками при подавлении других составляющих поля.
- **Районирование** (классификация) – разделение интерпретируемого множества признаков на однородные (по какому-либо критерию) подмножества.

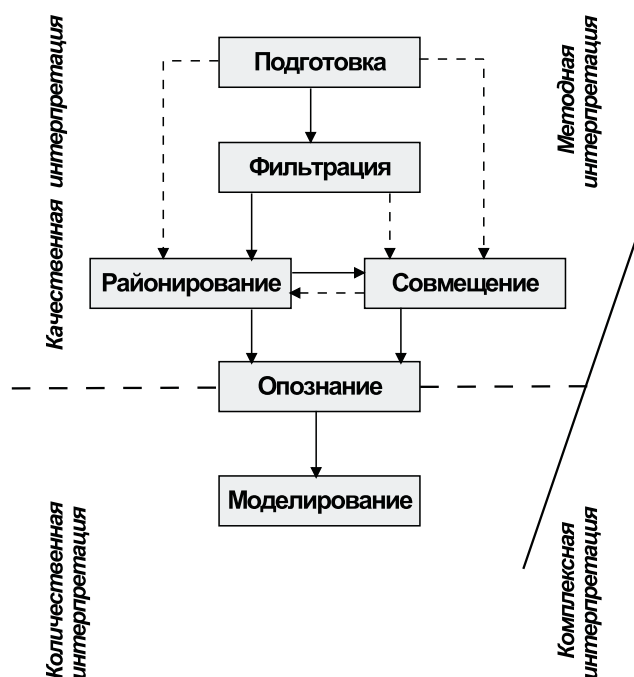
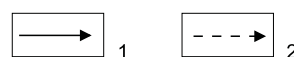


Рис. 50. Схема процесса комплексной геологической интерпретации геофизических данных (по М.Б. Рыбакову, А.И. Бурдэ, М.Н. Столпнеру).

Последовательности операций:
1 - типичные; 2 - возможные.



- **Совмещение** (суперпозиция) выделенных по разным методам подмножеств признаков и составление обобщенного подмножества. При визуальном анализе совмещению подвергаются исходные карты, карты трансформант, результаты районирования полей и схемы методной интерпретации.
- **Опознавание** подмножеств, выделенных по комплексу признаков, выполняется на основе априорных моделей геологических объектов. Учитывается, что связи между геологическими объектами и их признаками (результаты опознавания) имеют вероятностный характер.
- **Моделирование** - завершающая операция комплексной геологической интерпретации заключающаяся в построение моделей изученных геологических тел и структур.

Г.С. Вахромеев отмечает, что «процесс интерпретации результатов геофизических съемок представляет собой сложную и самостоятельную методическую проблему, предусматривающую решение следующих вопросов:

- выделение всех геофизических аномалий, зафиксированных на площади съемки, в том числе и соизмеримых с уровнем помех;
- разделение (классификацию) выделенных аномалий на перспективные и неперспективные;
- количественную интерпретацию рудоперспективных аномалий, главной задачей которой является оценка прогнозных ресурсов искомого полезного ископаемого» [30].

При формализованном подходе к процедурам качественной комплексной интерпретации математическим аналогом операции совмещения является классификация геологических объектов на принципах самообучения; аналогом операции опознавания – распознавание образов при наличии эталонных объектов. На стадии количественной комплексной интерпретации геопотенциальных полей в настоящее время также достаточно широко используются различные формализованные способы, базирующиеся на использовании аппарата математического программирования, регрессионного анализа и теории статистических решений [7, 17, 18, 19, 20, 22, 25, 36, 38, 39, 42, 66, 70, 75, 79, 80, 83, 86, 131, 137, 138 и др.].

Общеизвестно, что интуиция и опыт интерпретатора играют важную роль в обычной, широко применяемой методике визуальной интерпретации карт геофизических полей, поэтому результативные построения в той или иной степени являются субъективными. Основными и общепризнанными преимуществами интерпретации с применением компьютерных технологий являются: отсутствие субъективных элементов в получаемых результатах и возможность выявления существующих закономерностей взаимосвязи геофизических полей и особенностей геологического строения изучаемого объема среды, которые невозможно зафиксировать визуально.

Однако полностью корректные в математическом плане решения задач «детального описания среды» (геокартирования) и «обнаружения и локализации объектов» (прогнозирования скоплений полезных ископаемых) далеко не всегда обеспечивают высокую достоверность (а иногда – даже геологическую содержательность) конечного результата, т.к. далеко не все методы интерпретации, созданные в период «парадигмы ранней компьютерной эпохи» адекватны физико-геологическим условиям проведения геофизических исследований [118]. Можно полностью согласиться с высказыванием В.Н. Страхова о том, что «основной инструмент извлечения информации о строении изучаемых объемов земной коры из данных геофизических наблюдений состоит в решении некоторой совокупности (последовательности) задач; эти задачи не могут быть до конца описаны как математические задачи; нахождение решений задач достигается в результате сложного логического процесса, включающего использование распознавания образов, ана-

логий и имитационного моделирования» [124].

В общем случае для наиболее полного извлечения полезной информации из данных гравиразведки и магниторазведки в интерпретационном процессе целесообразно технологическое сочетание операций, относящихся к трем различным направлениям математической теории интерпретации, выделяемым Е.Г. Булахом [20].

Первое направление связано с преобразованием наблюдаемого поля в другие функции (трансформации поля). Трансформации осуществляются с целью подавления мешающей информации и наиболее четкого выявления части полезной информации, связанной с определенными геологическими объектами. Трансформации поля имеют большое значение при формировании модельных представлений о структуре изучаемой среды, анализ набора карт трансформант оказывает существенную помощь при качественной интерпретации геофизических полей.

Однако при любом преобразовании поля общее количество информации о аномалиеобразующих объектах убывает. Кроме того, В.Н. Страховым отмечается, что «в настоящее время методы линейных трансформаций не обеспечивают необходимого качества получаемых результатов. Суть дела в том, что подавляющее большинство технологий разработано для идеализированного случая задания значений одного поля в узлах прямоугольной сети на горизонтальной дневной поверхности» [108]. Возможности трансформации полей с помощью преобразований вида (3.17, 3.18) также ограничивает зависимость результатов от густоты сети съемки и от параметров трансформирующей функции [32].

Второе направление охватывает все работы, позволяющие выполнять численные расчеты аномальных полей и каких-либо параметров геологической среды, то есть проводить решение прямых и обратных задач. Результативность данного направления, несмотря на его широко известные преимущества перед способами качественного анализа полей, ограничена фактором размерности, особенно для обратных задач. Негативную роль играют также неоднозначность и неустойчивость получаемых решений. Эти свойства обычно рассматриваются на примере постановки обратных задач в виде операторных уравнений в функциональных пространствах, но неявно выраженная неустойчивость результатов присуща также любым задачам геологического редуцирования потенциальных полей. Качество решения как прямых, так и обратных задач во многом определяется возможностями формализованного учета имеющейся априорной информации в конкретном алгоритме решения обратной задачи, причем возможности такого учета при постановке условно-экстремальных задач являются ограниченными.

Третье направление представлено работами, позволяющими проводить районирование аномальных полей по комплексу признаков и классифицировать источники аномалий при помощи различных формальных критериев. Для этого используются методы распознавания образов, выполняющегося с обучением и без обучения на эталонных объектах.

Принцип работы методов распознавания образов с обучением на эталонах заключается в следующем. В пределах исследуемой площади выделяются участки с доказанной рудоносностью (иногда - участки с доказанным ее отсутствием), т. е. эталонные объекты. Совокупности признаков геофизических полей тех и других участков рассматриваются как описание эталонных объектов (эталонов). При этом комплексная интерпретация заключается в сопоставлении совокупности признаков для участка неизвестной геологической природы с соответствующими совокупностями признаков эталонов. Если, согласно некоторому критерию, совокупность признаков для исследуемого участка ближе к признакам рудных эталонов, то принимается решение об его рудоносности [69]. Процедура распознавания образов отвечает задаче поисков («обнаружения и локализации»).

В способах классификации на принципах самообучения, в отличие от способов комплексной интерпретации с обучением на эталонах, число классов и статистические ха-

рактические признаки по каждому классу заранее неизвестны, а должны быть получены в процессе самой обработки. Разбиение признакового пространства на однородные, привязанные к пространственным координатам области, соответствует задаче «геокартирования». Среди существующих способов классификации можно выделить [69]:

- эвристические, использующие различные приемы суммирования признаков;
- корреляционные, базирующиеся на аппарате факторного анализа;
- статистические, в основе которых лежит проверка статистических гипотез.

Методы распознавания образов характеризуются высоким уровнем развития математической теории, особенно относительно критериев принятия решений. Применение ЭВМ при реализации этих процедур позволяет выполнять свертку больших объемов информации, представленной многомерным пространством признаков, в удобную для последующего анализа форму (прогнозную карту, карту таксонов, карту факторов и тому подобное). Задачи анализа (классификации) многомерных данных относятся к некорректно поставленным (по Адамару), поскольку не обладают свойством единственности решения, во многих случаях отсутствует также устойчивость получаемых результатов (в частности - результативность прогнозирования при наличии эталонов в значительной мере зависит от выбора обучающей совокупности объектов). В практике исследований, при оценке перспективности территорий с помощью алгоритмов распознавания образов, нередко проявляются ошибки как I («пропуск цели»), так и II («ложная тревога») рода, приводящие к неверным геологическим заключениям.

Объединение различных методов в единую технологическую цепочку есть реализация идеи системной оптимизации В.Н. Страхова, согласно которой оптимальность (полноценность) итога в интерпретационной системе должна достигаться за счет использования многих неоптимальных (не дающих нужного конечного итога) технологий извлечения информации из данных наблюдений [109].

На начале этой цепочки (графа обработки, включающего в себя трансформации, решение прямых и обратных задач, распознавание образов) осуществляется истокообразная аппроксимация наблюдаемых гравитационного и магнитного полей U эквивалентными источниками $U \rightarrow U^*$, и все последующие преобразования информации (процесс интерпретации) осуществляются именно по модельным полям U^* .

В наиболее полном виде эта методология реализована для Норильского района (глава 7 раздел 1), на территории которого сконцентрирован огромный объем геолого-геофизических работ и геологическое строение изучаемого объема среды в некотором «нулевом приближении» (термин В.Н. Страхова из работы [113]) известно. Здесь важнейшую роль в процессе комплексной интерпретации играет принцип «исключения известного», в соответствии с которым имеющаяся достаточно надежная априорная информация о распределении физических параметров, ответственных за поле, в части изучаемого объема среды, требует исключения соответствующих аномальных эффектов из экспериментальных данных [124]. Включение в интерпретационную компьютерную технологию на завершающем этапе решения обратных задач обусловлено тем, что медно-никелево-платиновое оруденение района приурочено к объектам, обладающим аномальными физическими параметрами – базит-гипербазитовым интрузиям. Именно пространственная локализация этих интрузий (а не самих рудных тел) является основной задачей, решаемой с помощью геофизических методов.

Однако подобная ситуация характерна не для всех территорий и видов полезных ископаемых. В частности, при локальном прогнозировании золотого оруденения в Ольховско-Чибихевском районе по материалам АМС и гравиметрической съемки (глава 7 раздел 2) решение прямых и обратных задач «выпадает» из графа обработки. Имеющейся априорной информации о физико-геологических особенностях изучаемой территории

(сложного по структурно-тектоническому строению фрагмента геосинклинальной области, с широко проявленными процессами метаморфизма, метасоматоза и разновозрастным, разнообразным по составу магматизмом) совершенно недостаточно для выполнения геологического редуцирования полей в каком-либо варианте. Золото является акцессорным минералом, не имеющим отчетливой пространственной или генетической связи с определенными геологическими образованиями, развитыми на площади, поэтому решение обратных задач в данном случае также нецелесообразно (с позиций прогнозирования рудоперспективных участков в масштабе 1:25000).

В данной ситуации большое значение имеет «эмпирический» («структурно-морфологический») подход к прогнозированию золоторудной минерализации. Подход базируется на определении устойчивых связей между морфологией физических полей и (или) их трансформант с закономерностями размещения оруденения. Сформированные на основе установленных связей геофизические критерии прогнозирования (ГФКП) рудных объектов разного ранга (рудных узлов, рудных полей, месторождений и т. п.) равноправно используются в комплексе с геологическими, геохимическими и другими критериями прогнозирования [83].

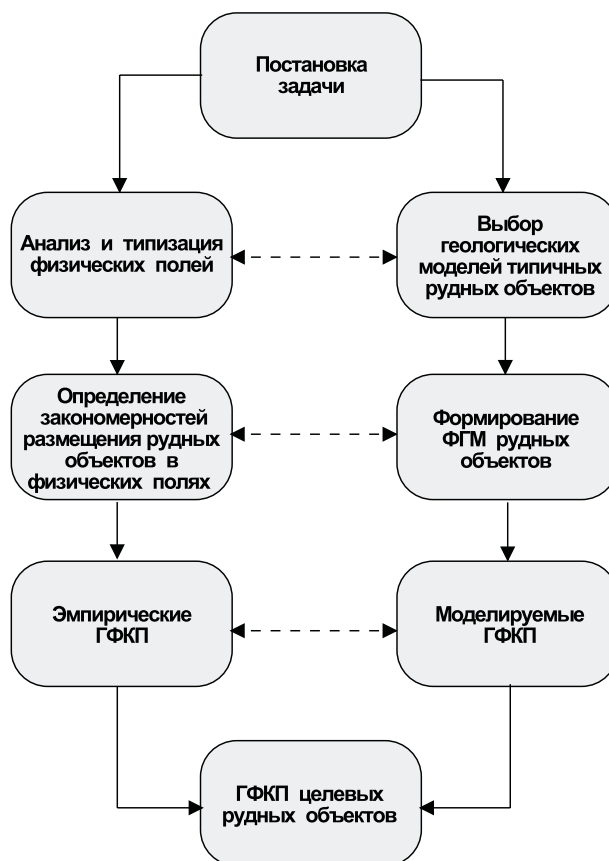
Основные особенности ГФКП заключаются в следующем [83]:

- «ГФКП разрабатываются на основе фактического геофизического материала (карты физических полей, числовые массивы измеренных значений полей и т. д.), имеющего объективный характер и содержащего информацию об изучаемом рудном объекте в целом - для площади, исследованной с необходимой детальностью и полнотой;
- ГФКП интегрально отражают характерную физическую обстановку, обусловленную сочетанием структурно-вещественных комплексов, наложенных метасоматических образований, связанных с формированием руд данного типа, и собственно наличием оруденения;
- ГФКП при относительной сложности их выражения во многих случаях достаточно специфичны для рудных объектов определенных типов;
- ГФКП объектов данного класса могут формироваться эмпирически и при отсутствии фактических геологических и петрофизических данных, позволяющих раскрыть их геологическую сущность;
- ГФКП в отдельных случаях не находят объяснения с позиций принятых геологических концепций и могут стать основой для пересмотра взглядов на геологическое строение рудоносных площадей;
- структурно-вещественные комплексы, благоприятные для локализации оруденения (включая околорудные метасоматиты), отчетливее выражаются в физических полях, устанавливаемых съемками масштаба 1:50 000 (1:25 000), поэтому ГФКП отвечают, в первую очередь, объектам ранга рудных полей, рудных узлов, рудных районов;
- использование ГФКП наиболее целесообразно на начальных этапах изучения территорий, при интерпретации (переинтерпретации) результатов опережающих и предшествующих площадных геофизических съемок, а также при минимальном объеме исходной геологической информации (например, при прогнозе новых типов рудных объектов и т. п.);
- использование ГФКП крайне важно в условиях районов, которые характеризуются наличием различных помех, осложняющих физические поля и затрудняющих выделение аномального эффекта от отдельных рудоконтролирующих факторов, а также при прогнозировании глубокозалегающих (скрытых и погребенных) рудных объектов в районах двух - трехъярусного геологического строения и при прогнозировании физически слабоконтрастных рудных объектов».

Рис. 51. Принципиальная схема формирования геофизических критериев прогнозирования (ГФКП).

Сплошные линии - основные связи; пунктирные - вспомогательные.

Примечание: схема приводится по «Методическим рекомендациям по геофизическому обеспечению геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000», 2000 г.



Общая схема формирования ГФКП, заимствованная из работы [83], приведена на рис. 51. Применительно к Ольховско-Чибижевскому и Норильскому районам речь будет идти о ГФКП, сформированных на эмпирической основе – в результате применения одного из алгоритмов распознавания образов (левая часть схемы, изображенной на рис. 51).

В некоторых случаях приходится применять однометодные компьютерные интерпретационные технологии и получать искомые интерпретации непосредственно по самим аномальным геофизическим полям. В качестве примера приводятся результаты объемного моделирования геологического строения Талнахского рудного узла (Норильский район) по полю силы тяжести (глава 6 раздел 1). В основе данной технологии лежит разделение гравитационного поля на составляющие на основе геологического редуцирования, т.е. реализация общеметодологического принципа «исключения известного» [109].

Возможности учета влияния рельефа местности с помощью комплекса программ RELMAG иллюстрирует интерпретация материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000, выполненной в северо-западной части Восточного Саяна (глава 6 раздел 2).

Эффективным инструментом количественной интерпретации результатов полевых гравиметрических измерений является совместное использование различных способов решения обратной задачи, объединенных в единую методику. Об этом говорится, в частности, Ю.И. Блохом: «В настоящее время уже очевидна бесперспективность построения достаточно гибких технологий интерпретации на базе одного единственного метода. Только комплексное применение ряда методов, основанных на различных концепциях извлечения информации и объединенных в интерпретационную технологию дает возможность создания действительно эффективного инструмента интерпретации» [11].

Предлагается при решении обратной задачи гравиразведки осуществлять комплексирование метода последовательного накопления и разрастания масс, разработанного Е.Г. Булахом и С.П. Левашовым [21] и монтажного метода, предложенного В.Н. Страхо-

вым и развитого П.И. Балком [7, 8, 137]. При этом на промежуточной стадии вычислений формируется генерализованное представление об источниках поля Q (начальное приближение – сеточная модель геологической среды), обеспечивающее выполнение условия $\|V_{\text{наб}} - V_{\text{мод}}\| \leq \varepsilon$ где ε - погрешность экспериментальных данных (5.1, 5.2). Высокая восприимчивость монтажного метода к разнообразной априорной информации выгодно отличает его от традиционных, строго формализованных схем подбора, основанных на решении условно-экстремальных задач. Как правило, построение «геологически - правдоподобного» варианта модели исследуемого разреза осуществляется уже после первого цикла вычислений. Данная технология решения обратной задачи (глава 6 раздел 3), достаточно успешно использовалась на практике (п-ов Таймыр).

6. РЕШЕНИЕ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ (ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ОДНОГО МЕТОДА)

6.1. Геологическое редуцирование поля силы тяжести Талнахского рудного узла

При достаточном количестве информации о геологических телах и структурах появляется возможность произвести вычисление аномального эффекта от объемной модели изучаемой среды и исключить его из наблюденного поля. Известно множество примеров успешной реализации различных технологий интерпретации поля силы тяжести, базирующихся на объемном моделировании, в частности [13, 17, 68, 80, 87, 90, 96, 97, 132 и др.], однако при решении поисковых задач эти технологии применяются пока недостаточно широко. Учет имеющейся информации о геологической среде в процессе интерпретации данных гравиразведки на изученных бурением площадях нередко позволяет получить принципиально новые поисковые результаты.

Рассмотрим результаты объемного моделирования геологического строения Талнахского рудного узла (ТРУ) по полю силы тяжести, выполненного с целью выявления скопелений глубокозалегающих медно-никелево-платиновых руд. Эти работы были проведены совместно с геологами Талнахской партии НКГРЭ и ведущим геофизиком этой же партии к.г.-м.н. Русановым Э.Б. и приведены в отчете по результатам поисковых работ на северных флангах ТРУ с подсчетом запасов за 1983-1990 гг.

Геологическая позиция и строение ТРУ довольно сложны в связи с его приуроченностью к области сочленения Кайеркано-Пясинской антиклинали с юго-западной частью Хараелахской трапповой мульды, осложненной пересечением Норильско-Хараелахским глубинным разломом, пликативными и дизъюнктивными дислокациями высоких порядков. Особенности залегания пород центриклинального замыкания Хараелахской трапповой мульды выражаются здесь в резком, под прямым углом, изменении их простирания, подчеркивающим высокую тектоническую напряженность территории.

Геологический разрез ТРУ имеет сложное слоисто-блоковое строение. В его основании залегают карбонатно-терригенные породы верхнерифейско-нижнепалеозойского возраста суммарной мощностью до 5500 м. Их перекрывает толща осадочных отложений, до верхней перми включительно, представленная аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углистыми сланцами, объединенными в тунгусскую серию общей мощностью 250 - 400 м. Завершают разрез стратифицированные вулканогенные образования верхнепермского-нижнетриасового возраста - базальты с прослоями туфогенных пород; мощность их достигает 2600 м. Степень дислоцированности пород нарастает от нижних структурных этажей к верхним. Четвертичные отложения, развитые преимущественно по долинам водотоков, имеют мощность, обычно не превышающую 20 - 30 м.

Сульфидное медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с дифференцированными интрузиями габбро-долеритов. Рудоносные интрузии локализуются в отложениях тунгусской серии (верхний структурный этаж внедрения) и в породах девонского возраста (нижний структурный этаж внедрения). Мощность дифференцированных интрузий измеряется десятками - первыми сотнями метров, размеры интрузий в ширину и в длину могут достигать, соответственно, 1 - 1,5 и 10 - 15 км.

Талнахский продуктивный интрузив образует четыре ветви, развитие которых подчинено Главному шву Норильско-Хараелахского разлома. Северо-Восточная ветвь, залегающая в отложениях тунгусской серии и приуроченная к восточному борту разлома, в южной части пересекает разлом и соединяется с Юго-Западной ветвью. Северо-Запад-

ная и Хараелахская ветви залегают в отложениях девона. Обе они расположены в западном борту разлома, а последняя из них ориентирована вкрест простириания Главного тектонического шва.

Талнахское месторождение медно-никелевых руд является уникальным по масштабам и служит основным источником сырья для ООО «Норильская горная компания», входящего в состав РАО «Норильский никель».

Для обнаружения интрузий Талнахского типа в пределах перспективного стратиграфического интервала, включающего в себя верхний (отложения тунгусской серии) и нижний (породы девонского возраста) структурные этажи внедрения интрузий, на флангах рудного узла изучались глубины от 800-1000 м до 3000 м. Поиски проводились путем бурения глубоких (до 3200 м) скважин, при определении точек заложения которых использовались геофизические данные, в первую очередь - материалы крупномасштабных гравиметрических съемок.

Несмотря на высокие, порядка 2.96 г/см^3 , значения плотности рудоносных интрузий по отношению к вмещающим породам тунгусской серии ($\sigma = 2.56 - 2.61 \text{ г/см}^3$) или отложениям девонского возраста ($\sigma = 2.80 \text{ г/см}^3$), проверка большинства локальных положительных аномалий поля силы тяжести Δg бурением не дала ожидаемых поисковых результатов. Это обусловлено, в первую очередь, влиянием многочисленных плотностных неоднородностей геологического разреза. Для исключения этого влияния использовалось геологическое редуцирование гравитационного поля в трехмерном (объемном) варианте. Интерпретация поля силы тяжести проводилась с учетом методических рекомендаций Г.Г. Ремпеля, основанных на многолетнем опыте исследований в условиях Норильского района и включало в себя операции, направленные на максимально полное извлечение информации поискового характера, имеющейся в исходном материале. Последовательность этих операций рассматривается ниже.

Построение петрофизической модели (ПФМ) Талнахского рудного узла выполнялось путем обобщения петроплотностных характеристик керна более чем 40 глубоких скважин, заключающееся в расчетах средневзвешенных значений плотности для каждого стратиграфического горизонта. При этом была установлена высокая латеральная изменчивость плотности пород, достигающая 0.05 г/см^3 на расстояние в 1 км; выявлены две контрастные геоплотностные границы внутри туфолавовой толщи (скачок плотности $\Delta\sigma = 0.04-0.06 \text{ г/см}^3$); зафиксированы повышенные значения плотности отложений тунгусской серии 2.69 г/см^3 на северных флангах рудного узла и переуплотнение базальтов на отдельных участках до $2.85-2.90 \text{ г/см}^3$ по сравнению с наиболее распространенными значениями $2.76-2.78 \text{ г/см}^3$ в центральной части территории. Результаты представлялись в виде карт изолиний плотности (изоденс) различных структурно-вещественных комплексов (СВК) 1:50 000 масштаба.

Формирование физико-геологической модели (ФГМ) Талнахского рудного узла, представленной набором разрезов и вычисление ее аномального эффекта. Геологическое строение площади было охарактеризовано 32 параллельными разрезами, располагающимися на расстоянии 1 км один от другого. Протяженность каждого разреза составила 15 км, глубина построения 3-3.5 км, учитывались все имеющиеся на момент построения данные бурения скважин (рис. 52). Таким образом, общая площадь моделируемого участка составила около 450 кв. км. Петрофизические характеристики геологических тел определялись по картам изоденс.

Для параметризации геологической среды использовались горизонтальные многоугольные призмы, ограниченные с торцов вертикальными плоскостями, с размерами по простирианию 1 км. Общее количество аппроксимационных ячеек модели составило 512. Аномальный эффект от объемной модели, построенной до глубины залегания пород де-

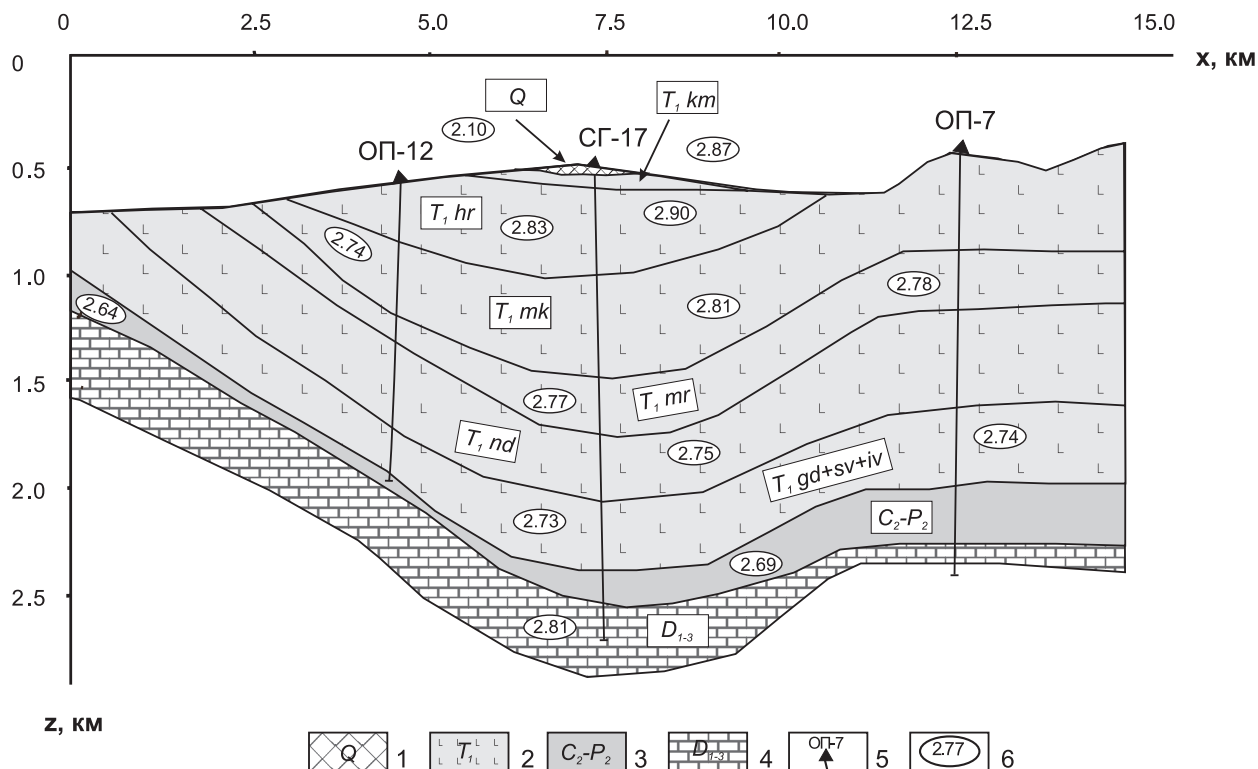


Рис. 52. Фрагмент физико-геологической модели Талнахского рудного узла. Профиль 16.

1 - рыхлые отложения; 2 - стратифицированные образования туфолоавовой толщи; 3 - отложения тунгусской серии; 4 - осадочные породы девонского возраста; 5 - буровые скважины; 6 - плотность горных пород, г/куб. см.

вонского возраста, рассчитывался по программе решения прямой задачи гравиразведки TGRAV, использующей выражения для определения поля аппроксимирующих тел, приведенные в работе [19]. Для оценки вклада отдельных компонент модели в расчетное поле, последовательно вычислялись эффекты, обусловленные рыхлыми отложениями, породами туфолоавовой толщи, отложениями тунгусской серии и интрузивными образованиями. Карта суммарного гравитационного поля объемной модели ТРУ, рассчитанного в узлах сети 1000×500 м, приведена на рис. 53.

Вычисление разностного поля $\Delta g^{раз}$ и его трансформация. Разностное поле силы тяжести $\Delta g^{раз}$ определялось путем вычитания модельного поля из наблюдаемого. Для облегчения качественной интерпретации разностного поля выполнялось его разделение на локальную и региональную составляющие, вычисление производных и другие операции. Трансформации проводились с целью подавления как высокочастотных помех, обусловленных влиянием мелких плотностных неоднородностей, не учтенных при формировании физико-геологической модели; так и для исключения низкочастотной составляющей, связанной с воздействием возмущающих масс залегающих глубже нижней границы построенной модели. Для выделения регионального фона применялись усреднение поля в скользящем окне и пересчет в верхнее полупространство; определялись остаточные составляющие; вычислялись 1-ая вертикальная производная V_{zz} , модуль полного горизонтального градиента, вариации Андрева-Гриффина.

На рис. 54 приведена сглаженная составляющая разностного поля $\Delta g^{раз}$, полученная путем усреднения в круглом скользящем окне с радиусом $R = 2$ км, которая за счет небольшой величины R сохраняет все основные особенности поля $\Delta g^{раз}$. В разностном поле полностью скомпенсировался крупный, сложнопостроенный максимум наблюдаемого

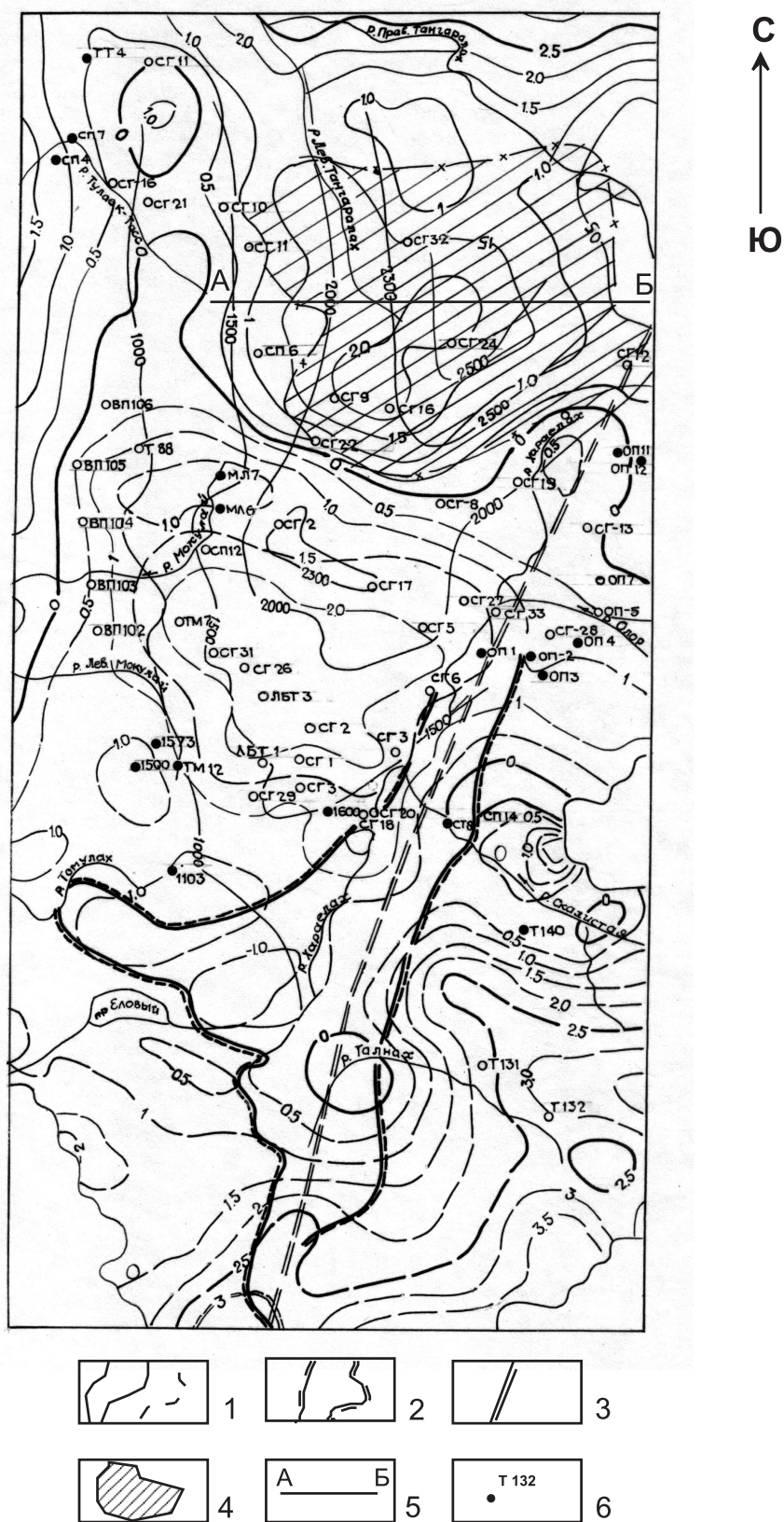


Рис. 54. Разностное поле силы тяжести Талнахского рудного узла, усредненное в круглом скользящем окне радиусом $R = 2$ км.

1 - изолинии поля, усл. ед.; 2 - контур Талнахской интрузии; 3 - Норильско-Хараелахский разлом; 4 - Тангаралахская аномалия; 5 - интерпретационный профиль; 6 - буровые скважины, их номера.

поля силы тяжести, находящийся в центральной части ТРУ, в пределах которого были сосредоточены основные объемы бурения глубоких скважин. Очевидно, что этот максимум связан с повышенной плотностью перекрывающих пород, а не с возмущающим действием глубокозалегающих интрузивных масс, как предполагалось ранее. Отрицательные значения усредненного разностного поля зафиксированы на ранее считавшейся перспективной площади, расположенной на продолжении Северо-Восточной ветви Талнахского интрузива.

В тоже время в результате качественной интерпретации разностного поля выделена контрастная, амплитудой до 1 мГал, положительная аномалия $\Delta g^{раз}$, находящаяся на северных флангах ТРУ, в районе р. Левый Тангаралах. Западная граница аномалии примыкает к известной Тангаралахской интрузии, вскрытой скважиной СГ-10. Пробуренные на южном фланге аномалии скважины СГ-9 и СГ-15 вскрыли мощные, до 200 м, зоны метаморфизма осадочных пород с апофизами интрузий основного состава. Это позволяет отнести выявленную Тангаралахскую аномалию к разряду перспективных.

Сопоставление между собой составляющих модельного поля, связанных с различными геологическими телами и горизонтами, доказывает превалирующее влияние плотностных неоднородностей туфоластовой толщи на характер наблюдаемого поля силы тяжести Δg . Следовательно, в имеющихся физико-геологических условиях целесообразно проводить исключение влияния известных (пусть даже приближенно) объектов из наблюдаемого гравитационного поля. Опыт свидетельствует, что без выполнения операции «исключения известного» решение задачи обнаружения и локализации глубокозалегающих рудоносных интрузий провести не представляется возможным.

Автоматизированный подбор аномалиеобразующих тел в пределах ранее выделенного перспективного участка – т.е. интерпретация разностного поля силы тяжести $\Delta g^{раз}$ на уровне ФММ. По профилю, пересекающему центральную часть Тангаралахской аномалии в субширотном направлении, выполнялся подбор плотностных и геометрических параметров возмущающих объектов с помощью программы РКМЗV, разработанной в Институте геофизики НАН Украины под руководством Е.Г. Булаха [19]. Конфигурация интерпретируемой аномалии в плане близка к изометричной, что ограничивает возможности достоверного решения обратной задачи в плоском (2D) варианте. Подбираемые тела аппроксимировались горизонтальными призмами конечного простираения, т.е. задача решалась в трехмерной (3D) постановке. Результативная модель геологического разреза включает в себя два пластинообразных тела вертикальной мощностью до 300 м, залегающие в пределах девонских отложений на глубине около 3000 м, отождествляемые с интрузиями габбро-долеритов (рис. 55). Несколько повышенные, по сравнению с реальными, значения плотности тел $0.36 - 0.38 \text{ г/см}^3$, связаны, предположительно, с мощными околоинтрузивными ореолами уплотненных метаморфических пород. Полученную модель источников поля по классификации В.Н. Страхова следует отнести к типу смешанных ФММ, позволяющих успешно решать целевую задачу интерпретации (в данном случае - задачу обнаружения и локализации объектов), но не описывающих реальное распределение плотности в изучаемой среде [41].

Для выявления и оценки рудоносности предполагаемых по геофизическим данным интрузивных тел в 1990 году было рекомендовано бурение глубокой поисковой скважины. Однако, в связи с последующими кризисными явлениями в геологоразведочной отрасли, бурение этой скважины проведено не было.

Таким образом, результаты выполненных работ по объемному моделированию геологического строения ТРУ, свидетельствуют о необходимости широкого внедрения в практику поисковых геолого-геофизических работ геологического редуцирования поля силы тяжести. Необходимо подчеркнуть важную роль полноты и достоверности петро-

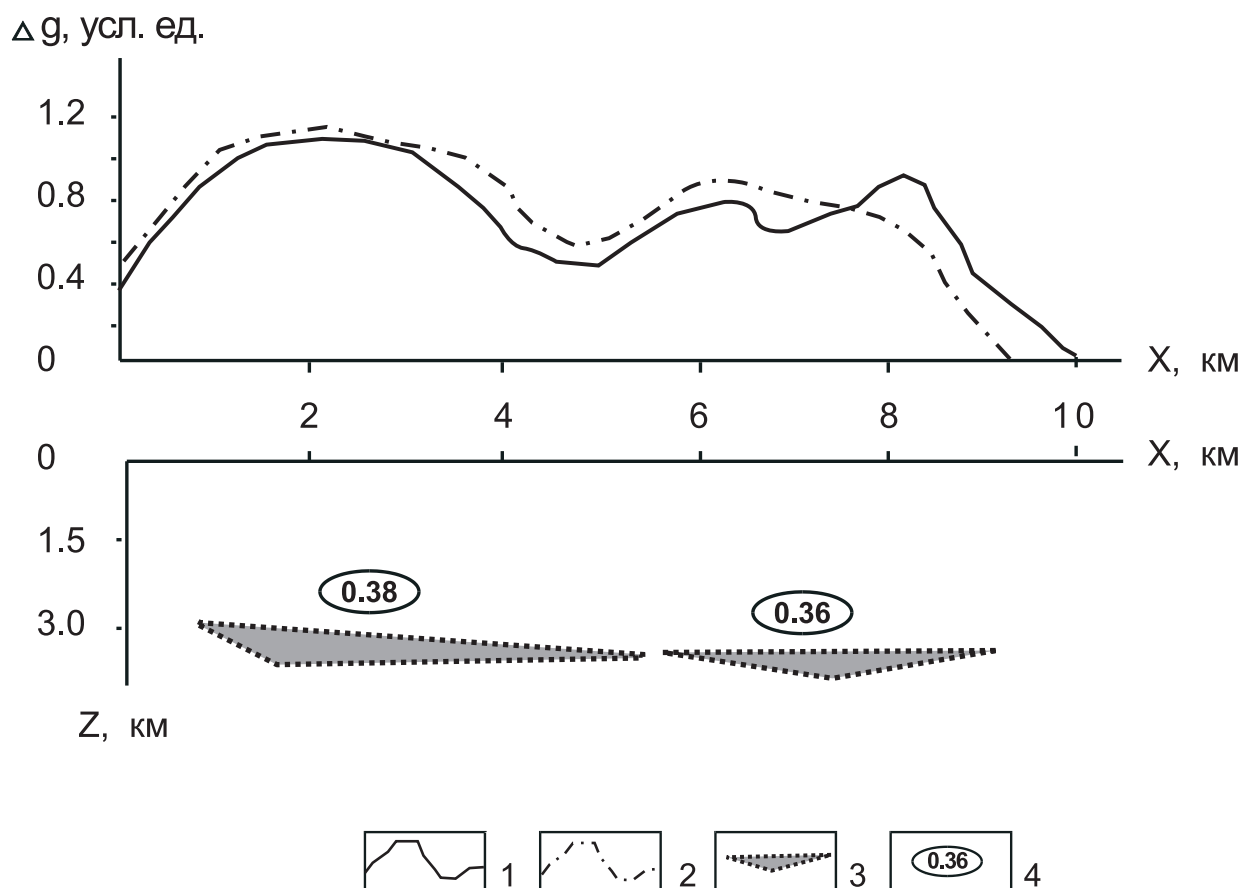


Рис. 55. Результаты автоматизированного подбора источников поля по интерпретационному профилю АБ.

1 - график разностного поля силы тяжести; 2 - график модельного поля силы тяжести; 3 - возмущающие объекты; 4 - избыточная плотность подобранных объектов, г/куб. см.

физической информации, используемой при построении объемной модели. Дополнительно была построена альтернативная ФГМ, в которой игнорировались изменения плотности моделируемых СВК вдоль линий построенных геологических разрезов. Разностное поле, отвечающее этой модели, также сохранило многие особенности поля, приведенного на рис. 54, что также свидетельствует в пользу наличия в районе р. Левый Тангаралах новых интрузивных тел, расширяющих перспективы северной части ТРУ.

Дефицит петрофизических данных, отмечающийся даже при наличии пробуренных скважин, в условиях характерной для Норильского района высокой латеральной изменчивости плотности горных пород, является невосполнимым. В связи с этим представляется целесообразным изучение всех буровых скважин методом скважинной гравиразведки. Результаты наземно-скважинных измерений поля силы тяжести позволяют проводить определение петроплотностных параметров *in siti*, а также способны существенно уменьшить степень неоднозначности при решении обратной задачи гравиразведки методом подбора на заключительном этапе [19].

6.2. Поиски медно-никелевых руд на Дербинской площади

В настоящее время основным видом магниторазведочных работ являются крупномасштабные аэромагнитные съемки (АМС), при которых в рамках одного проекта обычно изучаются площади размером до нескольких тысяч квадратных километров. Типичными затруднениями при интерпретации полученных материалов являются слабая и неравномерная петрофизическая изученность больших площадей и не соответствующие масштабу АМС сведения об их глубинном геологическом строении.

Поэтому использование упрощенных модельных представлений о геологической среде, не требующих сведений о поведении подошвы намагниченных горных пород и трудоемкого построения объемной физико-геологической модели изучаемой территории, представляется оправданным с точки зрения практики геофизических исследований.

Для решения задач поискового характера ("обнаружения и локализации объекта") по данным магниторазведки в условиях влияния рельефа необходимо выделить полезный сигнал $\Delta T_{\text{лок}}$ из совокупности наблюдаемых значений магнитного поля $(\Delta T)_a$, осложненных помехами различной природы:

$$\Delta T_{\text{лок}} = (\Delta T)_a - \delta T_p - U_{\text{эр}} - \Delta T_{\text{фон}} - \varepsilon \quad (6.1)$$

где δT_p - составляющая, обусловленная влиянием магнитных пород рельефа местности (в дальнейшем называемая топопоправкой); $U_{\text{эр}}$ - «эффект разновысотности» (в первом приближении $U_{\text{эр}} \approx \frac{dT}{dz} H$, где $\frac{dT}{dz}$ - аномальный вертикальный градиент магнитного поля; H - высота поверхности наблюдений (как правило $H = H(x, y)$); $\Delta T_{\text{фон}}$ - фоновая (низкочастотная) составляющая поля; ε - высокочастотные помехи.

В данном разделе рассматриваются методика и результаты учета влияния рельефа местности на магнитное поле с помощью комплекса программ RELMAG в условиях преобладающего развития в верхней части разреза слабромагнитных горных пород, на примере интерпретации материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000, выполненной в северо-западной части Восточного Саяна [55]. Съемка проводилась с целью выделения и оконтуривания интрузивных массивов основного состава, перспективных на обнаружение сульфидных медно-никелевых руд.

Исследуемая Дербинская площадь (1300 кв. км) охватывает бассейны рек Тубиль и Дербина (рис. 56), характеризуется расчлененным рельефом местности с перепадом высот от 200 м до 900 м, при среднем значении 544 м и среднеквадратичном отклонении ± 125 м (рис. 57.А).

Наиболее крупной складчатой структурой территории является Восточно-Саянский или Дербинский антиклинорий, сложенный породами карбонатно-сланцево-гнейсовой формации среднего протерозоя. В результате метаморфизма эти отложения преобразованы в графитистые мраморы с прослоями кварцитов и кристаллические слюдистые сланцы с прослоями мраморизованных известняков.

На северо-востоке антиклинорий ограничен Дербинско-Удинским, на юге – Восточно-Саянским глубинными разломами. В западном направлении он погружается под вулканы Северо-Минусинской впадины; на северо-востоке через Кувайский приразломный прогиб соприкасается с раннепалеозойскими отложениями Манского прогиба; на юго-востоке через Сисимо-Кизирский приразломный прогиб контактирует с Июским прогибом.

Становление интрузивных тел пироксенит-габбровой формации с элементами

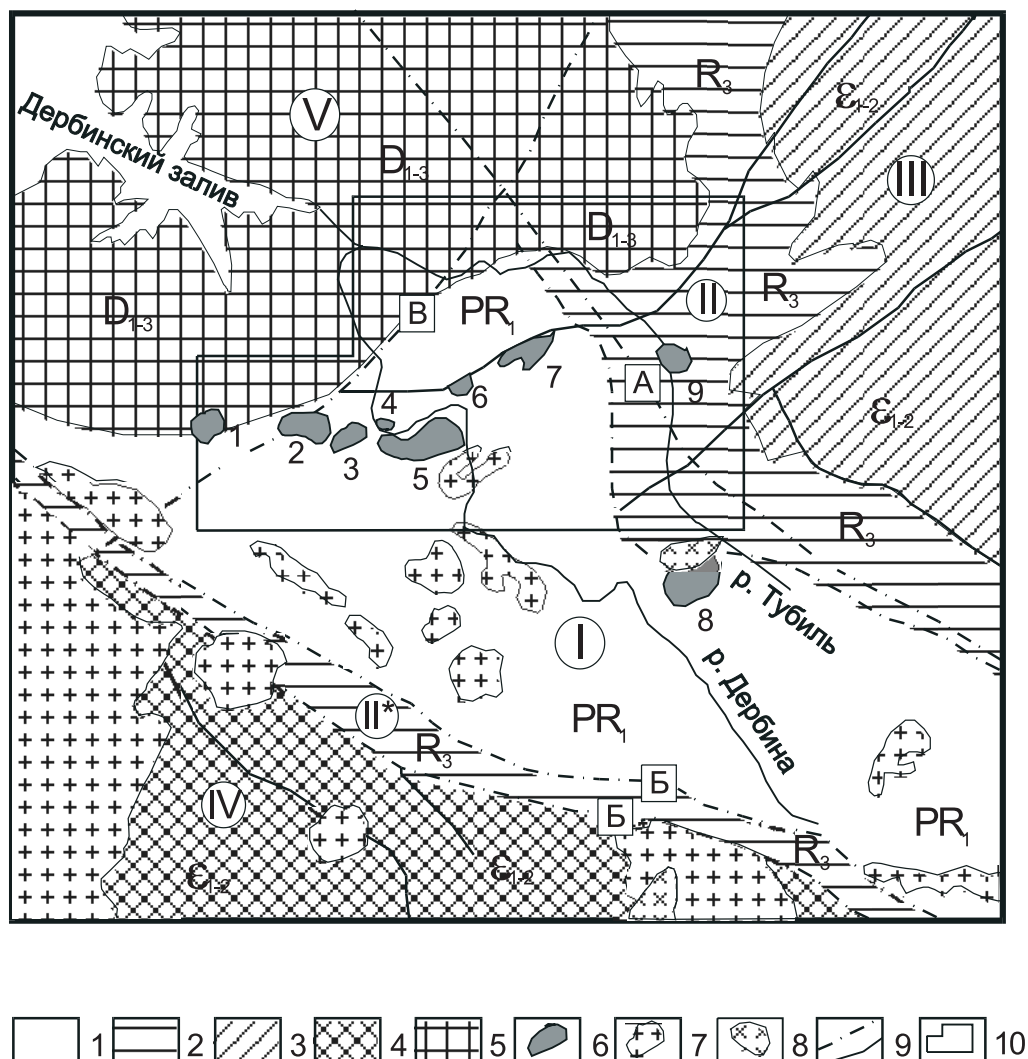


Рис. 56. Схема структурно-тектонического строения района исследований.

1 - I - Дербинский антиклинорий, сложенный карбонатно-сланцево-гнейсовой формацией; 2 - приразломные прогибы; II - Кувайский, II* - Сисим - Кизирский, сложенные спилит - диабазовой (метабазит - сланцевой) формацией; 3 - III - наложенный Манский миогеосинклинальный прогиб, сложенный терригенно - карбонатной формацией; 4 - IV - наложенный Июсский прогиб, сложенный андезит - базальтовой, карбонатной формацией; 5 - V - Северо - Минусинская межгорная впадина; 6 - формация дифференцированных габброидов, интрузивные массивы: (1) - Аштатский, (2) - Азертакский, (3) - Нижнедербинский, (4) - Праводербинский, (5) - Бурлакский, (6) - Угловой, (7) - Конжуский, (8) - Тубильский, (9) - Верхне - Тубильский; 7 - гранодиориты, граниты; 8 - граносиениты; 9 - структурообразующие разломы: а - главные: А - Дербинско - Удинский, Б - Восточно - Саянский, В - Акшепский, б - второстепенные; 10 - контур площади исследований.

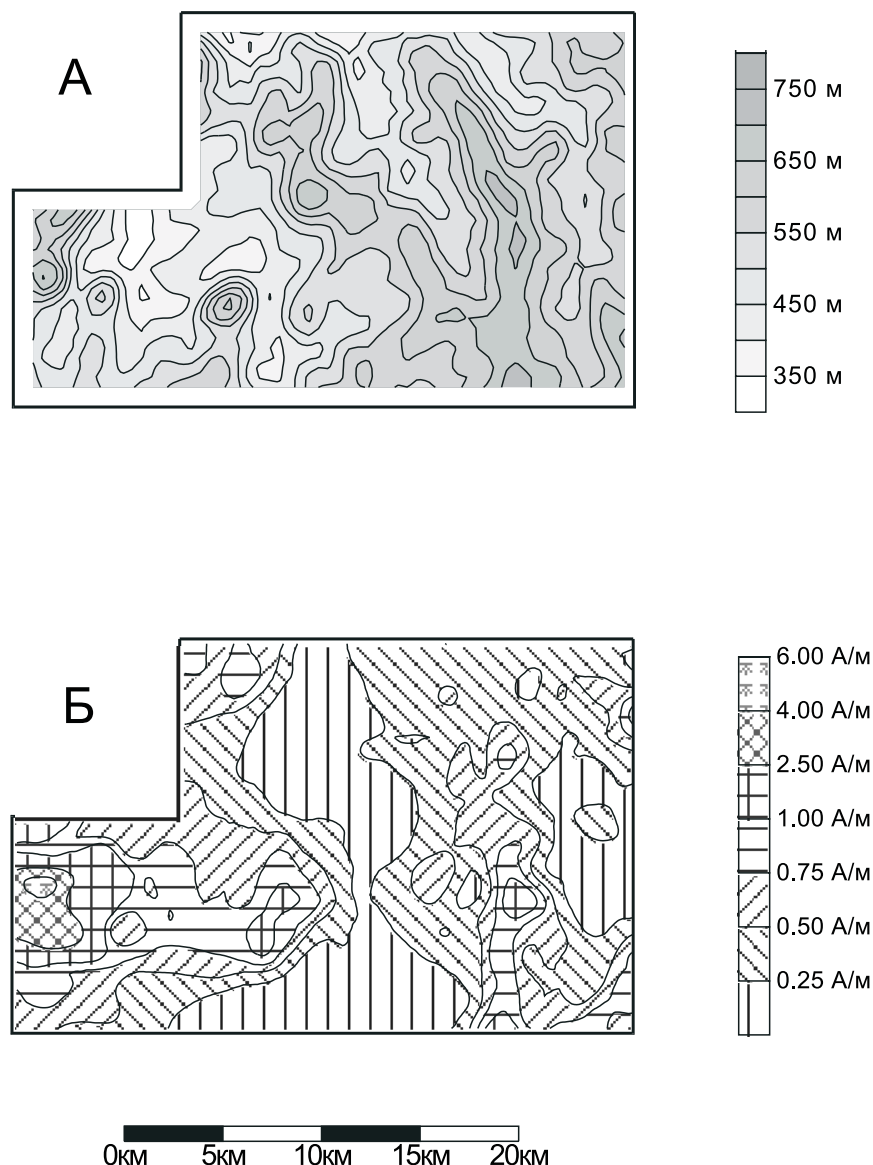


Рис. 57. Схематические карты рельефа местности (А) и эффективной намагниченности слагающих рельеф горных пород (Б).

расслоенности и формации расслоенных базитов связано с раннегеосинклинальным этапом. К первым относятся массивы, локализующиеся в Сисимо-Кизирском приразломном прогибе и контролирующиеся Восточно-Саянским глубинным разломом. Массивы формации расслоенных базитов группируются в несколько ареалов, один из которых – Нижнедербинский, являлся предметом изучения. В составе Нижнедербинского ареала выделяются массивы Аштатский, Азертакский, Праводербинский, Нижнедербинский, Бурлакский, Угловой, Конжульский, Тубильский - относящиеся к перидотит-пироксенит-габбровой ассоциации и Верхнетубильский – сиенит-габбровой ассоциации. Массивы сгруппированы в дугообразную цепь восток –северо-восточного простирания, протягивающуюся примерно на 40 км от левобережья р. Кижарт на западе и до верховьев р. Тубиль на востоке.

Характерной особенностью строения массивов является их первичная магматическая расслоенность. В нижней части интрузивных массивов размещаются гипербазитовые слои, последовательно изменяющиеся от наиболее основных перидотитовых к менее основным пироксенитовым. Выше залегают габброидные слои – габбро-пироксениты,

габбро-нориты, нориты, нормальные и роговообманковые габбро. Контактное воздействие интрузий на вмещающие породы выражено ороговикованием, скарнированием, образованием жильных зон на удалении, не превышающем 100 м от массивов.

В пределах ареала развития дифференцированных интрузий обнаружено медно-никелевое сульфидное оруденение магматического и гидротермально-метасоматического генезиса. Предполагается также наличие малосульфидных платинометаллических руд.

Магматический тип оруденения представлен тонкой рассеянной вкрапленностью сульфидов, представленных пирротинном (до 90 %), пиритом, халькопиритом, пентландитом, магнетитом, хромитом. Содержания меди достигают 0.1 %, никеля – 0.6 – 1.0 %, хрома – 0.5 %, платиноидов – до 1.3 г/т.

Карбонатная часть протерозойского разреза является практически немагнитной – значения χ не превышают 10×10^{-5} ед. СИ. Вкрапленность сульфидов увеличивает магнитную восприимчивость в 2-5 раз. Кристаллические сланцы более магнитны – средние значения χ этих пород составляют 20×10^{-5} ед. СИ, достигая $\chi = 50 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Мелкозернистые диабазы быскарской серии нижнего девона в подавляющем большинстве случаев характеризуются достаточно высокими значениями вертикальной составляющей намагниченности – 1.0 – 2.5 А/м. Средние величины индуктивной и естественной остаточной намагниченности по всем массивам Нижнедербинского комплекса составляют, соответственно, 0.33 А/м и 0.59 А/м. Отмечается аномально высокая намагниченность привершинных частей Бурлакского и Азертаского массивов, достигающая сотен А/м, которая объясняется воздействием грозовых разрядов. В целом петрофизические предпосылки являются благоприятными для выявления в пределах площади по магнитному полю дифференцированных интрузий.

Исходными данными для количественного учета влияния рельефа местности на результаты магнитной съемки являлись: аномальное магнитное поле $(\Delta T)_a$; высотные отметки дневного рельефа h , представляющие собой цифровую модель местности (ЦММ); относительные высоты съемочных полетов z (по данным радиовысотомера РВ-3). Вычисление истинной высоты съемочных полетов H осуществлялось путем суммирования известных параметров: $H = z + h$. Цифровые данные были представлены в виде прямоугольных матриц размером 145 строк, 191 столбец, шаг всех матриц составил 250×250 м.

В процессе интерпретации материалов АМС последовательно выполнялись следующие операции:

Статистическая оценка взаимосвязи магнитного поля и рельефа местности путем вычисления коэффициента линейной корреляции между значениями $(\Delta T)_a$ и H в скользящем окне 9×9 точек (2×2 км). Около 53 % территории характеризуются значимыми на уровне $p = 0.95$ положительными коэффициентами корреляции k ($k > 0.18$) между этими параметрами. В пределах областей развития осадочных пород, преимущественно характеризующихся относительно спокойным рельефом с абсолютными отметками высот 350 - 550 м эта зависимость отсутствует. Следовательно, на значительной части площади отмечается влияние слагающих рельеф магнитных пород на наблюдаемое магнитное поле $(\Delta T)_a$.

Определение эффективной намагниченности J слагающих рельеф горных пород на основе пошагового построения линейной регрессионной зависимости (2.2) между топопоправками δT_p и наблюдаемым магнитным полем $(\Delta T)_a$ в скользящем окне размером 5×5 точек.

Предварительно рассчитывались топопоправки δT_p , представляющие собой магнитное поле ΔT намагниченных масс, аппроксимированных набором вертикальных прямоугольных призм и заключенных между дневной поверхностью и плоскостью $h = 0$. По своему физическому смыслу топопоправка δT_p близка неполной топографической поправке в редукции Буге, применяющейся для выделения аномалий поля силы тяжести. Топопоправки определялись на поверхности наблюдений H , при этом намагниченность по-

род рельефа $\vec{J} = \vec{J}_z$ принималась постоянной и равной 1 А/м. Для каждой точки расчета топопоправки учитывалось влияние рельефа местности путем решения прямой задачи магниторазведки в пределах квадрата размером 7.5×7.5 км. Для повышения точности расчета δT_p автоматически осуществлялось сгущение сети ЦММ в окрестностях точки расчета топопоправки за счет интерполяции высотных отметок рельефа h .

Среднее значение эффективной намагниченности J горных пород Дербинской площади - 0.57 А/м, среднее квадратическое отклонение - ± 0.52 А/м. При этом необходимо отметить, что около 56% определенных значений J не превышают 0.5 А/м; 36 % - находятся в интервале 0.5 - 1.0 А/м; выявленные области повышенных значений $J = 1.0 - 5.61$ А/м отвечающие, в целом, участкам развития наиболее магнитных разновидностей пород. Закономерный характер изменения эффективной намагниченности и достаточно равномерное расположение результативных точек в пределах площади позволили построить карту значений J , необходимую для дальнейшей обработки (рис. 57.Б).

Вычисление топопоправок δT_p при переменной по латерали намагниченности горных пород рельефа J , определенной на предыдущем этапе. Для расчетов также было использовано окно размером 7.5×7.5 км. При небольших высотах полетов (среднее значение z для площади - 49.8 м) и проложении съемочных маршрутов с обтеканием рельефа отмечается существенное влияние топографических масс: значения топопоправки δT_p варьируют в диапазоне от -370 до +1422 нТл, при среднем значении 51 нТл и среднем квадратичном отклонении ± 106 нТл, но при этом примерно для 55 % площади их амплитуда не превышает по модулю 25 нТл.

Исключение топопоправок δT_p из аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ путем вычитания соответствующих матриц размером 81 строка, 127 столбцов (площадь - 630 кв. км). Введение топопоправки существенно изменяет морфологию магнитного поля, однако, в силу криволинейности поверхности наблюдений H , это поле еще сохраняет влияние состав-

ляющей U_{zp} , обусловленной «эффектом разновысотности» ($U_{zp} \approx \frac{dU}{dz} H$). В дальнейшем

это поле $\Delta \bar{T}$ будем называть разностным.

Учет влияния "эффекта разновысотности" приведением разностного магнитного поля $\Delta \bar{T}$ к горизонтальной плоскости. При этом устранялись искажения, возникающие за счет неравного удаления точек наблюдений от аномалиеобразующих объектов. Как очевидно, «эффект разновысотности» U_{zp} проявляется независимо от того, магнитными или практически немагнитными породами сложен приповерхностный слой.

СЛАУ, содержащая 10287 уравнений с 10287 неизвестными решалась итерационным методом Зейделя, дополненным специальными приемами, ускоряющими процесс вычислений. После выполнения 18 итераций была достигнута высокая точность решения задачи (табл. 23).

Процесс пересчета значений магнитного поля $\Delta \bar{T}$ с поверхности наблюдений S на горизонтальную плоскость, расположенную на высоте 900 м, сводится к решению прямой задачи от известной аппроксимационной конструкции в заданных точках пространства. Высота плоскости выбрана равной максимальной высотной отметке рельефа местности.

Магнитное поле ΔT^* на плоскости $z = -900$ м имеет более простую морфологию, чем исходное магнитное поле и не содержит помех ε , нарушающих его гармонический характер. При этом незначительное уменьшение амплитуд аномалий компенсируется резким уменьшением ошибки их определения. Количественно влияние аномального вертикального градиента, или говоря другими словами, «эффект разновысотности», можно оце-

нить по статистическим параметрам разности магнитных полей на поверхности наблюдений S и на плоскости $z = -900$ м. Эти параметры выглядят следующим образом: минимум - 359 нТл, максимум - +1432 нТл, среднее - 77.8 нТл, среднее квадратическое отклонение - ± 112.0 нТл. При перемещении точек задания поля выше аномалиеобразующих объектов сгладились многие интенсивные аномалии сопровождения.

Таблица 23

**Характеристика процесса подбора намагниченности аппроксимационной конструкции.
Дербинская площадь.**

Номер итерации	Среднеквадратическое расхождение полей ΔT и ΔT^* , нТл	Среднее (по модулю) расхождение полей ΔT и ΔT^* , нТл	Максимальное расхождение полей ΔT и ΔT^* , нТл
1	34.95	22.12	500.2
5	9.97	9.18	137.6
12	2.47	1.63	33.5
18	1.24	0.81	13.0

Представление о результативных материалах, полученных при выполнении операций, описанных выше, можно получить при рассмотрении рис. 58.

Очевидно, что значения топопоправок δT_p в пределах участков развития магнитных разностей горных пород сопоставимы с амплитудой наблюдаемого магнитного поля; отмечаются заметные различия между наблюдаемым и разностным полями; пересчет поля на горизонтальную плоскость существенно упрощает морфологию поля и облегчает его визуальную интерпретацию.

Вычисление трансформант пересчитанного на горизонтальную плоскость разностного магнитного поля. Отличительной особенностью поля ΔT^* является существенно ослабленное влияние рельефа местности, т.к. на предыдущих этапах из наблюдаемого поля уже были исключены составляющие δT_p , U_{ep} , ε . Однако для контрастного выделения аномалий $\Delta T_{лок}$, связанных с интересующими нас объектами – интрузиями основного состава, необходимо выполнить его дополнительные преобразования (трансформации) – подавить составляющую $\Delta T_{фон}$.

Использованная для пересчета магнитного поля на плоскость вычислительная схема является асимптотически оптимальным по точности способом вычисления трансформант [5]. В отличие от традиционных приемов, базирующихся на численном дифференцировании и интегрировании дискретных значений поля, в данном случае учитывается влияние случайных помех и задание поля на реально повехности изменений рельефе, а не на плоскости, а также ряд других факторов. Применение соответствующих операторов L к множеству значений ранее полученных физических параметров $\{J\}$ сеточного распределения эквивалентных источников, позволяет аналитически рассчитать различные трансформанты поля V . Вычислялись 1-ая и 2-ая производная, а также другие трансформанты магнитного поля, в частности - выполнялось его псевдогравитационное преобразование: $\Delta T^* \rightarrow \Delta g_{ps}$.

Рассчитанная аппроксимационным методом 1-ая вертикальная производная магнитного поля $\frac{dT}{dz}$ «фокусирует» аномалии, обусловленные локальными неоднородностями геологической среды. Положительные аномалии 1-ой вертикальной производной зафиксированы над известными интрузивными массивами - Аштатским, Азертаским, Нижнедербинским, Праводербинским, Угловым, Конжильским, Верхнетубильским, приуроченным к субширотному Акшепскому глубинному разлому, а также в ряде случаев отражают новые предполагаемые интрузивные тела (рис. 59).

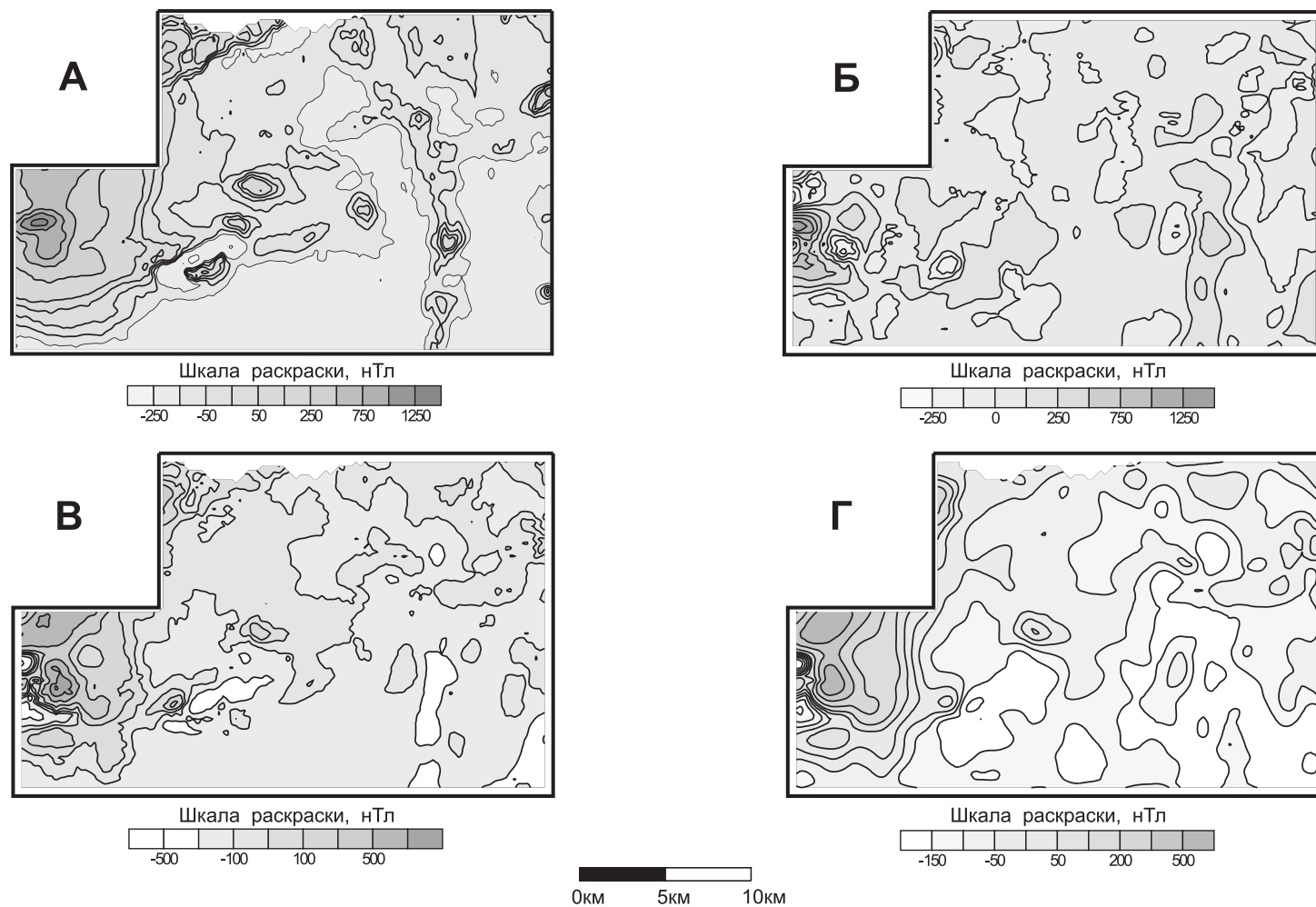


Рис. 58. Преобразования магнитного поля в процессе учета влияния рельефа.

А - наблюдаемое поле $(\Delta T)_a$; Б - топопоправки δT_p ; В - разностное магнитное поле $\Delta \bar{T}$; Г - разностное магнитное поле ΔT^* , пересчитанное на плоскость $z = -900$ м.

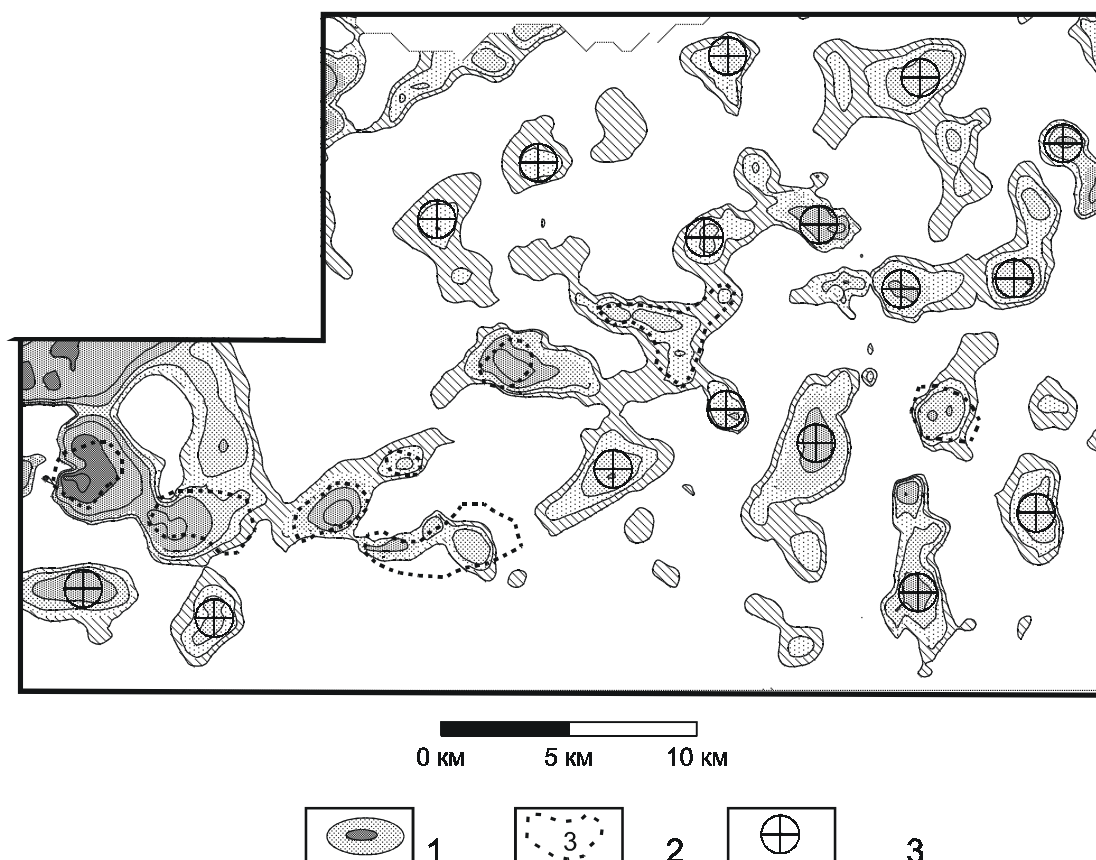


Рис. 59. Аномалии повышенных значений 1-ой вертикальной производной разностного магнитного поля на плоскости $z = -900$ м.

1 – изолинии 1-ой вертикальной производной (проведены через 0.1 нТл/м); 2 – известные интрузивные массивы; 3 – аномалии и аномальные зоны, предположительно обусловленные интрузивными массивами основного состава, не выходящими на дневную поверхность.

Подавляющее большинство выявленных в результате автоматизированной обработки локальных магнитных аномалий пространственно совпадает с локальными аномалиями поля силы тяжести. Наиболее вероятными источниками последних являются дифференцированные интрузии базит-гипербазитового состава, характеризующиеся повышенными значениями плотности по отношению к вмещающим их породам. Это является дополнительным фактором, свидетельствующим о корректности выполненных интерпретационных построений.

Решение обратных задач гравиразведки и магниторазведки методом подбора по отдельным профилям, пересекающим выявленные локальные аномалии, позволило уточнить физические и геометрические параметры интрузивных тел.

В заключении необходимо отметить, что во многих случаях при выполнении аэрогеофизической съемки в условиях горной местности, даже при преимущественном развитии на площади исследований слабомагнитных пород, влияние рельефа на результаты наблюдений сказывается достаточно сильно. Собственно магнитовозмущающий эффект от верхней части геологического разреза в этом случае может быть менее заметным, чем "эффект разновысотности", учету которого до сих пор не уделялось достаточного внимания. Приведение магнитного поля к горизонтальной поверхности наблюдений, т.е.

преобразование $\Delta T(x, y, z) \rightarrow \Delta T^*(x, y, z = \text{const})$, а также вычисление трансформант на плоскости $z = \text{const}$, во всех случаях являются весьма полезными для последующей визуальной интерпретации картографических материалов. Эти преобразования приводят к упрощению морфологии поля и к устранению смещений эпицентров аномалий относительно возмущающих объектов.

6.3. Комплексирование методов решения обратной задачи для выделения и локализации рудоносных интрузий в Норильском районе

В настоящее время для интерпретации гравитационных аномалий широко используются различные модификации метода автоматизированного подбора [18-20, 22, 70, 75, 97, 103, 128, 137 и др.]. При этом построенная по геологическим данным схема-гипотеза строения изучаемого объема среды последовательно преобразуется до получения модели, соответствующей известным фактическим данным и наблюдаемому полю силы тяжести (глава 5). Вполне оправданным является стремление интерпретатора при формализованном параметровом описании модели среды провести учет всех особенностей ее геологического строения. Использование значительного объема априорной информации в процессе решения обратной задачи позволяет получить в качестве результирующей адекватную модель, обеспечивающую аппроксимацию истинного распределения плотности в среде с высокой точностью. Построение таких моделей целесообразно при выполнении различных геолого-структурных построений по полю силы тяжести, в частности – при глубинном геологическом картировании территории.

Для решения поисковых задач, где конечной целью интерпретации является обнаружение и локализация плотностных неоднородностей разреза, связанных с объектами определенного типа, могут использоваться упрощенные, смешанные модели. Эти модели «обеспечивают требуемую степень близости полей и аппроксимацию природного распределения плотности в части объема среды, позволяющую решить целевую задачу интерпретации» [41]. При автолокализации [29] аномалий поля силы тяжести от глубокозалегающих поисковых объектов, обусловленной унаследованным снизу вверх по разрезу изменением физических свойств горных пород, в процессе подбора удобно оперировать именно смешанными физико-математическими интерпретационными моделями.

В данном разделе рассматривается единая технологическая цепочка интерпретации автолокализованных гравитационных аномалий, реализованная в условиях Норильского района, при поисках глубокозалегающих медно-никелевых руд. Количественное описание исходного поля при интерпретации аномалий силы тяжести Δg в данном случае можно представить в виде:

$$\Delta g = \Delta g_{\text{лок}} + \Delta g_{\text{стр}} + \Delta g_{\text{фон}} + \varepsilon \quad (6.2)$$

где, $\Delta g_{\text{лок}}$ – поле неизвестных (подлежащих определению) тел; $\Delta g_{\text{стр}}$ – поле, обусловленное объектами с известными параметрами («структурная составляющая»); $\Delta g_{\text{фон}}$ – поле сторонних источников (региональный фон); ε – случайные помехи (геологические, инструментальные и т.п.).

Технология базируется на декомпозиции обратной задачи гравиразведки и включает в себя три последовательно выполняющиеся этапа вычислений:

- исключение влияния известных геоплотностных границ на наблюдаемое поле;
- выделение регионального фона при построении эквивалентной модели среды;
- моделирование геологического разреза с учетом в формализованной форме разнообразной априорной информации.

При этом используются сеточные методы решения обратной задачи, характеризующиеся высокими технико-экономическими показателями и геологической эффективностью.

Прежде чем перейти к более детальному описанию компьютерной технологии, необходимо кратко охарактеризовать физико-геологические условия Норильского района, воспользовавшись данными, приведенными в работах [35, 97]. Обобщенная физико-геологическая модель плотностного разреза представляет собой субгоризонтально-слоистую среду, содержащую ряд локальных возмущающих тел. Наиболее контрастными плотностными границами слоистой среды являются:

- граница между рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями и толщей палеозоя (скачок плотности $\Delta\sigma = 0.50 \div 0.80 \text{ г/см}^3$);
- граница между туфолаковой толщей и терригенно-угленосными отложениями тунгусской серии ($\Delta\sigma = -0.10 \div -0.20 \text{ г/см}^3$);
- граница между отложениями тунгусской серии и толщей осадочных отложений палеозоя ($\Delta\sigma = 0.10 \div 0.25 \text{ г/см}^3$).

Внутри эффузивной толщи выделяется серия менее контрастных плотностных границ, конформных ее подошве. В качестве локальных возмущающих объектов выступают тектонические ослабленные зоны ($\Delta\sigma = -0.05 \div -0.3 \text{ г/см}^3$); соленосные отложения девона ($\Delta\sigma = -0.3 \div -0.6 \text{ г/см}^3$); различные типы интрузивных образований основного-ультраосновного состава ($\Delta\sigma = 0.1 \div 0.4 \text{ г/см}^3$); ореолы метаморфических пород ($\Delta\sigma = 0.05 \div 0.15 \text{ г/см}^3$) и т.п.

Медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с дифференцированными интрузиями габбро-долеритов и приурочено к их придонным частям. Рудоносные интрузии имеют хонолитообразную форму и локализуются в пределах определенного стратиграфического интервала, включающего в себя нижнюю часть туфолаковой толщи, отложения тунгусской серии и нижележащие породы девонского возраста преимущественно карбонатного состава. Мощность дифференцированных интрузий измеряется десятками - первыми сотнями метров, ширина - сотнями метров, а длина достигает нескольких километров; их избыточная плотность колеблется в пределах $0.20 - 0.40 \text{ г/см}^3$ (в зависимости от состава вмещающих пород).

Как очевидно, геологическая среда Норильского района является сложнопостроенной, т.е. характеризуется весьма широкой областью проявления эквивалентности решений обратной задачи гравиразведки. Предложенная декомпозиция решения обратной задачи предполагает и разложение самой модели исследуемого геологического разреза на две компоненты: слоистую среду, формирующую поле $\Delta g_{\text{стр}}$ и среду рудного типа, ответственную за поле $\Delta g_{\text{лок}}$.

Применительно к данным физико-геологическим условиям и предлагаемой интерпретационной модели поискового объекта разработана технология моделирования геологических разрезов по гравитационному полю, описанная ниже.

На первом этапе выполняется геологическое редуцирование наблюдаемого поля силы тяжести Δg : влияние основных плотностных границ $\Delta g_{\text{стр}}$ исключается путем решения прямой задачи для слоистой модели среды. При этом используются данные бурения и других геофизических методов. В зависимости от имеющейся петрофизической информации каждый слой заполняется массами постоянной или переменной по латерали плотности. Параметры слоистой модели, как правило, охарактеризованы достаточно точно. В частности, погрешность в определении глубины залегания кровли отложений тунгусской серии по данным сейморазведки МОГТ и электроразведки ЗМПП не превышает $\pm 10\%$. Полученное после редуцирования поле $\Delta g^{\text{раз}}$ назовем разностными: $\Delta g^{\text{раз}} = \Delta g - \Delta g_{\text{стр}}$.

На втором этапе по полю $\Delta g^{\text{раз}}$ осуществляется построение геоплотностного разреза методом последовательного накопления и разрастания масс. Метод разработан в ИГ НАН Украины под руководством Е.Г. Булаха. Суть алгоритма составляет «эквивалентное перераспределение массы условной аппроксимационной модели, представляющей собой систему тел правильной геометрической формы» [21]. В двухмерном случае этими тела-

ми являются горизонтальные круговые цилиндры, в трехмерном – сферы.

Описание двухмерного варианта алгоритма метода последовательного накопления и разрастания масс приводится по работе [21], применительно к гравиразведке. В процессе вычислений выполняются:

- формирование аппроксимационной модели исследуемого геологического разреза;
- эквивалентное перераспределение аномальных масс в узлы регулярной сети, покрывающей область поиска решения нелинейной обратной задачи B ;

Аппроксимация аномального поля силы тяжести Δg совокупностью горизонтальных цилиндров бесконечного простираения включает в себя следующие операции:

1. Выполняется пересчет исходного гравитационного поля $\Delta g(x)$, $x \in [a, b]$, заданного с постоянным шагом ΔR в набор значений функции объемной трансформанты $Q(x, l)$:

$$Q(x, l) = \frac{V_{xz}(x-l) - V_{xz}(x+l)}{2} \quad (6.3)$$

где, $V_{xz}(x-l)$, $V_{xz}(x+l)$ - горизонтальный градиент поля, рассчитанный конечноразностным способом в точках с абсциссами $x-l$, $x+l$.

Переменный параметр преобразования l определяется, исходя из соотношения:

$$l = \frac{\Delta R}{2}, \frac{3\Delta R}{2}, \frac{(2n-1)\Delta R}{2}; \frac{\Delta R}{2} \leq l \leq \min(x-a, b-x); n = 1, 2, 3, \dots \quad (6.4)$$

Очевидно, что наличие в поле $\Delta g(x)$ линейной региональной составляющей не влияет на полученные значения функции $Q(x, l)$.

2. Определяются параметры тела аппроксимации горизонтального кругового цилиндра: (x^*, y^*) - координаты центра тяжести и λ - линейная плотность:

$$x^* = x_0 \quad (6.5)$$

$$y^* = \sqrt{3l} \quad (6.6)$$

$$\lambda = \frac{2.3Q(x_0, y_0)l_0^2}{k} \quad (6.7)$$

где (x_0, y_0) – координаты максимума функции $Q(x, l)$; k – гравитационная постоянная.

3. Вычисляются значения функции асимптотического приближения $U(x)$, представляющие собой гравитационный эффект тела аппроксимации:

$$U(x) = \frac{8l_0^3 Q(x, l)}{(x - x_0)^2 + 3l_0} \quad (6.8)$$

4. Рассчитывается Δg_p - разность исходного поля $\Delta g(x)$ и функции асимптотического приближения $U(x)$ во всех точках $x \in [a, b]$:

$$\Delta g_p = \Delta g(x) - \sum_{i=1}^m U_i(x) \quad (6.9)$$

где m - общее количество аппроксимирующих тел в разрезе.

При последующей итерации остаточная компонента Δg_p рассматривается в качестве исходного поля $\Delta g(x)$. После выполнения заданного числа итераций процесс формирования аппроксимационной модели завершается.

Далее производится эквивалентное перераспределение аномальных масс в области поиска решения обратной задачи B , ограниченной интервалами: по оси $OX - [a, b]$, по оси $OZ - [z_1, z_2]$; покрытой квадратной сетью точек, располагающихся на расстоянии ΔR друг от друга. Максимальное значение избыточной плотности в точке при этом ограничивается величиной σ^* . Процесс вычислений выглядит следующим образом:

1. Определяется значение плотности $\sigma(x, z)$ в пределах области $S_j, j = 1, 2, \dots, m$ с радиусом ΔR , содержащей источник поля с координатами центра тяжести (x_0, y_0) :

$$\sigma(x, z) = \frac{\lambda_j}{\pi \Delta R^2}; \quad (x, z) \in S_j \quad (6.10)$$

2. Для пересекающихся областей $D = S_j \cap S_{j+1} \cap \dots \cap S_{j+n}$ плотность определяется выражением:

$$\sigma(x^*, y^*) = \sum_{j=1}^n \sigma_j(x, y); \quad (x^*, z^*) \in D, (x, z) \in S_j \quad (6.11)$$

3. Если в некоторой точке $(x, z) \in D$ справедливо неравенство $|\sigma(x^*, z^*)| > \sigma^*$, то строится новая область S_{m+1} с центром в точке с координатами (x^*, y^*) , ограниченная радиусом:

$$\Delta \bar{R} = \Delta R \sqrt{\frac{\sigma(x^*, y^*)}{\sigma^*}} \quad (6.12)$$

Центральной точке области присваивается значение плотности $\sigma(x^*, y^*) = \sigma^*$; в остальных точках значения плотности определяются суммированием.

4. Процесс перераспределения масс (операции 2, 3) продолжается до выполнения условия:

$$|\sigma(x^*, y^*)| \leq \sigma^*; \quad (x^*, z^*) \in D, (x, z) \in S \quad (6.13)$$

Результирующее распределение плотности $\sigma(x, y)$ представляет собой прямоугольную матрицу $\{\sigma\}$, являющуюся эквивалентной сеточной моделью исследуемого геологического разреза. Отсутствие априорных сведений о конфигурации источников поля заведомо не обеспечивает аппроксимацию реального распределения плотности в среде $\tilde{\sigma}(x, y)$ построенной моделью, при высокой степени близости наблюдаемого и модельного полей. Однако у построенных моделей, в силу специфических особенностей данного алгоритма, не отмечается эффекта концентрации масс на границе сеточной области B , характерного для методов подбора “призматического” типа [66].

Эквивалентная модель среды в какой-то мере дополняет имеющиеся представления интерпретатора об аномалиеобразующих телах: уточняются их плотностные характеристики и местоположение в пространстве. В сочетании с геологическими сведениями эта информация оказывает существенную помощь для последующего определения геометрических параметров источников поля.

Кроме того, метод последовательного накопления и разрастания масс осуществляет разделение наблюдаемого поля на составляющие. Региональный фон $\Delta g_{\text{фон}}$ в данном случае представляет собой поле сторонних (располагающихся вне полученной модели) источников.

Проиллюстрируем возможности алгоритма на модельном примере (рис. 60). Методом последовательного накопления и разрастания масс проведено построение геоплотностного разреза по полю, обусловленному тремя телами различной плотности ($\sigma_1 = 0.25 \text{ г/см}^3$, $\sigma_2 = 0.20 \text{ г/см}^3$, $\sigma_3 = 0.15 \text{ г/см}^3$), осложненному линейным фоном $F(x) = 2 + 0.25x$. Эквивалентная модель, представленная в виде вертикальной карты изолиний избыточной плотности, позволяет приближенно определить местоположение источников локальной составляющей поля и оценить их плотности. Восстановление фоновой функции $\Delta g_{\text{фон}}$ при этом происходит достаточно точно.

В условиях Норильского района по нелинейной составляющей поля строится расчленение плотности в узлах сетки $500 \times 500 \text{ м}$ или $250 \times 250 \text{ м}$ до глубины 3.5 - 4 км. Нескомпенсированная низкочастотная составляющая поля $\Delta g^{\text{раз}}$ рассматривается в качестве регионального фона - $\Delta g_{\text{фон}}$. Результирующий разрез представляет собой, по классификации В. Н. Страхова, эквивалентную ФММ, т. е. заведомо не обеспечивает аппроксимации природного распределения плотности в среде при обеспечении высокой степени близости исходного и модельного полей. Поле силы тяжести, выделенное после вычитания фоновой компоненты, назовем остаточным: $\Delta g^{\text{ост}} = \Delta g^{\text{раз}} - \Delta g_{\text{фон}}$. Как очевидно, это поле близко к полю от искомых возмущающих объектов: $\Delta g^{\text{ост}} = \Delta g_{\text{лок}} + \varepsilon$.

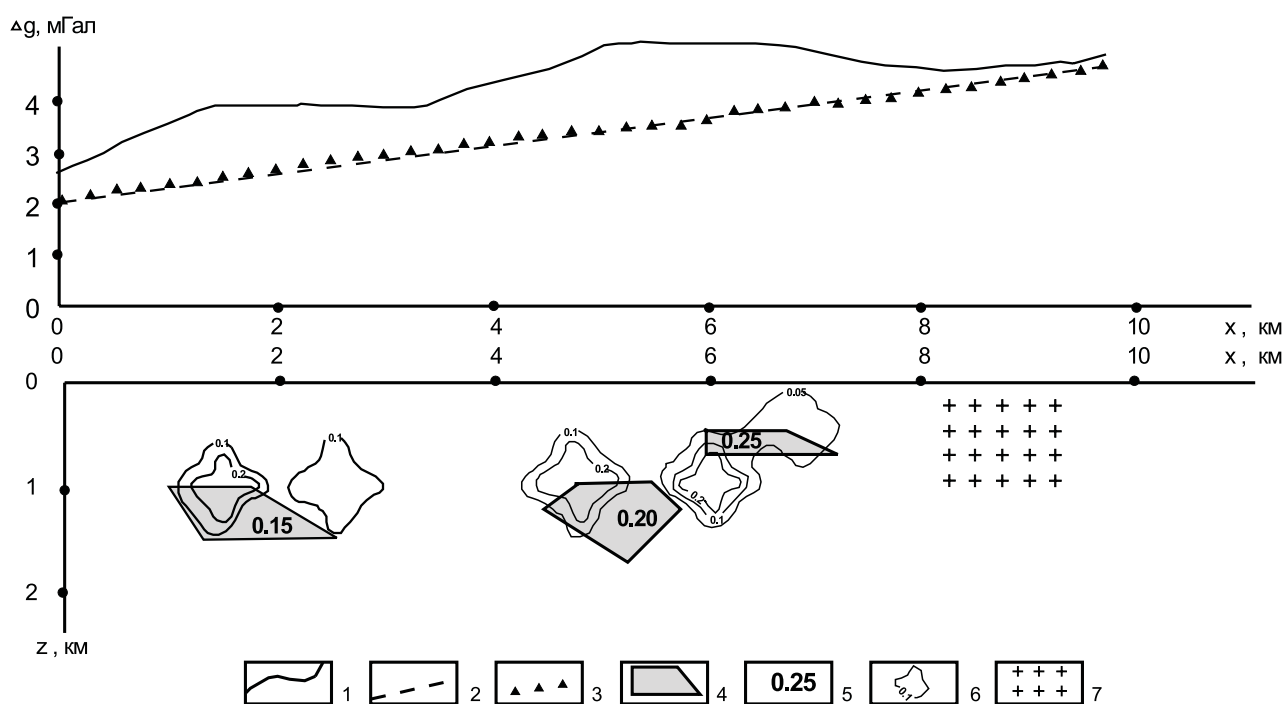


Рис. 60. Результаты интерпретации гравитационного поля, осложненного региональным фоном, методом последовательного накопления и разрастания масс. Модельный пример.

1 - модельное поле; 2 - заданная фоновая составляющая $F = 2 + 0.25x$; 3 - подобранная фоновая составляющая; 4 - модельные тела; 5 - плотность тел, г/куб. см; 6 - изолинии подобранных значений плотности, г/куб. см; 7 - фрагмент сеточной модели плотностной среды.

Третьим этапом является интерпретация остаточного поля силы тяжести $\Delta g^{ост}$ с использованием монтажного метода решения обратной задачи, предложенного В. Н. Страховым [107] и развитого впоследствии в работах П. И. Балка [7, 8] в направлении типов и форм задания количественной и качественной априорной информации. В частности, используются данные о предполагаемом числе аномалиеобразующих тел и их плотностях, объемах среды, заведомо содержащих эти тела, выпуклости и односвязности тел, допустимости контактирования тел, ограничениях на мощности тел, отрезках прямых и ломаных линий, замкнутых контурах, заведомо принадлежащих определенным телам, а также ломаных, находящихся вне подбираемых тел. В то же время в методе отсутствуют, как таковые, достаточно трудоемкие процедуры построения модели начального приближения.

Сущность монтажного подхода составляет неразрывное единство монтажного (конечноэлементного) способа описания плотностной среды и специального (сеточного) способа построения приближенного решения в классе таких моделей, не связанного с нелинейными методами оптимизации.

Под монтажными классами источников поля понимают множество всевозможных распределений тяготеющих масс, размещенных по конфигурационным областям типа $\Omega = \Omega(A) = \bigcup \omega_\alpha$, $\alpha \in A$, составленную из произвольного числа монтажных элементов ω_α и удовлетворяющим определенным априорным ограничениям, прежде всего условиям связности и односвязности. Предполагается, что совокупность монтажных элементов (в наиболее характерном случае это правильные геометрические фигуры) образует замощение достаточно обширной нижней полуплоскости, заведомо содержащей источники поля. Основные операции в сеточных классах выполняются с использованием понятий ядра $Я[\Omega]$, оболочки $O[\Omega]$, и границы $L[\Omega]$ конфигурации Ω : $Я[\Omega]$ - суть множества элементов $\omega_\alpha \in \Omega$; $O[\Omega]$ - множества всех элементов $\omega_\alpha \notin Я[\Omega]$, граничащих с элементами ядра $Я[\Omega]$; $L[\Omega]$ - множества элементов $\omega_\alpha \in Я[\Omega]$, граничащих с элементами оболочки $O[\Omega]$.

В простейшей постановке обратной задачи для изолированного тела Ω^T известной плотности $\sigma^T > 0$, монтажный принцип решения обратной задачи состоит в том, чтобы, отталкиваясь от заданной связной конфигурации Ω^0 , выстроит конечную последовательность $\Omega^0, \Omega^1, \dots, \Omega_n, \dots$, имеющую пределом некоторую область Ω^* , поле которой при подобранной плотности σ^* согласуется с изменениями U_k , $k = 1, 2, \dots, m$ гравитационного поля. Ассоциированная с $\{\Omega_n\}_n$ последовательность $\{\sigma_n\}_n$ «оптимальных» значений плотностей определяется из условия минимума среднеквадратической невязки подбора для каждого из соответствующих приближений к решению обратной задачи.

Произвол в выборе конкретного правила перехода от конфигурации Ω_{n-1} к конфигурации Ω_n ограничен здесь двумя требованиями:

1. Обеспечивается условие оптимальности, означающее, что конфигурация Ω_n выбирается из множества пробных конфигураций, определенных заданным правилом.
2. Осуществляется эффективный контроль за соблюдением условия наследования конфигурацией Ω_n основных черт конфигурации Ω_{n-1} .

Если установить, что любое очередное приближение Ω_n может быть образовано путем внесения в ядро $Я[\Omega_{n-1}]$ какого-то одного элемента из $O[\Omega_{n-1}]$, то монтажный принцип приводит к итерационному методу регулируемой направленной кристаллизации (РНК). На каждом шаге n наращивание ядра осуществляется за счет элемента $\omega_{\alpha_n}^{онм}$, который обеспечивает наименьшую среднеквадратическую невязку подбора. Критерием достижения решения является условие $\sigma_n^* \approx \sigma^T$.

Основные типы априорной информации, которой обычно располагает интерпретатор и которые характеризуют местоположение, форму, размеры и элементы залегания

аномалиеобразующих тел, при использовании сеточных классов решений обратных задач формализуются наиболее просто. Достаточно задать пару $\langle A^+, A^- \rangle$ подмножеств номеров элементов априори выбранного замощения, указав при этом, что в пределах области, занятой элементами ω_α , $\alpha \in A^-$ аномальных масс нет; тогда как элементы ω_α , $\alpha \in A^+$, напротив, составляют фрагмент источников Ω^T . В алгоритме РНК принимается, что $\Omega^0 = \Omega^T = \bigcup \omega_\alpha$, $\alpha \in A^+$, а правилом перехода от конфигурации Ω_{n-1} к Ω_n предусматривается, что элементы ω_α , $\alpha \in A^-$ не рассматриваются на предмет подключения к ядру $\mathcal{Y}[\Omega_{n-1}]$.

Количественной априорной информации, в особенности той, что выражена лишь в терминах пары $\langle A^+, A^- \rangle$ может не хватить для получения геологически правдоподобного варианта решения обратной задачи. Дополнительно требуется введение специальных допущений качественного характера, отражающих представления интерпретатора о типичных («правильных») формах подбираемых геологических тел [8].

Для формализации этих посылок требуются следующие определения. Назовем связанное подмножество $T(m; J) = \bigcup_{j \in J} \omega_j$; $J = (j_1, j_2, \dots, j_m)$, $m \geq 1$, линейным фрагментом (отростком) длины m сеточной области $\Omega(I)$ ($J \subseteq I$), если в оболочке $O[\omega_j]$, $j \in J$ каждого из элементов ее ядра $\mathcal{Y}[T(m; J)]$ не содержатся попарно граничащие элементы ядра $\mathcal{Y}[\Omega]$ области Ω ; индексом $\mu(\omega; \Omega)$ элемента ω ядра $\mathcal{Y}[\Omega]$ - максимальную длину m отростка, содержащего этот элемент (если в пределах Ω не отыщется ни одного отростка, ядро которого содержало бы элемент ω , то принимается $\mu(\omega; \Omega) = 0$); основой $B[\Omega]$ области Ω - ее подобласть, ядро которой состоит из всех элементов $\omega \in \mathcal{Y}[\Omega]$, индекс которых равен 0; односвязную сеточную область Ω - геологически содержательным (допустимым) решением обратной задачи гравиразведки, если $B[\Omega] = \Omega$ (последнее требование можно здесь ослабить, допуская наличие у решения отростков длины не более заданного m).

В какой мере введенные ограничения способствуют повышению устойчивости решения, иллюстрирует пример (рис. 61), где измерения $\Delta \tilde{g}_i$ обусловлены тремя телами ($\sigma_1^T = 0.3$ г/см³, $\sigma_2^T = \sigma_3^T = 0.2$ г/см³) и содержат помеху ϵ , а вся количественная информация об искомом решении сосредоточена в «данных бурения» (скважина A_k пересекает тело k). Аппроксимация плотностной среды осуществлялась с помощью квадратных элементов ω_α со стороной, равной 50 м.

Выбор размера элементов замощения ω_α проводится, исходя из априорных представлений интерпретатора о геометрических параметрах подбираемых тел и требуемой точности их аппроксимации. Увеличение размера ω_α приводит к увеличению погрешности аппроксимации геологических тел результирующими конфигурациями Ω^* , но ускоряет процесс решения задачи.

Рассмотрим еще один модельный пример, характеризующий устойчивость алгоритма РНК к помехам ϵ в наблюдаемых значениях поля силы тяжести (рис 62). Гравитационное поле $\Delta \tilde{g}$, создаваемое тремя телами ($\sigma_1^T = 0.2$ г/см³, $\sigma_2^T = 0.15$ г/см³, $\sigma_3^T = 0.18$ г/см³), осложнено случайной помехой ϵ , равномерно распределенной в интервале $[-0.3, 0.3]$ мГал и достигающей 20% от максимальной амплитуды аномалии Δg : $\Delta \tilde{g} = \Delta g + \epsilon$. В качестве априорных данных задавались интервалы подсекаания скважинами для каждого из тел. Предполагались односвязность, x - и z -выпуклость источников гравитационного поля, было запрещено их контактирование. Невязка решения обратной задачи по модельному полю Δg составляет $\pm 0,011$ мГал, по полю Δg , содержащему помехи - ± 0.172 мГал, однако результаты интерпретации (конфигурации Ω_1^* , Ω_2^* , Ω_3^*) в обоих случаях близки между собой.

Заметим, что учет этой, достаточно разнородной, априорной информации об аномали-

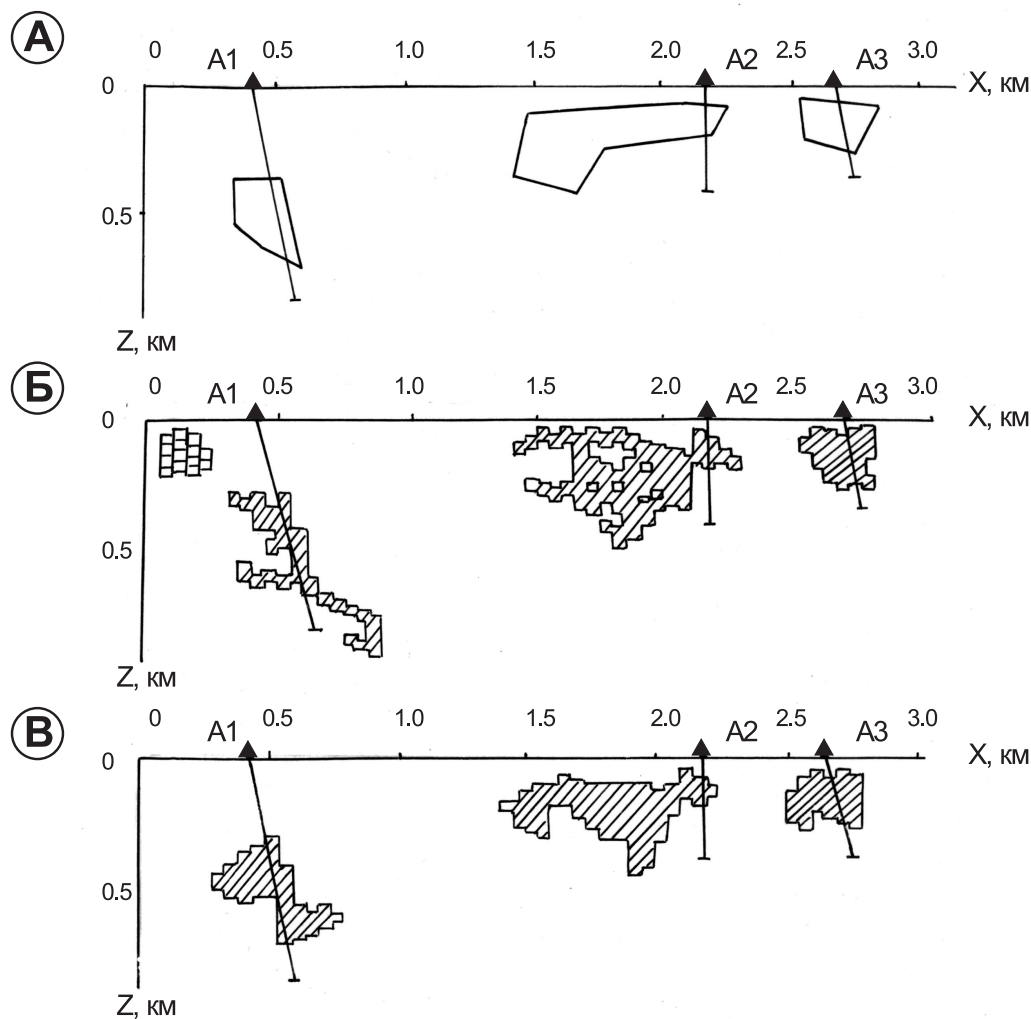


Рис. 61. Сопоставление результатов интерпретации, полученной по двум версиям РНК.

А - теоретическая модель источников поля; Б - решение обратной задачи без учета ограничений топологического характера (вблизи начала координат изображен фрагмент замощения); В - решение обратной задачи в классе безотростковых односвязных конфигурационных областей.

еобразующих объектах осуществляется с помощью простых «локальных» критериев, требующих, по существу, лишь анализа структуры оболочки пробного элемента замощения ω_α^n , рассматриваемого на предмет подключения к ядру текущего приближения $\mathcal{Y}[\Omega_{n-1}]$.

Таким образом, по нашему мнению, монтажный подход к решению обратной задачи снимает проблему неустойчивости в ее классическом понимании, так как конечноразмерность модели и природные ограничения на ее плотностные и геометрические параметры изначально приводят к компактному множеству возможных решений, а учет определенного объема априорной информации может стать гарантом обеспечения надежного решения поставленной геологической задачи.

При формировании массивов априорных данных используется не только информация о геологическом строении среды, но и полученный ранее геоплотностной разрез, позволяющий приближенно охарактеризовать местоположение и плотности основных аномалиеобразующих тел. В число ломаных, заведомо не принадлежащих источникам поля, входит, в частности, верхняя граница рудоперспективного стратиграфического интервала; глубже располагаются отрезки, принадлежащие объектам повышенной плотности,

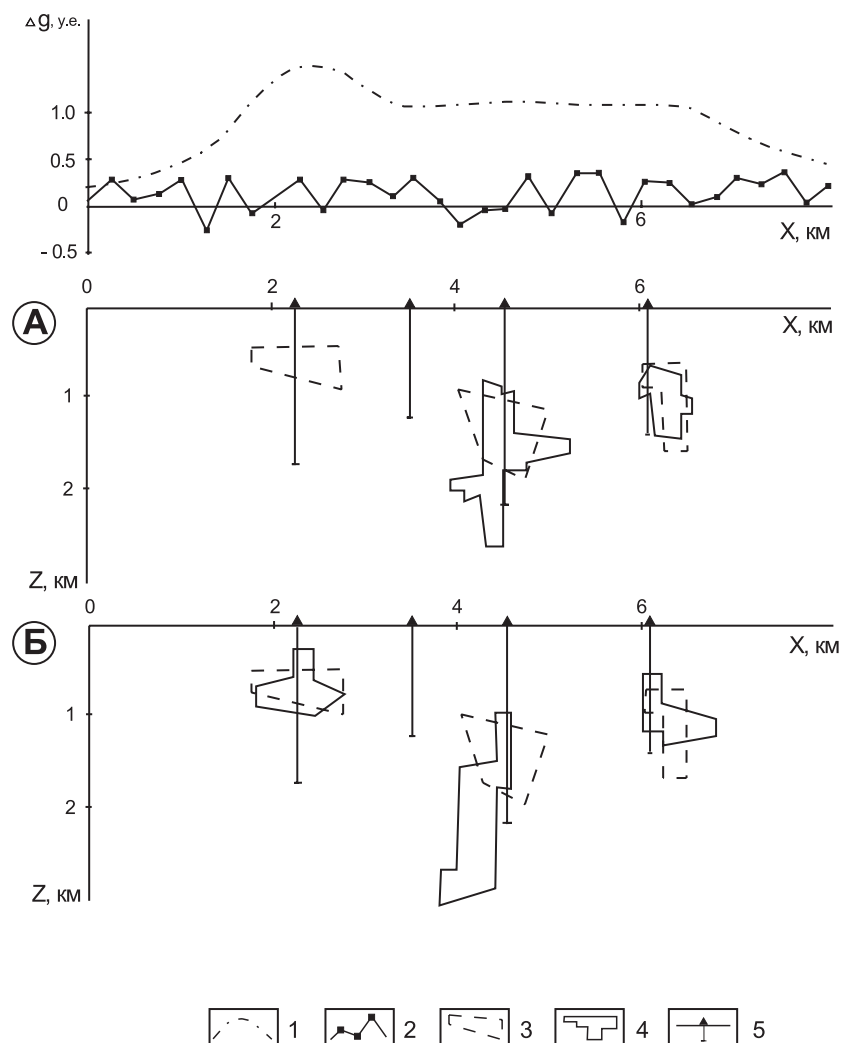


Рис. 62. Результаты подбора конфигурации возмущающих объектов по модельному (А) и осложненному случайной помехой полю (Б).

1 - график модельного гравитационного поля; 2 - график помехи, аддитивно наложенной на модельное поле; 3 - модельные тела; 4 - тела, построенные в результате решения обратной задачи; 5 - скважины.

которые отождествляются с интрузиями.

Высокая восприимчивость монтажного метода к разнообразной априорной информации выгодно отличает его от традиционных, строго формализованных схем подбора, основанных на решении условно-экстремальных задач. Как правило, построение «геологически - правдоподобного» варианта модели разреза осуществляется уже после первого цикла расчета. Среднеквадратическое расхождение исходного и модельного полей при этом не превышает точности вычисления аномалий Буге, характеризующей выполненную гравиметрическую съемку.

Установлено, что гравитационный эффект от дифференцированных интрузий усиливается за счет ореолов контактово-метаморфических пород и переуплотнения в виде «столба» вышележащей толщи эффузивных пород [101]. Зафиксирована высокая степень пространственной корреляции остаточных аномалий поля силы тяжести и вертикальной мощности северо-восточной ветви Талнахской интрузии, проявляющаяся до погружения ее на глубину порядка 1500 м (рис. 63), которая может объясняться лишь развитием мощных околоинтрузивных ореолов пород повышенной плотности ($\Delta\sigma \approx 0.2 - 0.5 \text{ г/см}^3$). В пользу этого также свидетельствуют некоторые результаты петрофизических измере-

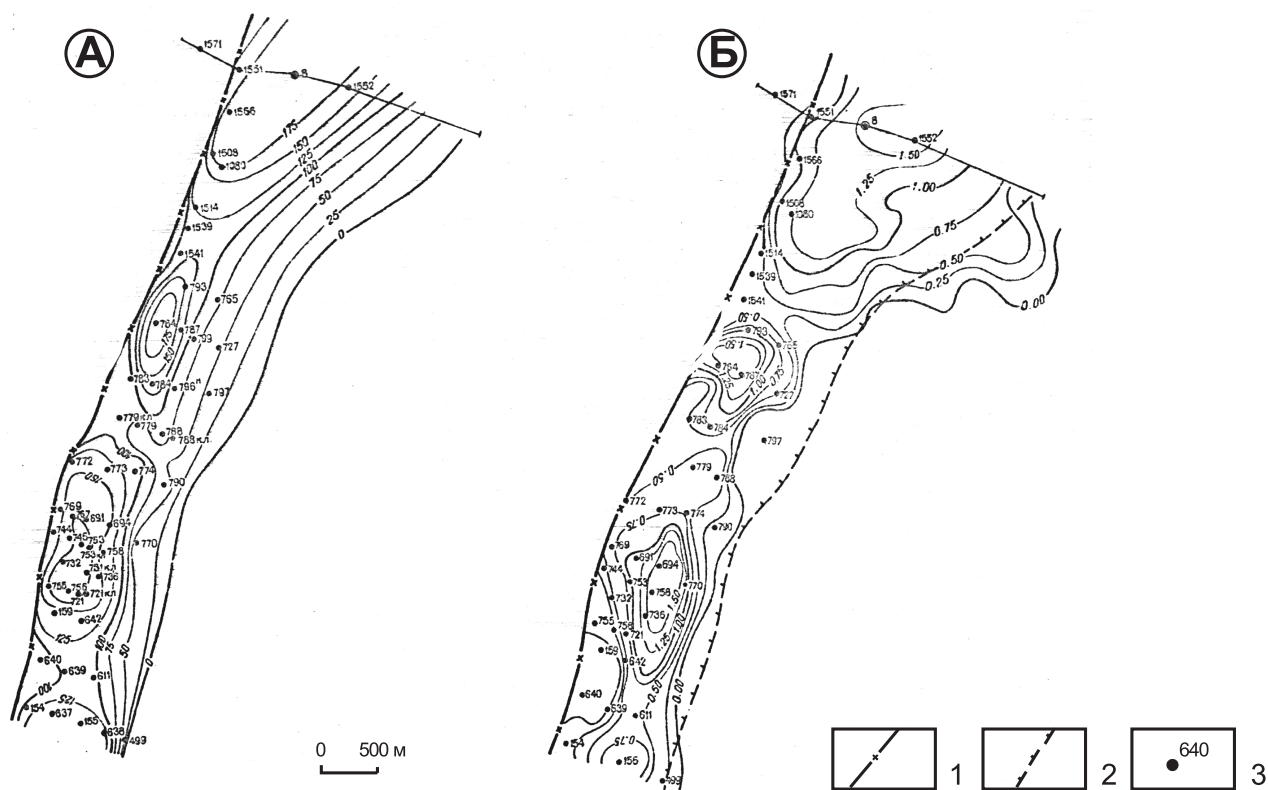


Рис. 63. Эффект автолокализации аномалий поля силы тяжести над Северо-Восточной ветвью Талнахского интрузива (по материалам Норильской КГРЭ).

А - карта изомощностей рудоносной интрузии по данным бурения, м; Б - карта изоаномал поля силы тяжести, усл. ед.

1 - главный шов Норильско-Хараелакского разлома; 2 - восточная граница интрузии; 3 - буровые скважины

ний, данные подземной гравиметрической съемки и опыт решения обратной задачи гравиразведки в линейной постановке по детально изученным разрезам в пределах месторождений медно-никелево-платиновых руд.

Влияние перечисленных факторов приводит к образованию автолокализованных гравитационных аномалий, обусловленных суммарным эффектом комбинации источников поля. Это способствует повышению разрешающих возможностей гравиразведки при выделении рудоперспективных объектов на глубинах 2.5 – 3.0 км .

Рассмотрим результаты имитационного моделирования, приведенные на рис. 64: от залегающей на глубине 2.5 км рудоносной интрузии при наличии уплотнения вмещающих пород рассчитан теоретический аномальный эффект; затем полученные данные использованы для решения обратной задачи монтажным методом. При этом предполагалось, что аномалия Δg обусловлена одним односвязным телом, выпуклым по направлениям координатных осей x и z . Кроме того, задавался отрезок, заведомо принадлежащий этому телу. Мощность подобранного тела примерно в 5 раз превышает мощность самой интрузии, а значения избыточной плотности $\Delta \sigma$ этих объектов совпадают. По мнению автора, целесообразно при выполнении количественных расчетов ограничиваться подобными построениями без дальнейшего усложнения результирующих, смешанных моделей поисковых объектов. Недостаточный объем априорной информации о характеристиках уплотнений вмещающих пород, при включении их в интерпретационную модель в виде ее отдельных компонентов, лишь расширяет область проявления эквивалентности в обратной задаче.

Очевидно, при решении практических задач для выделения дифференцированных ин-

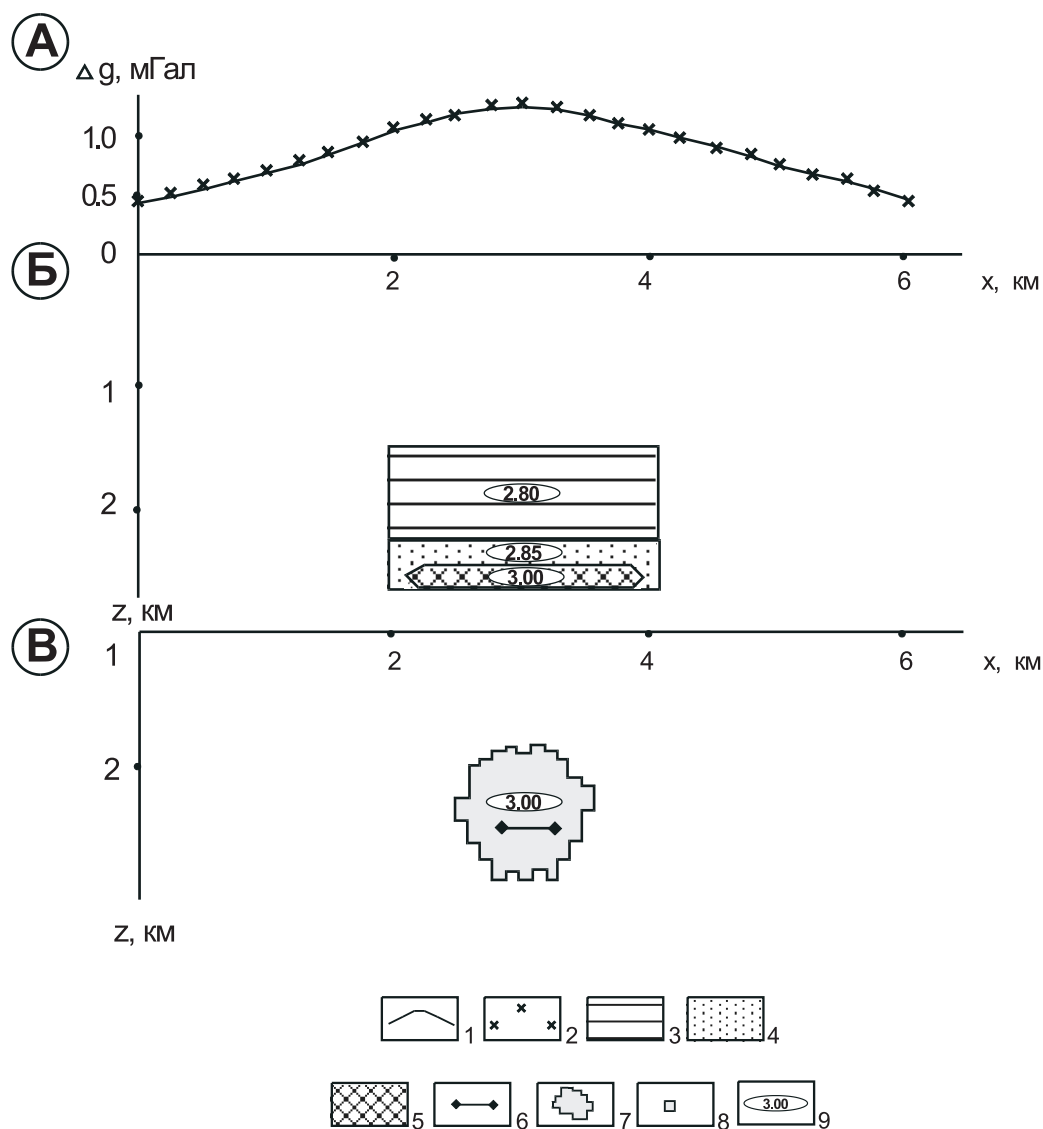
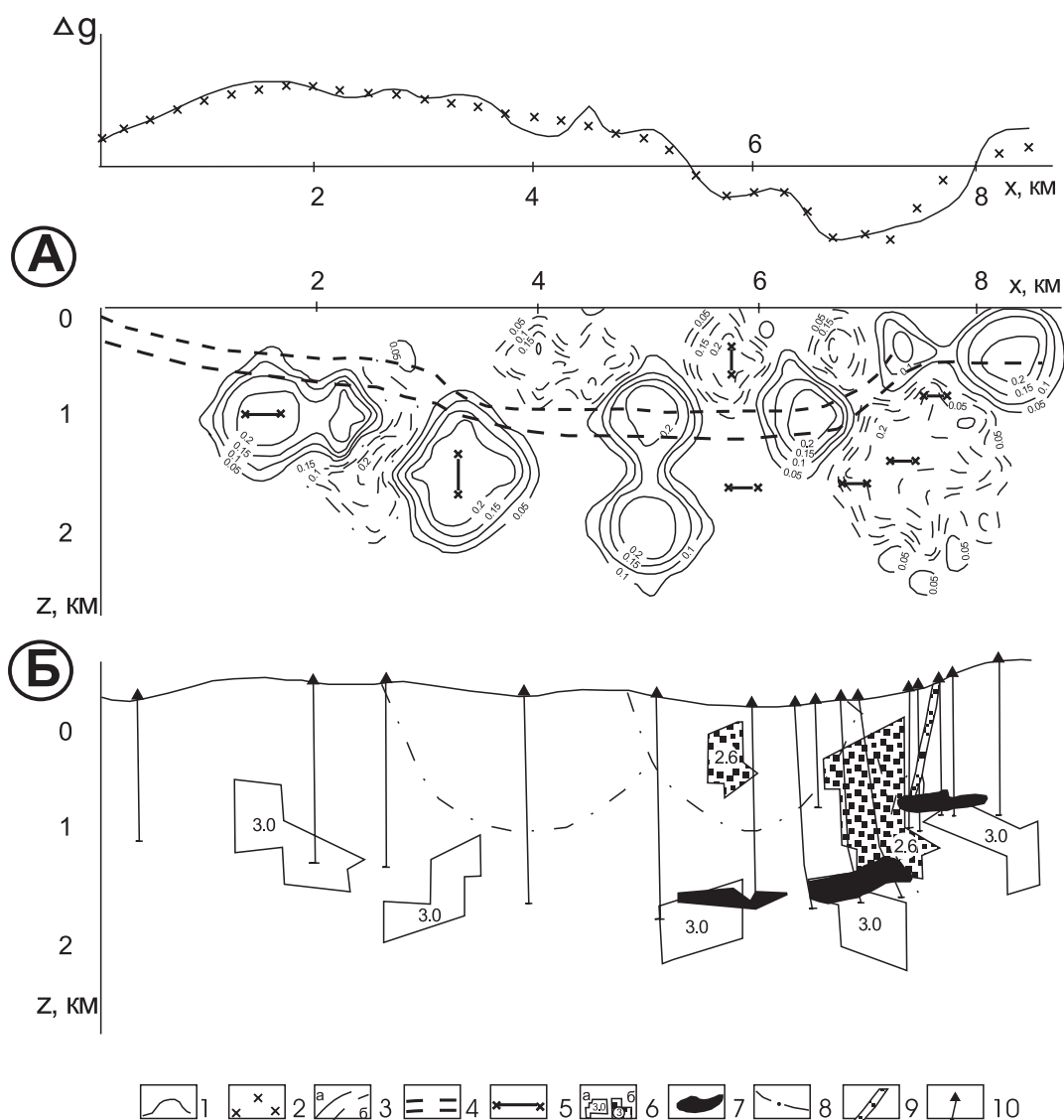


Рис. 64. Имитационное моделирование интерпретации автолокализованной аномалии от рудоносной интрузии.

Графики полей (А); исходная модель (Б); подобранный в результате решения обратной задачи возмущающий объект (В).

1 - график поля, созданного исходной моделью; 2 - значения поля от выбранного объекта;
 3 - надинтрузивная зона уплотненных горных пород; 4 - ореол контактово-метаморфических пород;
 5 - рудоносная интрузия; 6 - отрезок, принадлежащий подбираемому телу; 7 - подобранный аномалиеобразующий объект; 8 - элемент замощения; 9 - значения плотности тел, г/куб. см.
 Примечание: плотность вмещающей среды - 2.75 г/куб. см



трузии под мощным чехлом эффузивных образований достаточно откартировать в разрезе крупные, с размерами до 500 - 900 м по вертикали, неоднородности разреза, обладающие избыточной плотностью $\Delta\sigma = 0.20 - 0.30$ г/см³. Такие неоднородности, располагающиеся в пределах рудоперспективного стратиграфического интервала, предлагается рассматривать в качестве геофизического поискового признака сульфидных медно-никелевых руд.

На рис. 65 приведен пример использования рассмотренной технологии по детально изученному разведочными скважинами профилю, пересекающему Талнахское месторождение медно-никелевых руд. На подобранной модели разреза зафиксирована мощная зона разуплотнения горных пород, приуроченная к Норильско-Хараелахскому рудоконтролирующему разлому, и три объекта повышенной плотности, отвечающие известным дифференцированным интрузиям. Параметры этих объектов подтверждают ранее высказанное предположение о наличии уплотнения горных пород вблизи интрузий. Скважиной, пересекающей объект повышенной плотности, находящейся в левой (северо-западной) части профиля, вскрыта зона контактово-метаморфизованных пород, свидетельствующая о близости магматического тела (предполагаемой рудоперспективной дифференцированной интрузии). Другой объект отвечает неполнодифференцированной Нижнеталнахской интрузии основного состава.

Результаты решения обратной задачи гравиразведки, в силу присущей им неоднозначности, при выделении рудоперспективных объектов необходимо рассматривать только в комплексе с другими геолого-геофизическими поисковыми критериями и признаками. Такой подход был использован при анализе материалов гравиразведки масштаба 1 : 50 000, выполненной в пределах Хараелахской трапповой мульды, при оценке перспектив территории на медно-никелевое оруденение.

6.4. Решение обратной задачи гравиметрии монтажным методом при поисковых работах на Боотанкагском участке

Боотанкагский участок площадью 30 кв. км расположен в центральной части полуострова Таймыр, в пределах южной цепи хребта Бырранга, в бассейне р. Большая Боотанкага. В пределах участка работ развиты осадочные отложения от среднекарбонового до раннепермского возраста включительно, подразделяющиеся на макаровскую, турузовскую и быррангскую свиты. Суммарная мощность осадочных отложений, представленных аргиллитами, алевролитами и песчаниками составляет около 3000 м. Мощность делювиально-аллювиальных отложений четвертичного возраста достигает 20-30 м и более.

Среди интрузивных образований участка, относящихся к трапповой формации, по морфологическим особенностям выделяются три группы. К первой группе отнесены однородные силлы долеритов; ко второй - дайкообразные тела габбро-долеритов; к третьей - хонолитовидные дифференцированные интрузии, несущие сульфидное оруденение. Боотанкагский интрузивный массив – это группа тел, восстающих из единого гипотетического центра в трех направлениях. Наиболее протяженной является юго-западная ветвь интрузии. Мощность массива достигает 150-200 м. Сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к придонной части Боотанкагской дифференцированной интрузии и связано с горизонтом такситовых габбро-долеритов. Содержания сульфидов в породе не превышает 15-20 %, мощность рудоносного горизонта изменяется в пределах 5-15 м.

С помощью площадной магниторазведки масштаба 1:25 000 и профильной гравиразведки предусматривалось решение следующих геологических задач:

- оконтуривание площади распространения Боотанкагской дифференцированной интрузии;
- картирование интрузивного тела в разрезе с выделением участков максимальных его мощностей.

Геофизические работы сопровождались отбором и изучением физических свойств 400 образцов.

Началом процесса интерпретации геофизических данных по участку явилось построение петрофизической модели (ПФМ), основные особенности которой указаны ниже:

1. Отмечаются благоприятные петрофизические предпосылки для картирования габбро-долеритовой рудоносной интрузии по гравитационному полю, так как эти породы обладают повышенными значениями плотности, $\sigma = (2.97 \pm 0.31) \text{ г/см}^3$, относительно вмещающих их терригенных пород, $\sigma = (2.71 \pm 0.25) \text{ г/см}^3$.
2. Интрузивные образования характеризуются повышенными значениями фактора Q и существенным разбросом значений угла i . Кроме того, мультимодальный характер распределения J_n свидетельствует о неоднородной намагниченности исследуемой дифференцированной интрузии. В силу этих причин оконтуривание Боотанкагского массива по магнитному полю $(\Delta T)_a$ крайне затруднено.

Исходя из физико-геологических особенностей участка, было целесообразно провести истолкование карты аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ на качественном уровне, ограничившись при этом, преимущественно, трассированием разрывных нарушений, и сразу перейти к моделированию геологических разрезов по гравитационному полю, измеренному на отдельных профилях.

Интерпретация данных профильной гравиразведки, выполненной по восьми профилям с шагом 50-100 м, осуществлялась с помощью монтажного метода. Сравнительно небольшие глубины залегания аномалиеобразующих тел (до 100-300 м), предполагающий линейный характер фоновой составляющей на профилях небольшой длины (не более 5-7 км), отсутствие известных геоплотностных границ в изучаемом разрезе обусловили нецелесообразность проведения предварительных этапов решения обратной задачи, использующихся пределах Норильского района (раздел 6.3 данной главы).

При построении ФГМ предполагалось, что зафиксированные аномальные эффекты в поле Δg обусловлены однородными по плотности локальными возмущающими объектами, залегающими в однородной среде, то есть искомое распределение возмущающих масс отвечает рудному типу задач. Реально существующие колебания плотности горных пород привели к необходимости увеличения избыточной плотности подбираемых тел в отдельных случаях на $0.05-0.1 \text{ г/см}^3$, по сравнению с петрофизическими данными. Избыточная плотность магматических пород обычно принималась равной $0.30-0.35 \text{ г/см}^3$; избыточная плотность рыхлых отложений составляла -0.6 г/см^3 ; избыточная плотность тектонически ослабленных зон изменялась от -0.50 до -0.30 г/см^3 .

С целью получения геологически содержательных решений при моделировании каждого конкретного разреза учитывались (формализовано): данные бурения; направление предполагаемого падения тел; предполагаемая форма интрузии; достаточно гладкий характер границ интрузивных образований с вмещающей средой; ограничения на максимальную мощность тел. Во всех случаях предполагалась двумерность и односвязность подбираемых тел.

При решении обратной задачи область поиска ограничивалась глубинами 500-700 м от дневной поверхности. Размеры элементов замощения составляли 30×30 , 50×50 м. Из наблюдаемых значений гравитационного поля исключалась линейная фоновая составляющая $F = a_0 + a_1 x$. Среднеквадратические погрешности подбора для всех профилей не превышают $\pm(0.15 - 0.25) \text{ мГал}$, что свидетельствует о высокой точности решения поставленных интерпретационных задач.

Результаты моделирования доказывают, что по данным гравиразведки в большинстве случаев можно достаточно уверенно провести оконтуривание в разрезе основного гравитирующего объекта площади исследований - дифференцированной интрузии (рис. 66).

Например, по профилю 1 более 80% площади подобранного возмущающего объекта совпадает с закартированным при последующем бурении интрузивным телом. Следует учесть, что количественная интерпретация геофизических материалов опережала проведение буровых работ и ее результаты учитывались при размещении поисковых скважин.

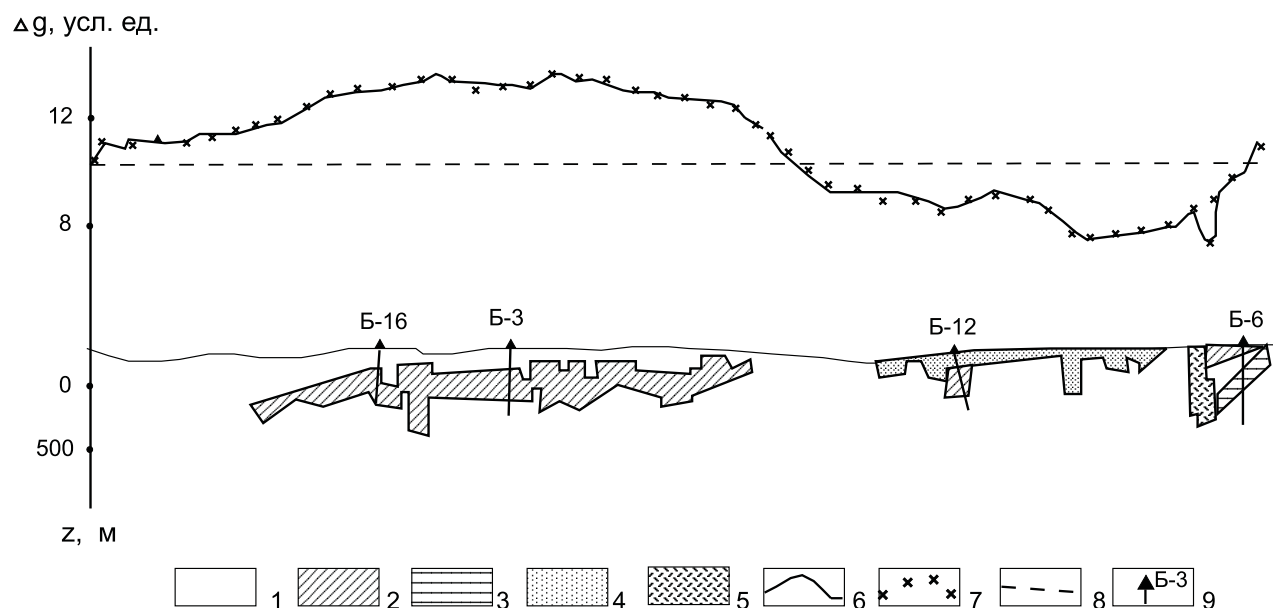


Рис. 66. Результаты моделирования геологического разреза по гравитационному полю. Боотанкагская площадь.

1 - осадочные породы; 2 - интрузии габбро-долеритов; 3 - sillы долеритов; 4 - рыхлые отложения; 5 - зоны дробления горных пород; 6 - исходное поле; 7 - поле от подобранной модели; 8 - фоновая составляющая поля; 9 - буровые скважины.

Из пяти рекомендованных скважин четыре вскрыли ожидаемые геологические объекты. Основным геофизическим критерием прогнозирования сульфидных руд являлось наличие локальных проводящих зон, которые должны быть приурочены к подошве объекта повышенной плотности. Скважина Б-10 задавалась только по данным электроразведки ЗМПП, полученный негативный результат указывает на необходимость тесного комплексирования геофизических методов - перспективы выделенной зоны высокой продольной проводимости S_z пород были сняты уже при первом варианте подбора аномалиеобразующего объекта по полю силы тяжести.

Комплексирование гравиразведки и электроразведки ЗМПП в условиях Центрального Таймыра является эффективным средством решения поисковых задач, однако в дальнейшем для этих целей целесообразно выполнять не профильную, а площадную гравиметрическую съемку масштаба 1:25 000 и проводить решение обратной задачи в 3D-варианте.

7. РЕШЕНИЕ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ (КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)

7.1. Комплексная интерпретация геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платинового оруденения в Норильском районе

7.1.1. О проблеме интерпретации гравитационного и магнитного полей исследуемой территории

Комплекс методов, использующихся при подготовке геофизической основы для поисков медно-никелево-платинового оруденения в Норильском районе, традиционно включает в себя гравиметрическую и аэромагнитную съемки масштабов 1:50 000 – 1:25 000. Главной задачей интерпретации материалов гравиразведки и магниторазведки является обнаружение и локализация залегающих под туфолаковой толщей интрузий габбро-долеритов.

Несмотря на то, что рудоносные интрузии норильско-талнахского типа характеризуются повышенными значениями плотности и суммарной намагниченности, выявить в наблюдаемых геофизических полях аномальные эффекты от этих объектов крайне затруднительно. Причинами этого являются: сравнительно слабый уровень полезного сигнала; наличие интенсивных аномалий - помех, обусловленных физическими неоднородностями вмещающей среды; специфические искажения аномалий, связанные с горным рельефом и т.д. Основным резервом для повышения геологической информативности гравиразведки и магниторазведки в описанных физико-геологических условиях является совершенствование методики обработки и интерпретации данных полевых наблюдений, что влечет за собой необходимость применения компьютерных технологий.

Интерпретационная компьютерная технология объединяет в себе отдельные методы преобразования числовой геолого-геофизической информации, применяющиеся по определенной типовой схеме (последовательности) и требует для своей реализации соответствующего программно-алгоритмического обеспечения. Методам автоматизированной интерпретации аномалий геопотенциальных полей посвящено огромное количество работ, значение которых трудно переоценить, как в теоретическом, так и в практическом плане. На сегодняшний день сформулированы методологические основы создания интерпретационных технологий и разработаны использующиеся в производственной практике интерпретационно - обрабатывающие комплексы программы (системы), ориентированные на решение различных геологических задач.

Применительно к Норильскому району следует отметить разработанную СНИИГ-ГиМС технологию объемного моделирования, базирующуюся на геологическом редуцировании наблюдаемых полей Δg и $(\Delta T)_a$, достаточно успешно использованную при прогнозировании медно-никелево-платинового оруденения в масштабах 1:200 000 - 1:50 000 [96, 97].

В то же время далеко не все вопросы, связанные с оптимизацией процесса интерпретации, можно считать решенными [14, 117, 158]. Объективно существующий определенный разрыв между теорией и практикой интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки влечет за собой постоянное развитие новых компьютерных технологий, необходимых для решения конкретных геологических задач.

На современном этапе развития математической геофизики наметился отказ от идеализированных теоретических представлений, которые лежат в основе широко используемых методов преобразования физических полей [110, 111, 115, 117, 118, 123]. В практике

геофизических исследований необходимо проводить различные пересчеты потенциальных полей, измеренных в пределах ограниченной по размерам площади, на криволинейной границе раздела Земля-воздух, в точках нерегулярной сети и осложненных помехами различной природы. Поэтому при разработке описанной ниже компьютерной технологии автор старался обеспечить адекватность методов решения поставленных задач реальным условиям проведения геофизических исследований и максимально использовать вычислительные возможности современной техники.

Рассматриваемая компьютерная технология ориентирована на решение прогнозно-поисковых задач в сложных физико-геологических условиях Норильского района путем комплексного многовариантного формализованного анализа геопотенциальных полей, в значительной степени очищенных от влияния известных геологических объектов, регионального фона, помех; приведенных к единой горизонтальной плоскости («поверхности наблюдений») и преобразованных в тождественные функции [50, 52, 58].

Представленная типовая схема процесса интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки, в логически оправданной последовательности включает в себя методы, относящиеся к основным направлениям математической теории интерпретации потенциальных полей: трансформации; решение прямых и обратных задач; распознавание образов (рис. 67). Ниже будут кратко охарактеризованы выполненные программно-алгоритмические и методические разработки, а также некоторые геологические результаты, полученные при их использовании.

7.1.2. Краткая физико-геологическая характеристика территории

Все изученные геологические образования района принадлежат платформенному чехлу. В его основании залегает комплекс карбонатных, карбонатно-терригенных отложений палеозоя (до нижнего карбона включительно) суммарной мощностью около 3500 м. Вышележащие породы среднего карбона - верхней перми объединены в тунгусскую серию, сложенную аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углистыми сланцами и пластами каменного угля общей мощностью 300-500 м. Отложения последней перекрыты стратифицированной толщей эффузивов перми - нижнего триаса, представленной различными разновидностями базальтов с прослоями туфогенных пород и разделенной на ряд свит, характеризующихся своеобразием и выдержанностью литологического состава. Суммарная мощность пород туфоластовой толщи в пределах площади превышает 2000 м. Рыхлые отложения на большей части площади перекрывают более ранние образования, в пределах крупных речных долин, ледниковых трогов и других пониженных частях рельефа их мощность достигает 150-200 м.

Площадь исследований охватывает южную часть Хараелахской и северную часть Норильской трапповых мульд, разделенных Кайеркано-Пясинской антиклиналью. Хараелахская и Норильская мульды представляют собой обособленные вулканотектонические структуры, с развитием которых связывается трапповый магматизм и рудообразование. Основной дизъюнктивной структурой территории является Норильско-Хараелахский разлом глубинного заложения. Этот разлом играет важную магмоподводящую и рудоконтролирующую роль: к нему приурочены Талнахский и Норильский рудные узлы, включающие в себя крупнейшие месторождения медно-никелево-платиновых руд Талнахское, Октябрьское, Норильск-I и ряд более мелких объектов (Норильск-II, Черногорское и др.). Сульфидное медно-никелево-платиновое оруденение пространственно и генетически связано с дифференцированными интрузиями габбро-долеритов и располагается в их придонных частях. Наиболее благоприятными для внедрения рудоносных магм являлись высокопроницаемые участки пересечения глубинных разломов с более мелкими дизъюнктивными нарушениями, связанными со структурами типа поперечных



Рис. 67. Типовая схема процесса интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок при поисках медно-никелево-платинового оруденения в Норильском районе.

Стрелками указана последовательность операций.

поднятий, седловин, мелких складок и структурами проседания [35]. Рудоносные интрузии имеют хонолитообразную форму и локализуются в пределах стратиграфического интервала нижний девон - нижний триас на глубинах до 2 км и более от дневной поверхности. Мощность их измеряется десятками - первыми сотнями метров, размеры в плане могут достигать до 1-1.5 км в ширину и до 10-15 км в длину.

В разрезе рассматриваемой территории можно выделить восемь структурно-вещественных комплексов (СВК), петрофизические характеристики которых приведены в таблице 24.

Девонские и более древние осадочные породы являются практически немагнитными, их плотность можно принять равной 2.75 г/см^3 . Необходимо пояснить, что сведений о направлении вектора суммарной намагниченности $\vec{J}$ эффузивных пород немного, и они весьма неравномерно распределены по территории. Однако установлено, что наклонение вектора $\vec{J}_n$ для различных свит траппового покрова близко к вертикальному ($i = 70^\circ\text{-}80^\circ$).

Наклонение I вектора нормального магнитного поля $\vec{T}_0$ в пределах Норильского района составляет около 82° , т.е. направление вектора индуцированной намагниченности $\vec{J}_i$ также близко к вертикальному. Суммарная намагниченность представляет собой векторную сумму: $\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_n$ следовательно, вполне обоснованно можно считать, что вулканогенные образования пермско-триасового возраста обладают вертикальным намагничением: $\vec{J} = \vec{J}_z$, $\vec{J}_x = \vec{J}_y = 0$. Предпосылками для поисков рудоносных интрузий с помощью гравиметрической и магнитной съемок являются повышенные значения плотности и суммарной намагниченности этих образований, составляющие, соответственно, $2.86\text{-}3.03 \text{ г/см}^3$ и $2\text{-}16 \text{ А/м}$. Однако выявить в наблюдаемых полях Δg и $(\Delta T)_a$ аномальные эффекты, непосредственно обусловленные возмущающим действием глубокозалегающих рудоносных

интрузий крайне затруднительно, о чем уже говорилось ранее. В частности, поисковые возможности магнитной съемки, согласно сведениям «Временных методических указаний ...» [33], при наличии перекрывающего чехла пород базальтовой формации, ограничиваются глубинами порядка 500 м.

Таблица 24

Характеристика СВК площади исследований

Порядковый номер СВК	Литолого-стратиграфическая привязка	Мощность, м	Плотность σ , г/см ³	Суммарная намагниченность J , А/м
1	РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ Пески, супеси, глины, гравийно-галечные отложения	0-200	2.10	Немагнитны
	БАЗАЛТЫ, ТУФЫ:			
2	Кумгинская свита	160-250	2.82	6.0
3	Хараелахская свита	450-540	2.82	4.9
4	Мокулаевская свита	350-600	2.78	5.2
5	Моронговская свита	250-390	2.73	2.0
6	Надеждинская свита	400-600	2.78	1.5
7	Гудчихинская, Сыверминская, Ивакинская свиты	230-670	2.73	1.0
	УГЛЕФИФИРОВАННЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ:			
8	Тунгусская серия	10-550	2.56	Немагнитны

Примечание: таблица составлена по материалам Г.Г. Ремпеля, В.М. Салова.

7.1.3. Методика интерпретации геофизических полей

Подготовка исходных данных. Создание объемной геологической модели территории заключалось в пространственной геометризации границ геологических тел, характеризующихся дифференцированными физическими параметрами. Для этой цели использовались геологические карты Норильского района масштаба 1:50000 – 1:200000, обеспечивающие достаточно полное представление о структурно-тектоническом строении площади; фактический материал поискового, картировочного и разведочного бурения (более 1000 скважин); результаты профильных геофизических исследований - электроразведки ЗМПП и сейсморазведки МОГТ. Глубокие буровые скважины на исследуемой территории размещены крайне неравномерно, поэтому основные представления о ее глубинном геологическом строении получены по материалам электроразведки ЗМПП, позволяющей достаточно уверенно картировать в разрезе следующие структурно-вещественные комплексы: стратифицированные вулканогенные отложения нижнего триаса; терригенные углефицированные отложения тунгусской серии; карбонатные и терригенно-карбонатные отложения девона, а также нижнего палеозоя (рис. 68).

Наиболее сложным является вопрос задания физических параметров (свойств) модели. Территория Норильского района характеризуется весьма неравномерной петрофизической изученностью, т.к. основные объемы измерений сосредоточены на разбуренных участках с аномальными физическими свойствами - месторождениях, рудопроявлениях. Практически во всех случаях при выходе за пределы известных рудных узлов (а иногда и внутри них) возникает дефицит петрофизической информации.

По мнению автора, при наделении моделируемых объектов физическими свойствами всегда следует опираться на средневековый философский принцип «бритвы Оккама»: «не умножать сущностей без надобности», не пытаясь восполнить отсутствующие фактические данные искусственным путем (в частности – методами интерполяции, не учитывающими разрыв функций σ и J на литологических границах). В большинстве случаев представляется целесообразным опираться на средние значения параметров по априори выделенным петрофизическим таксонам и принимать физические характеристики моделируемых структурно-вещественных комплексов (СВК) неизменными по латерали.

На предварительном этапе интерпретации были составлены цифровые карты глубин залегания кровли и подошвы для каждого из выделенных СВК H_i ; сформированы матрицы значений геофизических полей Δg , $(\Delta T)_a$ и высотных отметок рельефа z . Точки задания численных значений всех перечисленных параметров совпадают, шаг сети L составляет 500×500 м. В качестве исходных материалов использовались: дежурная карта аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ Норильского района (съемки Северо-Енисейской ГФЭ, 1977 – 1993 гг.) и карта изоаномал поля силы тяжести Δg масштаба 1:50 000 в редукции Буге (съемки Норильской КГРЭ, 1993-1996 г.).

Совокупность перечисленной информации представляет собой априорную физико-геологическую модель изучаемой территории [31].

Приведение полей Δg и $(\Delta T)_a$ к единой горизонтальной плоскости $z = const$. Исходные геофизические поля измерены на различных поверхностях: гравитационное поле - на резко расчлененном рельефе дневной поверхности, магнитное поле - на огибающих рельеф аэромагниторазведочных маршрутах (средняя высота полета $H_{пол} = 250$ м). Общеизвестно, что различия в высотах (координатах z) точек измерений вносят существенные искажения в конфигурацию аномалий геопотенциальных полей, зафиксированных при полевых измерениях. Эти искажения сохраняются при построении гравиметрических карт в редукции Буге.

Для приведения полей Δg и $(\Delta T)_a$ к горизонтальной плоскости $z = const$ использовался способ приведения аномалий к заданной поверхности относимости, основанный на решении внешней задачи Дирихле, описанный в главе 3. Для решения данной задачи применялись специально разработанные автором программы APP и APGRV, написанные на языке Turbo Pascal 6.0. В данном случае размерность матриц значений аномального

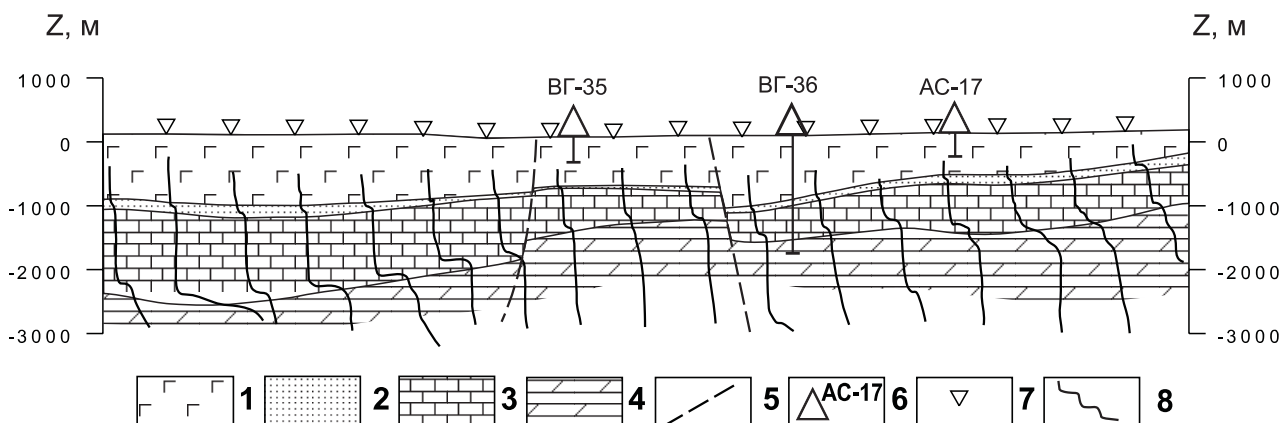


Рис. 68. Геолого-геофизический разрез, построенный по данным электроразведки ЗМПП и бурения (по материалам ПГП «Норильскгеология»).

1 - туфовая толща; 2 - углефицированные терригенные отложения; 3 - карбонатные породы девона; 4 - терригенно-карбонатные породы; 5 - тектонические нарушения; 6 - скважины; 7 - точки ЗМПП; 8 - графики суммарной продольной проводимости.

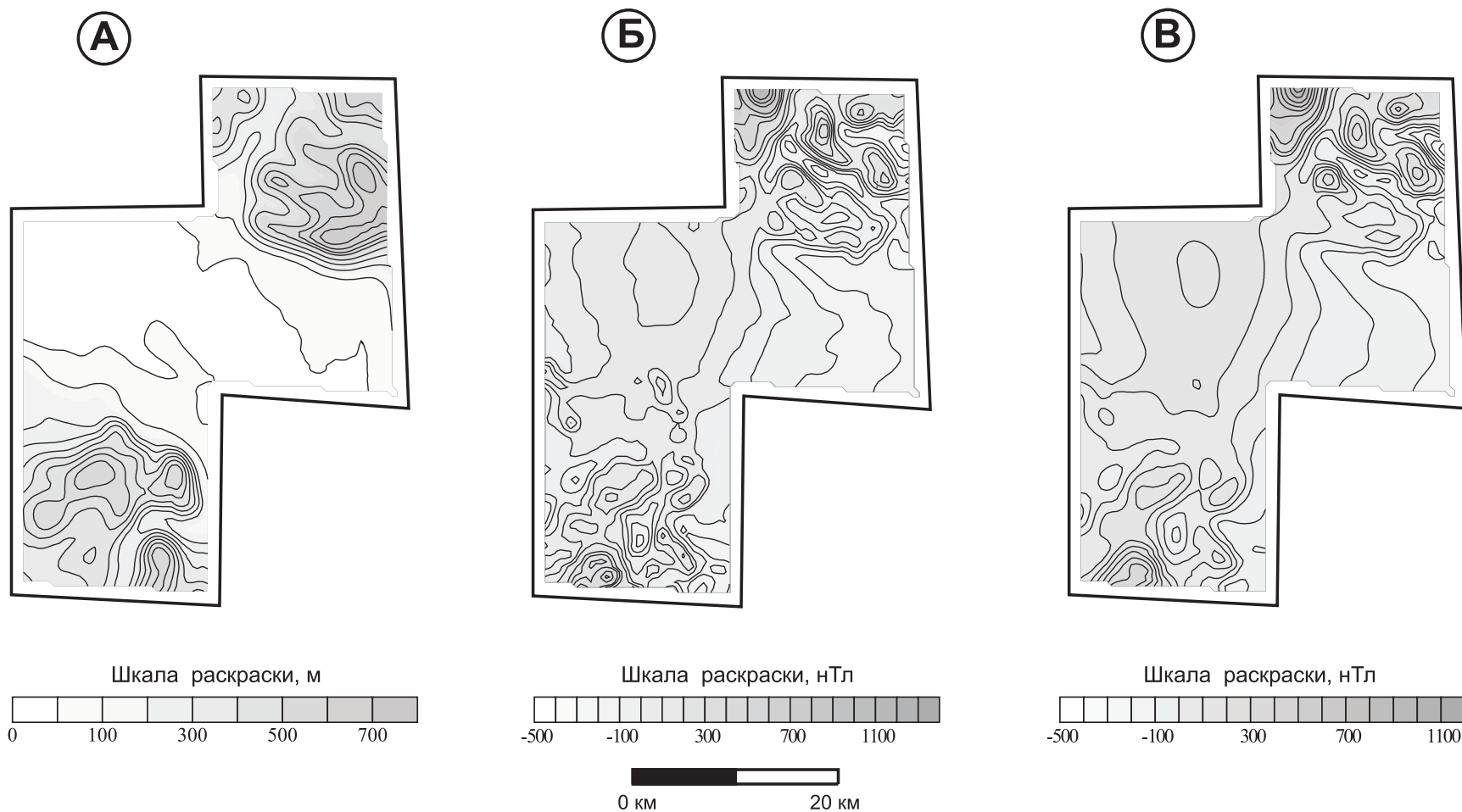


Рис. 69. Рельеф местности и аномальное магнитное поле $(\Delta T)_a$ центральной части Норильского района.

А - рельеф местности, м; Б - аномальное магнитное поле, полученное в результате АМС с огибанием рельефа на высоте 250 м, нТл; В - аномальное магнитное поле на уровне $z = -750$ м, нТл.

поля составила 111 строк $\times$ 116 столбцов.

Геопотенциальные поля исследуемой площади были приведены к единой поверхности относимости $z = -750$ м, расположенной выше максимальной высотной отметки рельефа местности. Характер полей при этом изменился незначительно, о чем свидетельствуют данные табл. 25 и рис. 69. На фоне высокой, в целом, близости между собой полей U и U^* на поверхности наблюдений S , при аппроксимационном преобразовании полей произошло подавление:

- отдельных аномалий-помех негармонического характера с амплитудами более 1 мГал и 10 нТл, т.е. значительно превышающих погрешности выполненных съемок (табл. 25);
- малоамплитудных случайных погрешностей поля, внесенных в процессе преобразования карт в цифровую форму (рис. 69.Б, В).

Таблица 25

Статистические характеристики рельефа и физических полей площади

Параметр	Ед. изм.	Статистические характеристики параметра			
		Минимум	Максимум	Среднее	СКО
Рельеф местности	м	28.4	721.2	160.2	150.4
Наблюденное поле $(\Delta T)_a$	нТл	- 415.6	1183.5	-14.2	157.6
Поле $(\Delta T)_a$ на плоскости $z = -750$ м	нТл	- 420.7	1229.1	- 17.3	178.7
Разность полей $(\Delta T)_a - (\Delta T)_a^*$ на поверхности наблюдений S	нТл	- 14.6	11.6	0.03	1.8
Наблюденное поле Δg	мГал	- 4.90	15.0	6.64	4.35
Поле Δg на плоскости $z = -750$ м	мГал	-3.95	13.02	6.53	4.08
Разность полей $\Delta g - \Delta g^*$ на поверхности наблюдений S	мГал	- 1.07	1.39	-0.013	0.12

Геологическое редуцирование. Вычисление аномальных эффектов от ФГМ изучаемой территории, представляющей собой слоистую среду, выполнялось с помощью программы GMKONT, написанной на языке Turbo Pascal 6.0 [48]. Входные и выходные данные согласованы по формату с внешним представлением М-данных СУБД LOBAS разработанной ВИРГ, с помощью которой осуществлялась визуализация промежуточных результатов и другие операции. Каждый слой модели аппроксимировался набором вертикальных прямоугольных параллелепипедов с основаниями размером $L \times L$.

Точки расчета полей Δg и $(\Delta T)_a$ располагались на плоскости $z = -750$ м, над центрами оснований параллелепипедов. Удаление точек расчета от модели по вертикали обеспечило уменьшение погрешностей решения прямой задачи, обусловленных аппроксимацией среды телами правильной геометрической формы [37]. При этом для единичной точки расчета поля (x, y, z) учитывалось влияние тел, находящихся в пределах области размером $38L \times 38L$ («палетки»); шаг сети описания модели по мере удаления от точки (x, y, z) составлял $L/3, L/2, L, 3L$; для сгущения шага использовалась псевдолинейная интерполяция. Выбор размеров «палетки» проведен на основе результатов модельных экспериментов; установлено, что применительно к масштабу 1 : 50 000 и глубине построения ФГМ в 3-4 км, горизонтальный градиент поля $\tilde{U}$ от неучтенных аппроксимационных ячеек сопоставим с градиентами нормального поля $\Delta g_0, T_0$ (~ 1 Е и ~ 10 нТл/км, соответственно), что значительно ниже градиента регионального фона в Норильском районе. Следовательно, поле $\tilde{U}$ легко может быть исключено вместе с фоновой составляющей полей Δg и $(\Delta T)_a$; поэтому нет необходимости в создании ФГМ, существенно превышающих по размерам участок расчета, как это предлагалось в работе [96, 97].

Учет фоновых составляющих и расчет трансформант аппроксимационным методом. Разностные геофизические поля $\Delta g^{раз}$ и $(\Delta T)_a^{раз}$, полученные путем исключения рассчитанных полей от ФГМ из наблюдаемых геопотенциальных полей, содержат влияние неучтенных геологических границ - поверхности кристаллического фундамента, границ Конрада и Мохоровичича. В разностных полях сохраняется заметное влияние фоновой (низкочастотной) компоненты, для исключения которой использовалась полиномиальная аппроксимация дискретных значений геофизического поля $U^{раз}(x,y)$ алгебраическим полиномом вида $\Psi(x,y) = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 + \dots$. Вычисления проводились с помощью программы TREND, при степени полинома $\Psi(x,y)$ не выше третьей.

В отличие от наиболее широко используемых методов выделения регионального фона, основанных на преобразовании данных в скользящем окне (усреднение, пересчет на высоту), при полиномиальной аппроксимации не требуется предположений о характере исходного поля за пределами площади вычислений; обеспечивается более мощное подавление локальных компонент поля; автоматически происходит выбор оптимального нулевого (среднего) уровня остаточного поля. После исключения регионального фона были получены остаточные составляющие полей: $\Delta g^{ост}$ и $(\Delta T)_a^{ост}$.

Безусловно, помимо полиномиальной аппроксимации можно применять и другие методы построения фоновой компоненты поля, в частности – описанное ранее построение эквивалентной модели среды при больших глубинах размещения источников. Принципиально важно то, что региональный фон должен определяться именно по разностному, а не по наблюдаемому полю – в противном случае после дальнейшего редуцирования могут возникнуть искажения низкочастотной составляющей, приводящие к изменению пространственного распределения аномалий разностного поля.

Помимо вычисления остаточных компонент $\Delta g^{ост}$ и $(\Delta T)_a^{ост}$, для преобразования разностных полей $\Delta g^{раз}$ и $(\Delta T)_a^{раз}$ использовались трансформации, полученные на основе истокообразной аппроксимации этих полей [54]. С помощью программ APP и APGRV на плоскости $z = -750$ м были рассчитаны: 1-ая вертикальная производная, модуль полного горизонтального градиента, псевдогравитационное поле Δg_{ps} .

Комплексная интерпретация полей $\Delta g^{ост}$ и $(\Delta T)_a^{ост}$ и их трансформант. Исходными материалами для комплексной интерпретации являются остаточные составляющие $\Delta g^{ост}$ и $(\Delta T)_a^{ост}$ полей и трансформанты, относящиеся к одним и тем же точкам пространства. В отличие от наблюдаемых полей Δg и $(\Delta T)_a$, эти данные не содержат:

- аномалий-помех негармонического характера и искажений, обусловленных влиянием аномального вертикального градиента, исключенных при пересчете полей на горизонтальную плоскость;
- аномалий от известных геологических объектов, включенных в ФГМ;
- низкочастотной составляющей, обусловленной влиянием источников, располагающихся за пределами исследуемого объема геологической среды (рис. 70).

Характер полей $\Delta g^{ост}$ и $(\Delta T)_a^{ост}$ и их трансформант отражает как влияние неизвестных интерпретатору аномалиеобразующих объектов, геологическая природа которых не соответствует выделенным СВК (например - это могут быть интрузии, зоны дробления, трубки взрыва и т.п. объекты); так и возмущающее действие физических неоднородностей, находящихся в пределах моделируемых СВК, но не учтенных ФГМ. Подобная неоднозначность в трактовке геологической природы выявленных аномалий является следствием объективно существующего недостатка априорной информации о геологическом строении и физических свойствах горных пород изучаемой территории.

Для сужения пределов неоднозначности при решении геологических задач прогнозно-поискового характера проводится комплексная интерпретация полей. Независимо используются несколько различных вариантов совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий, результаты которых затем обобщаются с целью выявления общих

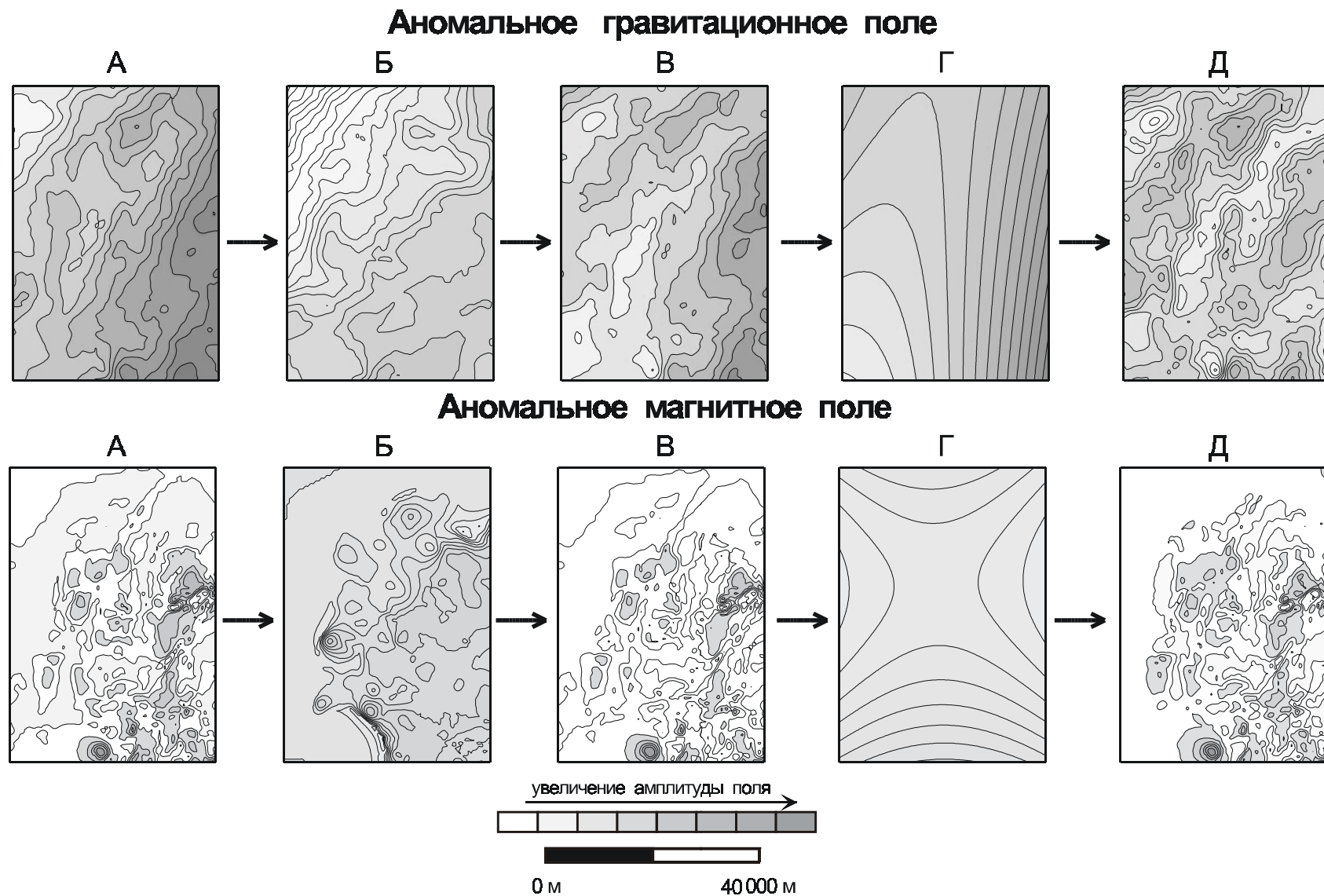


Рис. 70. Преобразования гравитационного и магнитного полей в процессе интерпретации. Вологочанская площадь.

А - поле на горизонтальной плоскости $z = -250$ м; Б - поле, обусловленное известными геологическими объектами (ФГМ); В - разностное поле; Г - региональный фон; Д - локальная (остаточная) составляющая разностного поля.

черт и закономерностей.

Синтез полученных различными методами результатов (т.е. практическая реализация системно-гносеологического принципа «выявления устойчивого» [109]), проводится с целью повышения достоверности конечного итога интерпретации - прогнозирования рудоперспективных объектов. Ниже приводится краткая характеристика использованных приемов комплексной интерпретации.

1. Расчет коэффициентов корреляции k между Δg и Δg_{ps} . Известно, что взаимосвязь между магнитным V и гравитационным W потенциалами для однородно намагниченных и одинаковых по плотности тел определяется соотношением Пуассона, которое позво-

ляет с точностью до постоянного коэффициента $\frac{J}{\lambda\sigma}$ рассчитывать гравитационный эффект Δg_{ps} источников, создающих аномальное геомагнитное поле $(\Delta T)_a$. Поле Δg_{ps} за счет сглаживающего действия преобразования $(\Delta T)_a^{ocm} \rightarrow \Delta g_{ps}$ характеризуется более низким уровнем аномалий-помех геологического происхождения, чем магнитное поле $(\Delta T)_a^{ocm}$ и полностью сопоставимо с аномалиями поля силы тяжести [82, 99].

Для пространственно-статистической оценки взаимосвязи полей Δg^{ocm} и Δg_{ps} используется расчет коэффициента корреляции k . Значения k , превосходящие выбранный уровень значимости, в сочетании с повышенными значениями Δg^{ocm} и Δg_{ps} , являются одним из благоприятных факторов для выделения дифференцированных интрузий основного состава.

2. Расчет комплексного показателя Ω . По аналогии с используемыми при анализе материалов литогеохимических съемок мультипликативными показателями, в процессе интерпретации осуществлялся расчет и анализ поля комплексного показателя

$$\Omega(x, y) = \frac{\Delta g^{ocm}(x, y) - M\Delta g^{ocm}}{D\Delta g^{ocm}} + \frac{\Delta g_{ps}(x, y) - M\Delta g_{ps}}{D\Delta g_{ps}} \quad (7.1)$$

где символы M и D означают математическое ожидание и дисперсию, соответственно [30].

Исходя из предположения о независимости использованных признаков - полей Δg^{ocm} и Δg_{ps} , и равной их информативности, можно отождествлять аномалии повышенных значений Ω с возмущающими объектами высокой избыточной плотности σ и намагниченности J (в т.ч. и с дифференцированными интрузиями). При определении разности нормированных и центрированных значений полей Δg^{ocm} и Δg_{ps} :

$$\Omega^*(x, y) = \frac{\Delta g^{ocm}(x, y) - M\Delta g^{ocm}}{D\Delta g^{ocm}} - \frac{\Delta g_{ps}(x, y) - M\Delta g_{ps}}{D\Delta g_{ps}} \quad (7.2)$$

отрицательные аномалии комплексного показателя Ω^* отвечают предполагаемым телам гранитоидов или туфогенным породам.

3. Безэталонное прогнозирование оруденения с помощью метода редких сочетаний (МРС). Предпосылкой для безэталонного прогнозирования служит взаимосвязь сравнительно редко встречающихся, контрастных особенностей геологического строения площади, отражающихся в геофизических полях, с рудной минерализацией. Одним из алгоритмов безэталонного прогнозирования является предложенный Н.Н. Боровко в 1973 г. метод редких сочетаний, суть которого состоит в следующем: в каждой i -ой точке задания поля выполняется расчет относительной частоты $A(i)$, т.е. отношения числа значе-

ний поля, равных $A(i) \pm \delta$ (δ - величина, зависящая от погрешности наблюдений), к общему числу точек поля [14]. Значения относительных частот $A(i)$ для всех признаков суммируются, в результате получая суммарный частотный спектр Λ . Минимальные значения параметра Λ отвечают наиболее аномальным в широком смысле, редким сочетаниям всех использованных признаков, т.е. являются индикаторами наличия слабораспространенных на данной площади геологических образований.

4. Прогнозирование рудоперспективных участков с использованием эталонных объектов. Для прогнозирования рудоперспективных участков с помощью одного из эвристических алгоритмов распознавания образов использовался пакет программ MARS, разработанный в ВИРГ-Рудгеофизика (В.Н. Скосырев, Т.Е. Мерсадыкова). В основу алгоритмов ППП MARS положены традиционные приемы решения геолого-поисковых задач, основанные на принципе аналогии и композиции (совмещении) признаков благоприятных геологических ситуаций для локализации оруденения.

В качестве признаков используются поля $\Delta g^{ост}$ и $(\Delta T)_a^{ост}$, их трансформанты, а также параметры k , Ω , Λ . В роли эталонных объектов выступают медно-никелево-платиновые месторождения Норильского и Талнахского рудных узлов. В роли ГФКП выступает интервал градаций признака, для которого выполняются следующие условия: более 50% эталонных объектов находятся внутри выбранного интервала; относительная площадь интервала составляет не более 40-50 % от всей территории исследований; коэффициент $\chi^2 \geq 6.63$ (при числе эталонных объектов $N > 50$) или коэффициент Фишера $\Phi \leq 0.01$ (при $N \leq 50$). Численные значения отдельных ГФКП определяются в автоматическом режиме, по пространственной корреляции амплитуды признаков и эталонных объектов (табл. 26).

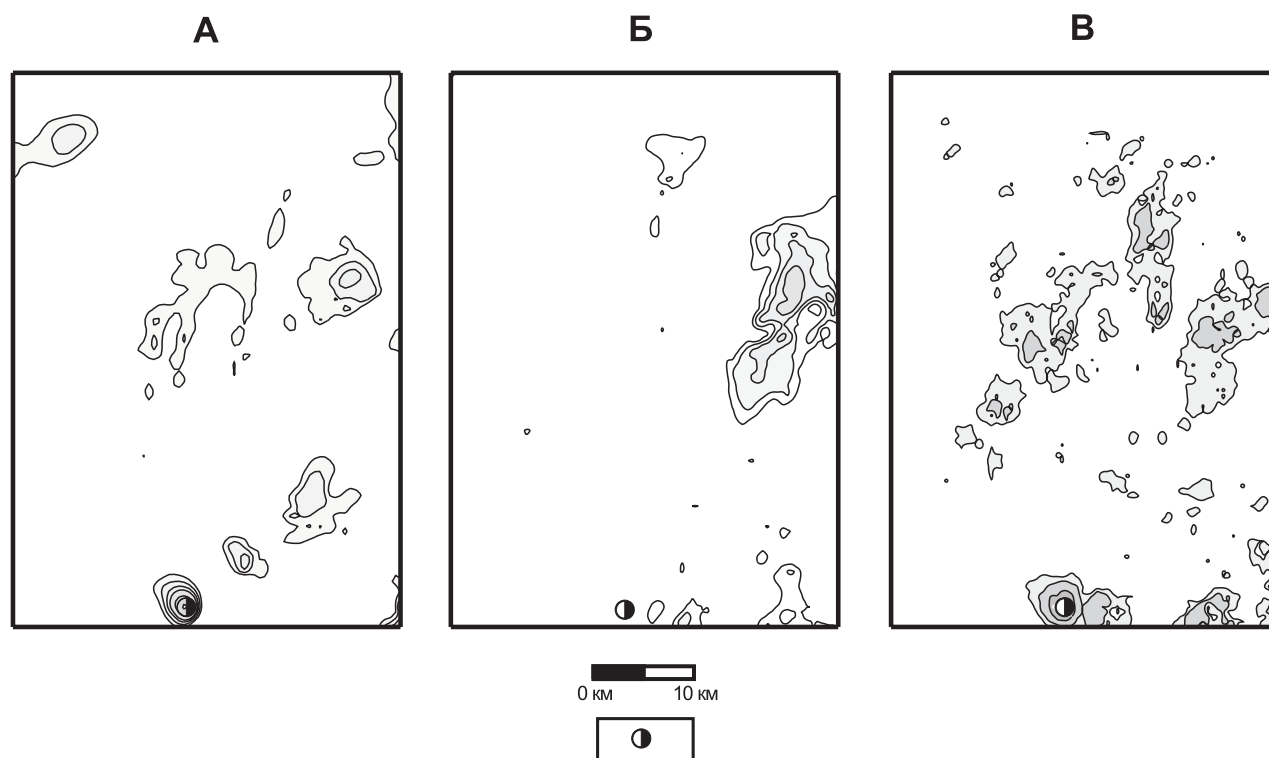


Рис. 71. Результаты применения различных алгоритмов комплексной интерпретации геопотенциальных полей. Вологочанская площадь.

А - карта комплексного показателя Ω^* (участки, перспективные на медно-порфировое оруденение);
 Б - карта комплексного показателя Ω (участки, перспективные на медно-никелево-платиновое оруденение);
 В - карта параметра Λ относительной частоты МРС (участки с аномальными геолого-геофизическими характеристиками).

Условные обозначения: Болгохтохское месторождение медно-порфировых руд.

Полученные значения ранжируются и суммируются с целью получения прогнозной (композиционной) карты. Максимальные значения параметра композиции K_m на результитивной карте отвечают наиболее перспективным участкам, в пределах которых совпадает максимальное количество ГФКП.

Общие закономерности, проявляющиеся на картах, полученных различными методами комплексной интерпретации физических полей по Вологодчанской мульде, иллюстрирует рис. 71. Аномалии МРС отчетливо фиксируют Болгохтохское медно-порфировое месторождение и в ряде случаев пространственно совпадают с аномальными значениями комплексных показателей Ω и Ω^* .

Таблица 26

Геофизические критерии прогнозирования медно-никелево-платинового оруденения

Наименование признака	ГФКП: границы признака		Относительная площадь	Критерий χ^2
	Верхняя	Нижняя		
Магнитное поле $(\Delta T)_a^{ост}$	- 5 нТл	25 нТл	40.4 %	171.0
Модуль полного горизонтального градиента $(\Delta T)_a^{ост}$	60 нТл/км	400 нТл/км	33.6 %	517.0
Верт. производная $(\Delta T)_a^{раз}$	- 40 нТл/км	50 нТл/км	33.9 %	43.9
Гравитационное поле $\Delta g^{ост}$	-0.10 мГал	0.22 мГал	40.8 %	9.7
Модуль полного горизонтального градиента $\Delta g^{ост}$	2 Е	5 Е	35.8 %	26.7
Верт. производная $\Delta g^{раз}$	2.8 Е	4.0 Е	26.1 %	481.0
Псевдогравитационное поле Δg_{ps}	0.5 мГал	5.0 мГал	35.2%	69.7
Коэффициент корреляции k	0.4	1.0	24.9%	16.3
Комплексный показатель Ω	1.5 у. ед.	4.0 у. ед.	44.0%	806.0
Параметр Λ (МРС)	0.01 у. ед.	0.45 у. ед.	50.8 %	184.0

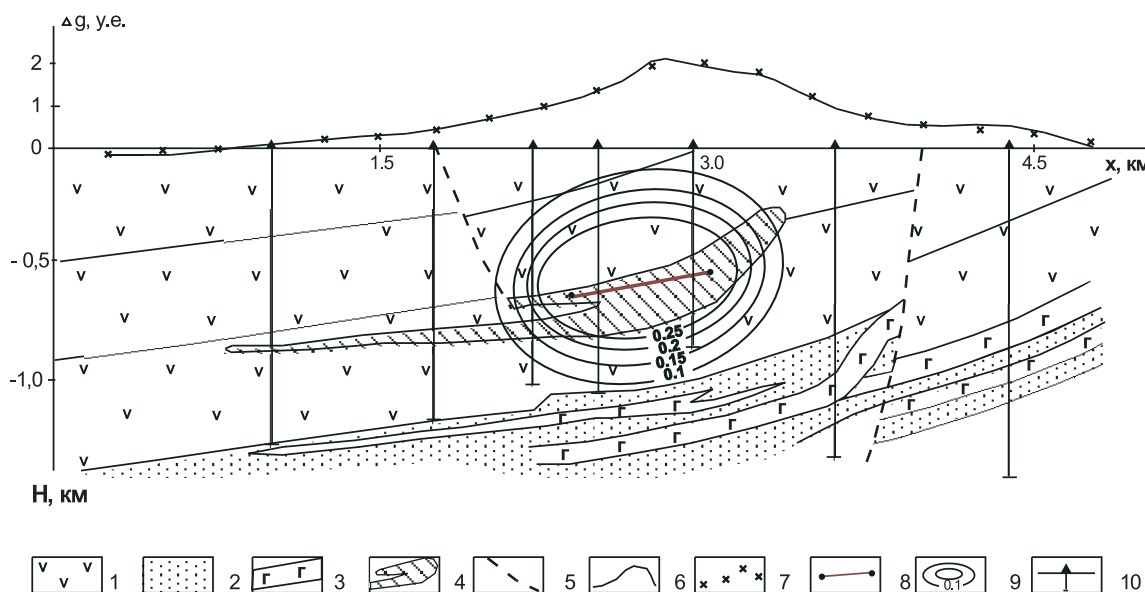


Рис. 72. Решение обратной задачи гравиразведки построением эквивалентных семейств решений по А.В. Цирульскому. Месторождение Норильск-1.

1 - породы туфолавовой толщи; 2 - отложения тунгусской серии; 3 - силлы габбро-долеритов; 4 - рудоносная интрузия; 5 - дизъюнктивные нарушения; 6 - локальная составляющая наблюдаемого поля; 7 - поле подобранного материального отрезка (сингулярного источника); 8 - материальный отрезок; 9 - объекты, эквивалентные по внешнему полю материальному отрезку (цифры - значения избыточной плотности, г/см куб.); 10 - буровые скважины.

Разумеется, перечисленные выше способы комплексной интерпретации в дальнейшем успешно могут быть дополнены любыми другими алгоритмами. Однако все эти методы целесообразно применять именно на завершающей стадии интерпретации, при использовании в качестве исходных данных предварительно преобразованных, очищенных от влияния не интересующих нас объектов полей, а не результатов полевых наблюдений, т.к. возможности статистических методов анализа многомерных данных при наличии интенсивных помех в исходном материале являются ограниченными.

Для уточнения геометрических и физических параметров отдельных объектов в пределах выявленных перспективных участков используется решение обратных задач гравитационной и магниторазведки. Один из примеров такого решения представлен на рис. 72.

7.1.4. Некоторые геологические результаты

Известные рудные узлы и месторождения Норильского района не находили четкого отражения в наблюдаемых полях Δg и $(\Delta T)_a$, их различных трансформантах. Более контрастно эти объекты проявились в остаточных компонентах геопотенциальных полей $\Delta g^{ост}$ и $(\Delta T)_a^{ост}$, однако степень пространственного совпадения аномальных зон и контуров рудоносных интрузий не исключает возникновения ошибок I рода («пропуск цели») и II рода («ложная тревога») при решении поисковых задач. В качестве возможных причин такого несовпадения можно назвать:

- различия в геометрических и, главным образом, физических параметрах построенной ФГМ с реальными физико-геологическими характеристиками изучаемого объема среды;
- искажения самих геофизических полей, не связанные непосредственно с качеством полевых наблюдений, а обусловленные колебанием плотности промежуточного слоя, неполным учетом влияния рельефа местности, изменением высоты съемочных полетов и другими факторами.

Изложенные выше формализованные приемы комплексной интерпретации данных гравиметрической и магниторазведки существенно облегчают решение задачи «обнаружения и локализации» медно-никелево-платинового оруденения. В частности, при интерпретации материалов по Хараелахско-Далдыканской площади (Демидович и др., 1996 г.), высококонтрастной аномалией комплексного показателя Ω отметился Талнахский рудный узел, над интрузивом Норильск - I также зафиксирована зона повышенных значений этого параметра (рис. 73). С уверенностью можно говорить о том, что выполнение комплексной интерпретации данных гравиметрической и аэромагнитной съемки по предлагаемой схеме гарантирует выявление расположенных на исследуемой территории крупных медно-никелево-платиновых месторождений, перекрытых мощным чехлом пород базальтовой формации.

Полученные в рамках различных моделей извлечения информации и устойчиво выделяющиеся аномальные зоны используются в качестве основного критерия при оконтуривании рудоперспективных участков. В частности по Хараелахско-Далдыканскому объекту рекомендован для изучения буровыми работами участок, расположенный вблизи западной рамки площади, в бассейне р. Амбарная; выделена субширотная аномальная область, охватывающая верховья ручьев Олор и Скалистый, расширяющая перспективы Талнахского рудного узла. В пределах ранее выделенной по геофизическим данным перспективной аномальной зоны субмеридионального простирания в настоящее время пробурены скважины НВ-12, -13, вскрывшие промышленное никелевое оруденение в придонной части Южно-Пясинской интрузии габбро-долеритов (рис. 74).

В западной части Норильского района, в зоне сопряжения Норильско-Хараелахского прогиба и Дудинского вала, в области максимальных геодинамических напряжений, из-

вестно Болгохтохское месторождение медно-порфировых руд, приуроченное к штоку гранитоидов диаметром около 2.2 км. Информация, представленная на карте параметра Ω^* (рис. 75) позволяет предположить наличие еще ряда подобных объектов – высокомагнитных и низкоплотных кислых интрузий, которые также могут нести медно-молибденовую минерализацию. Последующее бурение подтвердило наличие зафиксированных аномалиеобразующих объектов, однако их геологическая природа оказалась совершен-

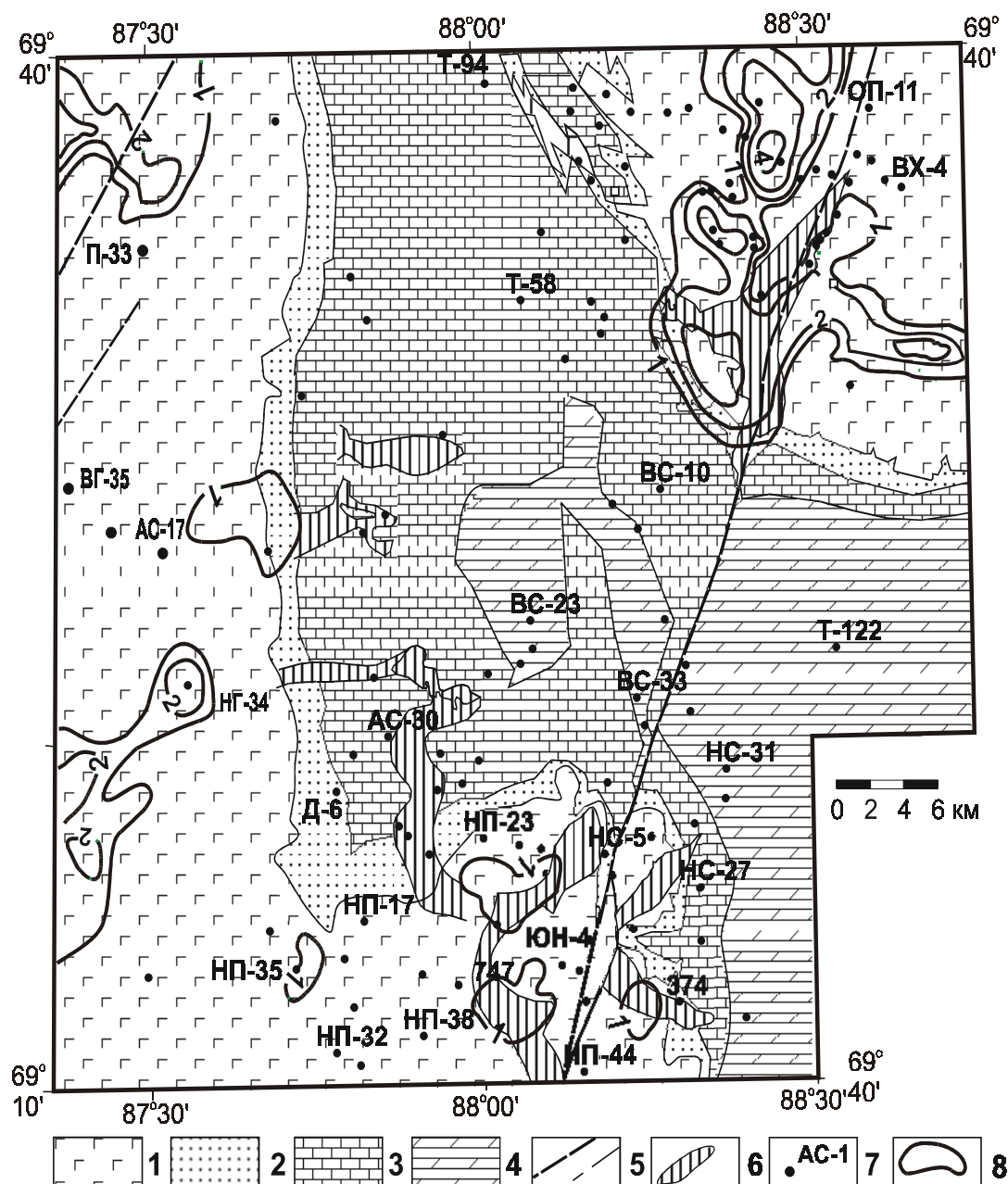


Рис. 73. Схематическая геологическая карта центральной части Норильского района с элементами прогноза медно-никелево-платинового оруденения.

1 - вулканогенные отложения верхней перми - нижнего триаса: базальты, прослои туфов; 2- терригенные отложения тунгусской серии: алевролиты, песчаники, гравелиты, пласты каменного угля; 3- карбонатные и терригенно-карбонатные отложения девона: известняки, мергели, доломиты, прослои сульфатов; 4- карбонатные и терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 5- тектонические нарушения: Норильско-Хараелахский разлом, разломы более высоких порядков; 6- контуры известных рудоносных интрузий; 7- буровые скважины и их номера; 8- аномалии комплексного показателя Ω .

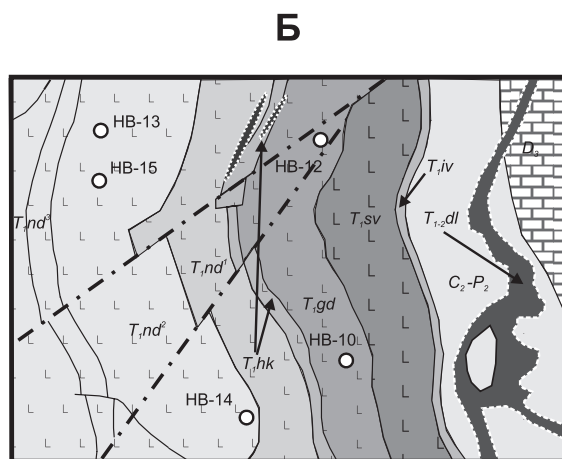
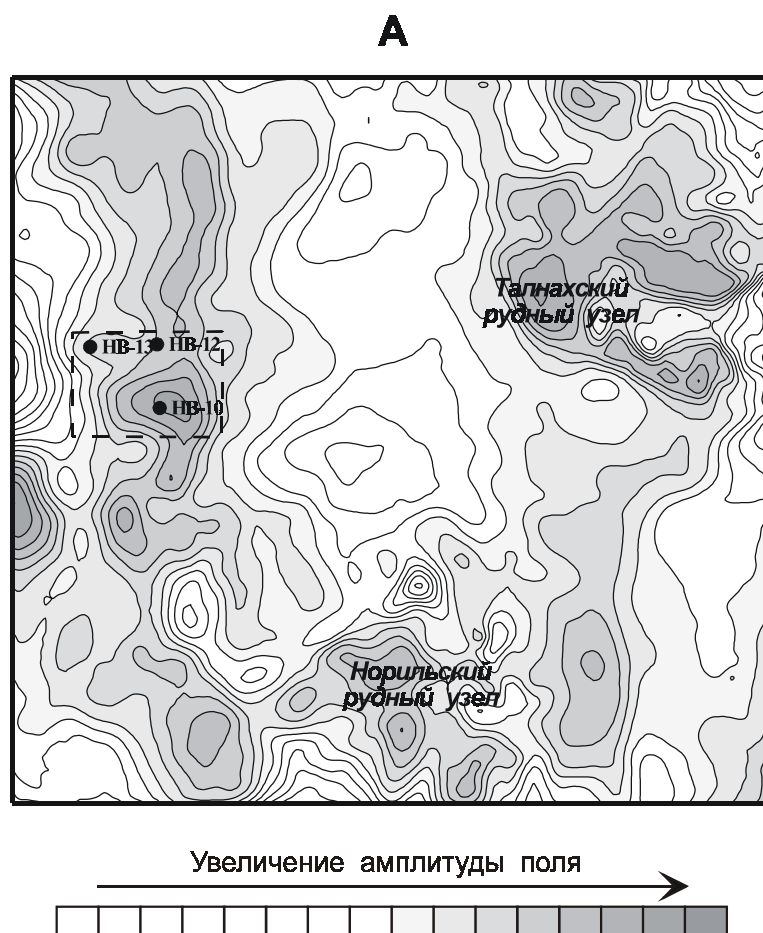


Рис. 74. Составляющая потенциального поля, обусловленная локальными физическими неоднородностями среды, не входящими в ФГМ исследуемой территории (А) и схематическая геологическая карта (Б) района скважин НВ-12, -13 (по материалам ПГП «Норильскгеология»).

Условные обозначения к геологической карте: продукты триасового эффузивного магматизма - ивакинская T_{iv} , сыверминская T_{sv} , гудчихинская T_{gd} , хаканчанская T_{hk} , надеждинская T_{nd} свиты; T_{l-2dl} - интрузивные породы далдыканского комплекса (оливиновые и оливиново-биотитовые безрудные габбро-долериты); $C_2 - P_2$ - терригенные углефицированные отложения тунгусской серии; D_3 - осадочные породы девонского возраста.

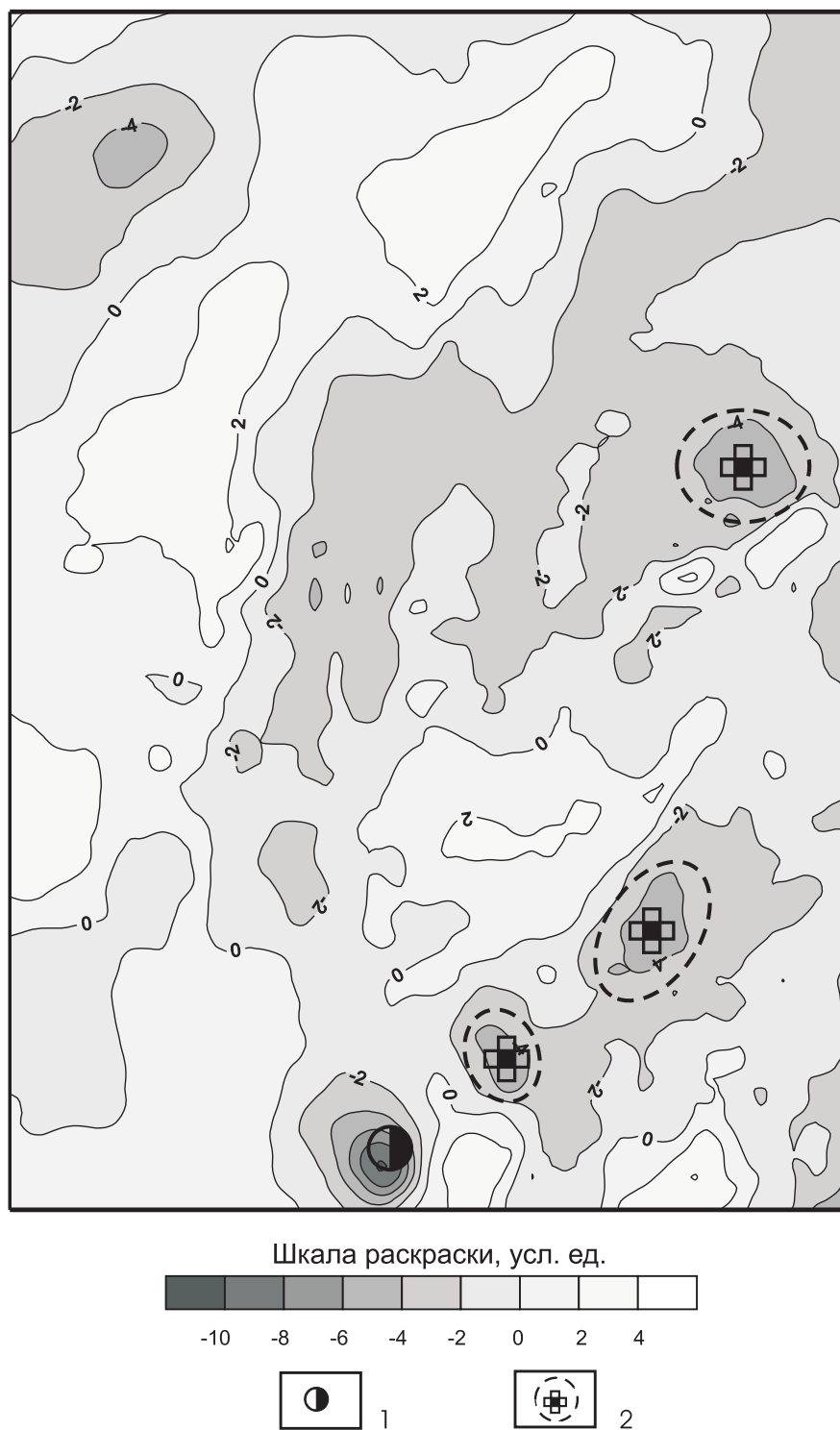


Рис. 75. Карта изолиний комплексного показателя Ω^* на плоскости $z = -500\text{м}$. Норильский район.

1 - Болгохтохское месторождение медно-порфировых руд; 2 - отрицательные аномалии Ω^* , предположительно обусловленные штоками гранитоидов, перспективными на медно-молибденовое оруденение.

но иной - этими объектами оказались мощные линзы намагниченных туфогенных пород моронговской свиты, не характерные для района.

Представленная компьютерная технология использовалась при подготовке геофизической основы для глубинного геологического картирования и поисков на площади 5280 кв.км. Полученные материалы в настоящее время продолжают использоваться в процессе геологоразведочных работ. Новые участки, перспективные на обнаружение медно-никелево-платиновых руд выделены ПО «Норильскгеология» в процессе тематических работ по обобщению и анализу материалов геофизических работ с созданием 1-ой очереди банка геолого-геофизических данных по центральной части Норильского района, выполненных в 1997-2000 гг. Интерпретация данных гравиразведки и магниторазведки проводилась по описанной типовой схеме, с использованием созданного автором программного обеспечения.

7.2. Локальное прогнозирование золотого оруденения в Ольховско-Чибижевском рудном районе

7.2.1. Геолого-геофизические особенности площади, исходные материалы и последовательность их интерпретации

Ольховско-Чибижевский золоторудный район принадлежит Восточно-Саянской золотоносной провинции. В пределах площади расположены месторождения золота Ольховское, Медвежье, Константиновское, Дистлеровское, Лысогорское, Высота 830, Средняя Тарча и ряд рудопоявлений, относящиеся к золото-кварц-сульфидной, золото-сульфидной и золото-кварцевой формациям.

Основной задачей выполненных работ являлось локальное прогнозирование золотого оруденения на основе компьютерных технологий интерпретации геофизической информации. Площадь исследований составляла около 265 кв. км и охватывала участки гравиметрической съемки масштаба 1:25000, выполненной Южной геофизической экспедицией в разные периоды времени (Сагалаков, 1974; Василенко, 1988 г.) В качестве исходных данных для автоматизированной интерпретации использовались материалы вышеуказанных гравиметрических съемок и материалы комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1:25000 (КАГС-25), проведенной Южной ГФЭ в 1998-1999 гг. на Сисимо-Шиндинской площади. Площадь характеризуется расчлененным рельефом местности с диапазоном изменения высот от 425 до 1124 м, при среднем значении около 633 м. Слагающие верхнюю часть геологического разреза метаморфизованные терригенные и карбонатные породы, а также магматические породы кислого состава являются, в подавляющем большинстве случаев, слабомагнитными. Отмечается корреляция достаточно большого числа аномалий геофизических полей с особенностями рельефа дневной поверхности.

Применительно к задаче прогнозирования золотого оруденения в Ольховско-Чибижевском районе главную роль играли методы трансформаций и районирования аномальных полей по комплексу признаков (классификация на принципах самообучения, распознавание образов). Решение прямых и обратных задач геофизики в данном случае может использоваться лишь как вспомогательный инструмент, ввиду отсутствия достаточного объема априорных сведений для выполнения геологического редуцирования полей и невозможности непосредственного выделения промышленных скоплений золоторудной минерализации используемыми геофизическими методами. Следует заметить также, что возможности аэрогамма-спектрометрической съемки для выявления зон эпигенетического перераспределения естественных радиоактивных элементов, связанных с

золотым оруденением, в районе весьма ограничены за счет широкого развития рыхлых отложений, средней мощностью в первые десятки метров.

Установлено, что известные золоторудные месторождения территории характеризуются следующими основными особенностями:

- Пространственной и генетической взаимосвязью с интрузивными породами Ольховско Чибихевского гранитоидного массива.
- Приуроченностью к субширотному Ольховско Чибихевскому разлому или параллельным ему разрывным нарушениям; к выступам кровли интрузива и его апофизам; к участкам пересечения дизъюнктивных нарушений субширотного и субмеридионального или северо-восточного простираний.
- Размещением рудных тел в субмеридиональных нарушениях в виде жил, в случае сопряжения субмеридиональных и субширотных дизъюнктивов - в виде столбообразных залежей.
- Локализацией основных рудных объектов в области контакта кварцевых диоритов (золото-кварц-сульфидное или золото-кварцевое оруденение) и доломитов (золото-сульфидное, сульфидно-гематитовое оруденение).
- Наличием зон сульфидной минерализации во вмещающих породах, представленной, преимущественно, пиритом и пирротинном.

В связи с этим предпосылками для применения различных алгоритмов комплексной интерпретации являлось отражение в геофизических полях зон гидротермально-метасоматической проработки горных пород, контактово-метасоматических изменений и структурно-тектонических факторов, контролирующих размещение золотого оруденения. Известно, что зоны гидротермально-метасоматических преобразований горных пород, как правило, характеризуются эпигенетическим перераспределением концентраций естественных радиоактивных элементов; повышением избыточной плотности до 0.05 - 0.2 г/куб. см за счет вкрапленности сульфидов; изменениями в морфологии магнитного поля (за счет разложения ферромагнитных минералов происходит уменьшение амплитуды и изменчивости поля, при привносе и отложении моноклинного пирротина наблюдается обратная картина). Зоны альбитизации в гранитоидах, сопровождающие золотое оруденение, фиксируются пониженными значениями магнитного поля; процессы ороговикования в экзоконтактах гранитоидов приводят к увеличению амплитуды магнитного поля.

Магнитное поле (ΔT_a) и поле силы тяжести Δg исследуемой площади были измерены на криволинейных поверхностях, характеризующихся значительными перепадами высот: отметки высот рельефа местности изменяются от 426 м до 1122 м, КАГС-25 проводилась на высотах 50-70 м с обтеканием рельефа.

Измеренные значения геопотенциальных полей в данном случае неизбежно содержат искажения, обусловленные влиянием "геометрического фактора" - варьированием расстояний R между возмущающим объектом и точками измерений за счет изменений высот $z = z(x, y)$ поверхности наблюдений. Поэтому на этапе подготовки полей (признаков) к комплексной интерпретации осуществлялось приведение магнитных и гравитационных аномалий, зафиксированных в условиях резкорасчлененного рельефа местности, к горизонтальной поверхности $z = const$. Определение значений поля силы тяжести в узлах регулярной сети также проводилось методом 3D-интерполяции, учитывающей различия в высотах пунктов гравиметрических наблюдений и результативных точек [56].

Таким образом, в обобщенном виде компьютерная технология прогнозирования золотого оруденения выглядела следующим образом: приведение гравитационного и магнитного полей на горизонтальную поверхность наблюдений → вычисление трансформант полей → прогнозное районирование территории по комплексу признаков (на основе самообучения и использования эталонных объектов) → выделение рудоперспектив

ных участков, устойчиво выявляющихся различными методами.

В процессе интерпретации осуществлялось приведение гравитационного и магнитного полей к горизонтальной поверхности наблюдений; вычисление различных трансформант полей; оценка пространственно-статистической взаимосвязи различных исходных параметров; безэталонное прогнозирование золотого оруденения с помощью методов редких сочетаний (МРС) и потенциальной функции; прогнозирование перспективных участков одним из методов распознавания образов, реализованным в пакете программ MARS, разработанном ВИГ-Рудгеофизика (В.Н. Скосырев, Т.Е. Мерсадыкова) с использованием в качестве эталонных объектов месторождений и проявлений рудного золота в отдельности.

7.2.2. Методика интерпретации геофизических материалов

В процессе автоматизированной интерпретации последовательно выполнялись следующие операции:

Подготовка исходных данных - прямоугольных матриц физических и радиогехимических полей размером 105 строк, 374 столбца; сеть задания значений параметров - 100×100 м; формат – текстовые grd-файлы программы SURFER. Данные гравиметрической съемки вводились в виде каталогов, для преобразования векторных (dat-файлов) данных в матричные (grd-файлы) использовалась 3D-интерполяция. Были сформированы матрицы: значений поля силы тяжести Δg в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/куб. см; аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$; гамма-поля γ ; концентраций урана U, тория Th, калия K; высотных отметок рельефа местности H (ЦММ); высот съемочных полетов $H_{пол.}$ Кроме того, в виде векторных данных (dat-файлов) была представлена информация о пространственном размещении на площади месторождений и рудопоявлений золота.

Трансформация полей. *Пересчет гравитационного и магнитного полей на горизонтальные плоскости, расположенные на уровнях, приблизительно отвечающих максимальным высотам поверхности наблюдений – 1150 м и 1200 м, соответственно.* Незначительные различия в высотах обусловлены необходимостью избежать потери информации за счет затухания полей с высотой. И использованный алгоритм трансформации и интерполяции базируется на аппроксимации геопотенциальных полей эквивалентными источниками. Характеристики и пространственное расположение этих источников заведомо не отвечают строению изучаемого объема геологической среды. Но, в соответствии с теоремой единственности теории потенциала, близость амплитуд наблюдаемого и модельного полей, являющихся гармоническими функциями [23], в данном случае позволяет с высокой точностью осуществлять широкий спектр преобразований поля, направленных на получение дополнительной геологической информации о природных возмущающих объектах.

Для приведенных на плоскость полей Δg и $(\Delta T)_a$ рассчитывались статистические характеристики: дисперсия, асимметрия и эксцесс в скользящем окне 400×400 м (25 точек). Азимуты простираения изолиний вычислялись с помощью программы TRAP (ВИГ-Рудгеофизика). В качестве азимута простираения изолиний в заданной точке пространства принималось такое направление, для которого дисперсия в соответствующем секторе составляла минимальную величину. Расчет проводился по 12 азимутам в полуинтервале $[-\pi/2, \pi/2]$ с шагом $\pi/12$, по каждому азимуту выборка составляла 22 точки. Представляет интерес построение карты дисперсии азимутов простираения изолиний гравитационного и магнитного полей – параметра, повышенные значения которого с некоторой долей условности можно отождествлять с узлами пересечения разноориентированных дизъюнктивных нарушений.

Для пространственно-статистической оценки взаимосвязи различных параметров (полей) использовался расчет коэффициентов корреляции, корреляционного отношения и ковариации для различных пар параметров в скользящем окне (размеры окон варьировали от 5×5 до 17×17 точек). Эти показатели статистической взаимосвязи 2-х переменных имеют несколько различный характер: коэффициент корреляции отражает линейную взаимосвязь признаков и изменяется в пределах от -1 до 1; корреляционное отношение оценивает тесноту нелинейной связи и изменяется от 0 до 1; ковариация является произведением меры упорядочения пары признаков (коэффициента корреляции) на меру их дифференцированности (дисперсии), т.е. позволяет выявлять закономерности пространственного распределения полей (зональность).

Расчеты выполнялись с помощью разработанной автором программы KORR. Значения коэффициента корреляции, превосходящие уровень значимости (по двустороннему критерию при доверительной вероятности 95 %), образующие достаточно крупные аномальные области и зоны, анализировались на предмет пространственной взаимосвязи с особенностями геологического строения площади и золотым оруденением.

Также проводился расчет линейных трансформаций потенциальных полей аппроксимационным методом (региональных и остаточных составляющих (рис. 76), вертикальных производных 1-го и 2-го порядков, модуля полного горизонтального градиента, псевдогравитационного потенциала) и различных статистических характеристик в скользящем окне (дисперсия, асимметрия, эксцесс), а также некоторые другие преобразования полей.

Вычисление комплексного показателя. Простым математическим приемом, отвечающим операции совмещения карт (в широком смысле) является вычисление комплексного показателя [80], представляющего собой сумму (разность) нормированных (деленных на дисперсию) и центрированных (приведенных к нулевому среднему) значений двух или более полей (7.1, 7.2). Комплексный показатель по сути близок к используемым при анализе материалов литогеохимических съемок мультипликативным параметрам. В данном случае комплексный показатель определялся выражением:

$$\Omega(x, y) = \frac{V^g(x, y) - \mathbf{M}V^g}{\mathbf{D}V^g} + \frac{V^T(x, y) - \mathbf{M}V^T}{\mathbf{D}V^T} \quad (7.3)$$

где $V^g = \frac{d(\Delta g^*)}{dz}$; $V^T = \frac{d[(\Delta T)_a^*]}{dz}$; Δg^* – гравитационное поле на плоскости $z = -1200$ м;

ΔT^* – магнитное поле на плоскости $z = -1200$ м; $\mathbf{M}$ и $\mathbf{D}$ – символы, означающие математическое ожидание и дисперсию, соответственно.

Анализ полей и трансформант методом редких сочетаний. Предпосылкой для безэталонного прогнозирования месторождений полезных ископаемых служит взаимосвязь сравнительно редко встречающихся, контрастных особенностей геологического строения площади, отражающихся в геофизических полях, с рудной минерализацией. Одним из алгоритмов безэталонного прогнозирования является МРС, предложенный Н.Н. Боровко в 1973 г. и апробированный на золоторудных и редкометальных месторождениях Казахстана [14]. Идея МРС состоит в следующем: в каждой точке задания поля выполняется расчет относительной частоты его встречаемости, т.е. отношения числа значений поля, попадающих в заданный интервал, к общему числу точек задания поля. Матрицы относительных частот для всего набора признаков суммируются, результирующая матрица представляет собой суммарный частотный спектр. Минимальные значения параметра МРС (частоты) отвечают наиболее аномальным в широком смысле, редким сочетаниям всех использованных признаков, т.е. являются индикаторами наличия слабораспрос-

траненных на данной площади геологических образований.

Усовершенствованный автором алгоритм MPC реализован в программе MRS, написанной с помощью системы визуального объектно-ориентированного программирования Delphi 4. Известно, что многие геофизические поля (магнитное поле, поле кажущегося электрического сопротивления и др.) характеризуются логарифмически нормальным распределением амплитуды [30]. Логнормальные распределения асимметричны: характеризуются крутой левой ветвью кривой и пологой правой. Поэтому предложено предварительно выполнять преобразование этих распределений к нормальному предварительным логарифмированием исходных данных: $x = \ln x$. Кроме того, с целью повышения устойчивости решений, зафиксировано число интервалов разбиения амплитуд при построении единичного частотного спектра. Это позволяет работать с самыми различными трансформантами наблюдаемых полей, не связывая процесс вычисления частотного спектра с характеристикой точности задания анализируемого параметра, как было принято ранее. Допускается также определение количества интервалов при построении гистограммы (спектра) поля по формуле Стерджеса.

Классификация аэрорадиогеохимических данных методом потенциальной функции. Классификация многомерных данных методом потенциальной функции снижает размерность признакового пространства. Для снижения размерности вводятся новые, прогнозные переменные - классы, которые выражаются через исходные. В программе ANNA, разработанной ВИРГ-Рудгеофизика (М.Б. Штоколенко), реализован итерационный алгоритм разбиения совокупности предъявленных объектов на заданное пользователем число классов. Если данная совокупность является достаточно представительной выборкой из генеральной совокупности, результатом работы программы, кроме массива индексов классов объектов, является также решающее правило. Решающее правило используется для отнесения к выделенным классам остальных объектов генеральной совокупности.

В качестве меры близости двух объектов в евклидовом пространстве признаков выступает функция колокольного вида, «потенциал» $1/(1 + \alpha D^2)$, где D - взвешенное евклидово расстояние, α - параметр, определяющий форму колокольной функции (скорость ее убывания с расстоянием).

Распознавание предъявляемых векторов осуществляется на основе решающего правила, выработанного на этапе обучения. Решающее правило включает в себя массив классификационных индексов объектов обучающей выборки, данные о числе элементов классов, их внутреннем потенциале, число классов и значение параметра α , выбранное на этапе обучения. В процессе распознавания новых объектов решающее правило не корректируется. В результате работы программы формируется файл, содержащий массив индексов в порядке их предъявления на распознавание.

Построение композиционных (прогнозных) карт при использовании в качестве эталонных объектов месторождений и рудопроявлений (раздельно); последующее построение интегрированной композиционной карты. Для прогнозирования рудоперспективных участков с одним из методов распознавания образов использовался пакет программ MARS, разработанный в ВИРГ-Рудгеофизика (В.Н. Скосырев, Т.Е. Мерсадыкова). В основу использованного алгоритма положены традиционные приемы решения геолого-поисковых задач, основанные на принципе аналогии и композиции (совмещении) признаков благоприятных геологических ситуаций для локализации оруденения.

В данном случае в роли эталонной совокупности признаков выступают ГФКП - физические и радиогеохимические поля, их трансформанты, зафиксированные над участками с доказанной рудоносностью (месторождениями и рудопроявлениями золота). Распознавание образов заключается в сопоставлении совокупности признаков для исследуемой площади с эталонной совокупностью. Если, согласно некоторому правилу, совокупность признаков для какого-то участка близка к ГФКП (т.е. к эталонной совокупности), то

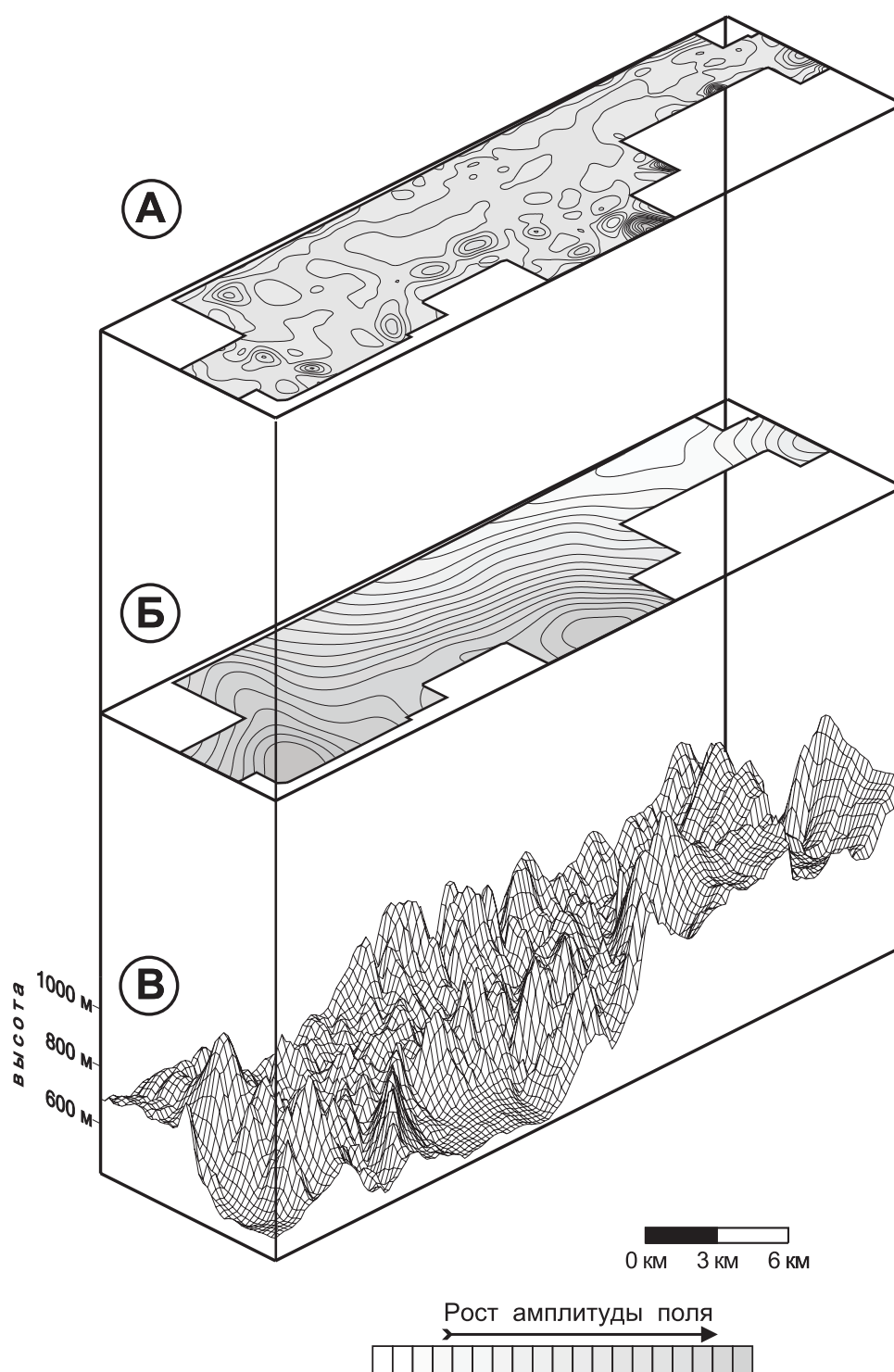


Рис. 76. Разделение поля силы тяжести аппроксимационным методом на составляющие, обусловленные разноточинными источниками.

А - остаточная (локальная) компонента поля, обусловленная верхней частью геологического разреза; Б - региональный фон (поле сферических масс, расположенных на глубинах 3-5 км); В - рельеф дневной поверхности.

Примечание: составляющие поля силы тяжести приведены к уровню $z = -1150$ м.

принимается решение о рудоносности выявленного участка.

В качестве ГФКП рассматривается интервал амплитуд (градаций) признака, для которого выполняются следующие условия:

- более 50% эталонных объектов находятся внутри выбранного интервала значений поля (трансформанты);
- относительная площадь интервала составляет не более 60-70% от всей территории исследований;
- коэффициент $\infty^2 \geq 6.63$ (при числе эталонных объектов N не менее 50) или коэффициент Фишера $F \leq 0.01$ (при $N < 50$).

Численные значения ГФКП (верхняя и нижняя границы признака) определяются в автоматическом режиме, по пространственной корреляции поля и эталонных объектов. Полученные значения ранжируются и суммируются с целью получения прогнозной (композиционной) карты. Максимальные значения параметра композиции на результативной карте отвечают наиболее перспективным участкам, в пределах которых совпадает максимальное количество ГФКП.

С точки зрения создателей алгоритма (В.Н. Скосырева и Т.Е. Мерсадыковой): «в отличие от других систем, статистический аппарат проверки гипотез здесь используется для решения только одного вопроса: не противоречат ли исходные данные сформулированной гипотезе - то есть по прямому назначению. К таким гипотезам относятся, например, предположение о наличии пространственной связи двух выделенных по тому или иному признаку участков, гипотеза о различии средних двух выборок, о принадлежности выборки к генеральной совокупности. Следует отметить также, что предлагаемый способ эффективнее ряда имеющихся, если под эффективностью понимать отношение прогнозируемой площади к исходной».

Анализ и синтез полученных результатов - выделение рудоперспективных участков для постановки дальнейших поисковых работ на рудное золото.

7.2.3. Основные геологические результаты

В результате применения вышеописанных алгоритмов трансформации и прогнозного районирования было установлено следующее:

1) Все месторождения и большинство рудопроявлений золота Ольховско-Чибижекской площади приурочены к зонам повышенной дисперсии (изменчивости) магнитного поля (ΔT)_a (более 500 нТл²). Одна из этих зон, расположенная в западной части площади, имеет север-северо-восточное простирание; другая, более крупная, характеризуется, в целом, субширотным простиранием и имеет форму дуги, выпуклой к югу. Эта зона в генерализованном плане конкордантна контурам Ольховско-Чибижекского интрузива. Возможно, что повышенная дисперсия магнитного поля отражает воздействие контактово-метаморфических процессов, а также гидротермально-метасоматических преобразований пород, развитых вдоль тектонических нарушений (рис. 77).

2) Контроль пространственного размещения золотого оруденения дизъюнктивными нарушениями характеризует карта дисперсии азимутов простирания изодинам магнитного поля. Физико-геологический смысл дисперсии азимутов простирания изолиний поля очевиден: ее повышенные значения могут отвечать узлам пересечения тектонических нарушений, стыкам разноориентированных структур, зонам вкрапленной магнитной минерализации. На участках повышенной дисперсии этого параметра находится подавляющее большинство золоторудных объектов исследуемой территории (рис. 78).

3) Для Ольховско-Чибижекской площади установлены повышенные магнитные свойства контактово-измененных пород (в первую очередь – роговиков). Анализ и обобщение материалов, характеризующих гравитационный эффект гранитоидных интрузий на

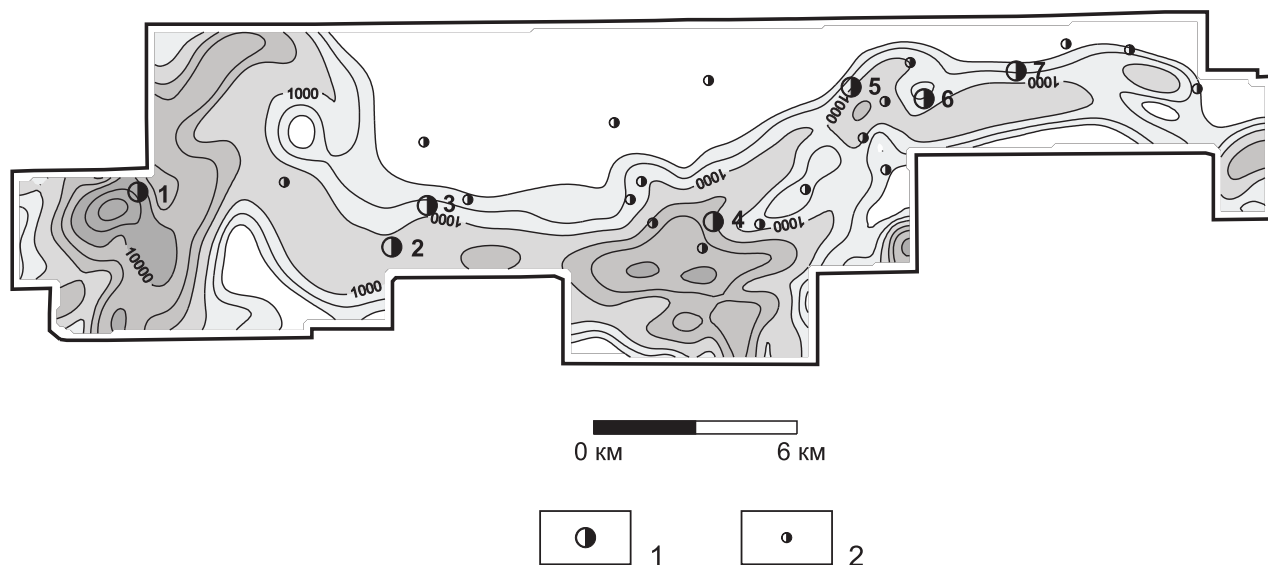


Рис. 77. Дисперсия аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$, приведенного на горизонтальную плоскость $z = -1200$ м. Скользящее окно 400×400 м.

1 - месторождения золота (1 - Лысогорское, 2 - Медвежье, 3 - Ольховское, 4 - Высота 830, 5 - Константиновское, 6 - Средняя Тарча, 7 - Дистлеровское); 2 - рудопроявления золота.

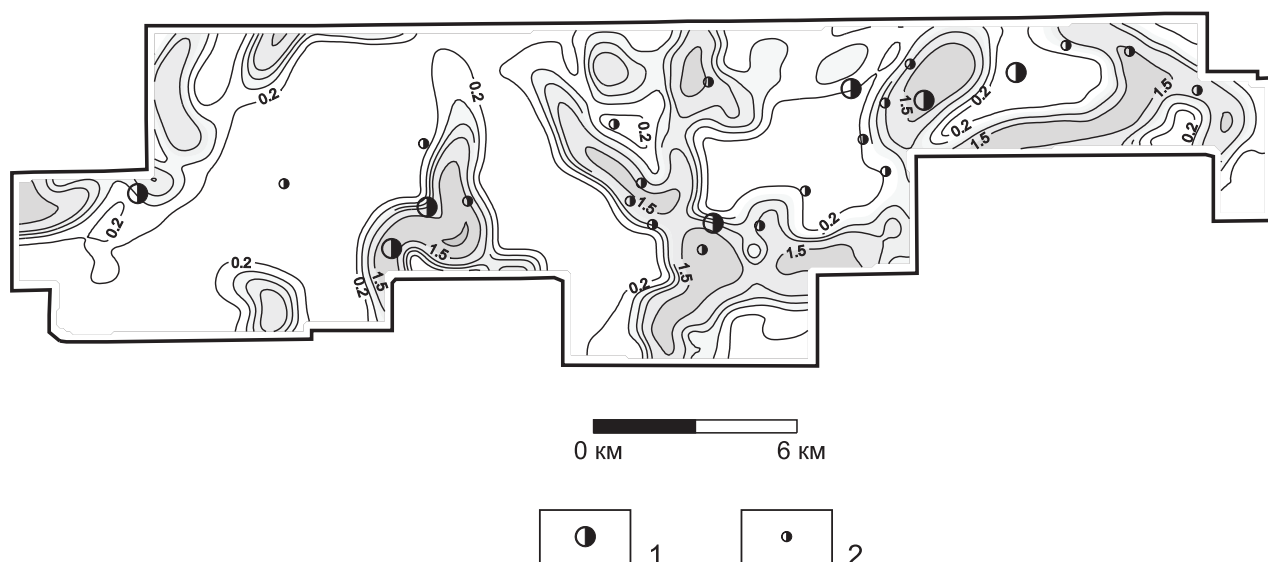


Рис. 78. Дисперсия азимутов простираения изодинам аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$, приведенного на горизонтальную плоскость $z = -1200$ м. Скользящее окно 800×800 м.

1 - месторождения золота; 2 - рудопроявления золота.

Малом Кавказе, свидетельствует о том, что:

- контактовый метаморфизм гранитоидных интрузий, судя по его проявлению в поле силы тяжести, распространяется на больших пространствах, чем это устанавливается при геологической съемке;
- зоны контактового метаморфизма обычно слагаются породами повышенной плотности;
- эти зоны могут создавать гравитационные эффекты, достаточные для надежного обнаружения их при гравиметрической съемке масштаба 1:50 000.

Таким образом, проводя аналогию по отражению зон контактово-метаморфических изменений массивов гранитоидов в поле силы тяжести между Малым Кавказом и исследуемым районом, можно предположить, что эти зоны должны отмечаться пространственно совпадающими локальными гравитационными и магнитными аномалиями. С целью «фокусировки» аномальных эффектов геопотенциальных полей, обусловленных воздействием процессов контактового метаморфизма, построена карта комплексного показателя Ω (7.3), рассчитанного по первым вертикальным производным полей на плоскости $H = 1200$ м. Области повышенных значений комплексного показателя Ω в первом приближении отождествляются с участками наиболее интенсивного проявления контактового метаморфизма (рис. 79).

4) Установлено, что характерной особенностью месторождений и проявлений рудного золота Ольховско-Чибижекской площади является их приуроченность к участкам статистически значимой корреляции между концентрациями урана и калия, урана и тория. Выраженных закономерностей соотношений между физическими и радиогехимическими полями при расчетах корреляционного отношения и ковариационном сканировании выявить не удалось.

5). Карта МРС (рис. 80) построена по 14 параметрам, включающим в себя пересчитанные на горизонтальную плоскость значения $(\Delta T)_a$ и Δg , гамма-поле, концентрации U , Th , K , а также трансформанты физических полей (вертикальные производные, модуль полного горизонтального градиента, псевдогравитационное поле, дисперсию, асимметрию и эксцесс). Числовые значения, характеризующие радиогехимические поля, магнитное поле и статистические параметры предварительно логарифмировались. При рассмотрении результатов МРС очевидно, что все месторождения либо размещаются в пределах участков аномальных для исследуемой площади, редких сочетаний использованных признаков, либо в непосредственной близости от них. Интересно отметить, что аномалии МРС характеризуются ярко выраженной пространственной корреляцией с аномалиями комплексного показателя.

6). Классификация данных АГСМ-съемки методом потенциальной функции позволила разбить совокупность наблюдаемых значений γ -поля, концентраций U , Th , K на 5 классов, характеристики которых приведены в таблице 27. Все параметры предварительно были нормированы на собственные дисперсии.

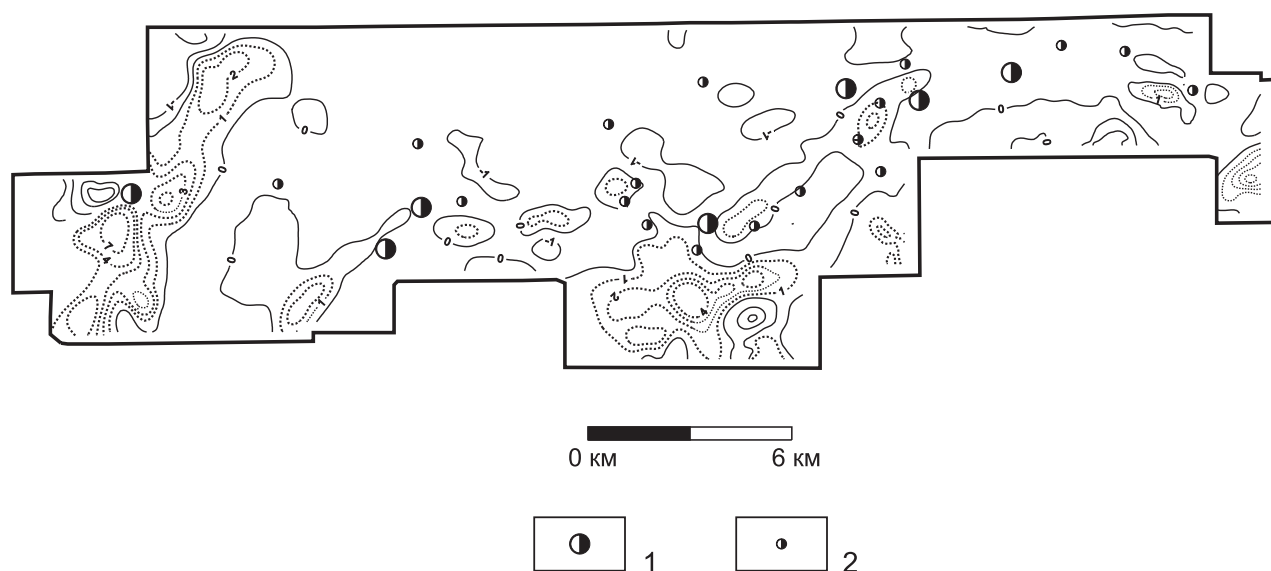


Рис. 79. Комплексный показатель Ω , рассчитанный по вертикальным производным магнитного и гравитационного полей, на горизонтальной плоскости $z = -1200$ м.

1 - месторождения золота; 2 - рудопроявления золота.

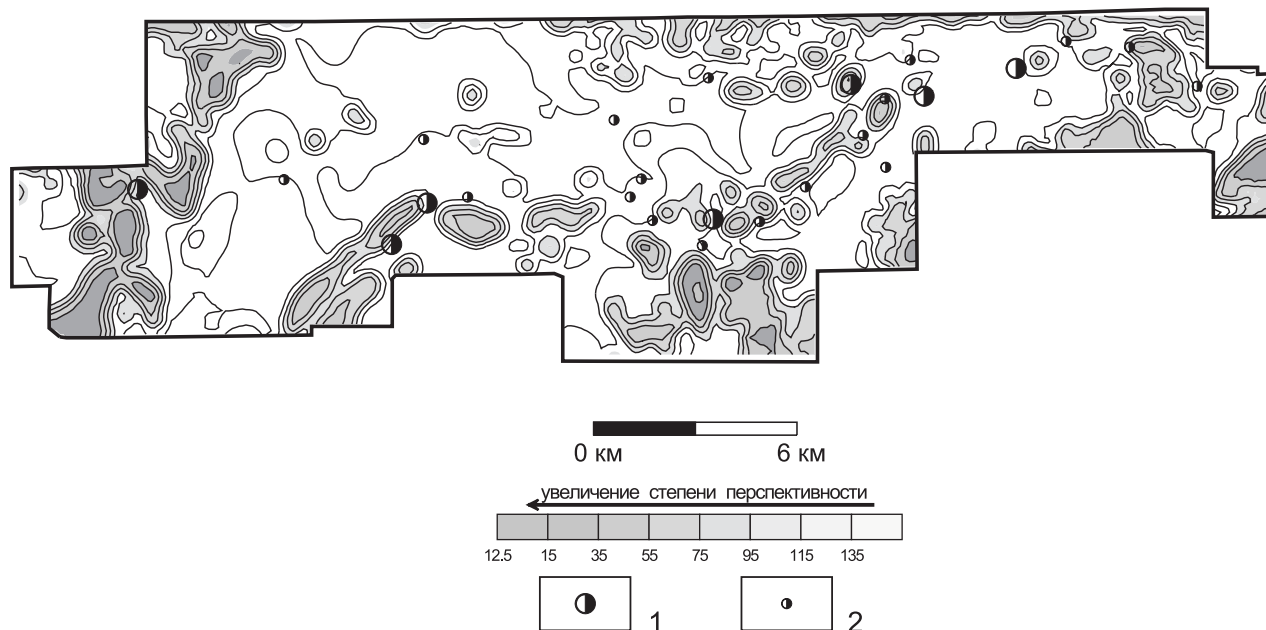


Рис. 80. Безэталонное прогнозирование золотого оруденения: метод редких сочетаний.

1 - месторождения; 2 - рудопроявления золота.

Таблица 27

Результаты классификации методом потенциальной функции

N	k	Гамма-поле, мкР/час				Уран, $10^{-4}\%$				Торий, $10^{-4}\%$				Калий, %			
		Min	Max	M	СКО	Min	Max	M	СКО	Min	Max	M	СКО	Min	Max	M	СКО
1	2322	6.88	11.02	8.47	3.22	0.52	1.67	1.13	0.89	2.69	5.90	4.14	2.50	0.85	1.94	1.32	0.86
2	1318	7.42	13.55	9.82	4.77	1.17	3.42	1.58	1.75	2.18	6.35	4.72	3.25	0.84	2.03	1.39	0.93
3	1182	4.28	8.40	6.57	3.21	0.24	1.33	0.80	0.85	1.52	4.40	3.06	2.24	0.49	1.61	1.00	0.88
4	995	9.88	15.11	12.11	4.07	0.70	2.25	1.48	1.20	3.64	8.50	5.76	3.78	1.44	2.48	1.94	0.80
5	483	13.76	20.75	16.49	5.44	1.06	4.23	1.91	2.47	4.79	9.87	7.43	3.95	1.49	3.54	2.65	1.60

Примечание: N – номер класса; k – число наблюдений (точек); Min – минимум; Max - максимум; M – среднее; СКО – среднееквадратическое отклонение.

Большая часть исследуемой территории в результате свертки информации, полученной при проведении КАГС-25, отнесена к 1-му, фоновому классу. Отмечается взаимосвязь рудных объектов с таксонами, относящимися ко 2-му и 3-му классам (рис. 81). Отличительной чертой таксонов 3 класса, как вытекает из анализа статистических характеристик, представленных в таблице 27, является понижение амплитуды и изменчивости всех радиогеохимических полей. Подобное понижение нередко происходит за счет интенсивной гидротермально-метасоматической проработки горных пород.

7). Известно, что месторождения и проявления одного вида полезного ископаемого наряду, с общими чертами, характеризуются и различиями, связанными с масштабами рудогенеза. Поэтому формализованное прогнозирование золотого оруденения на Ольховско-Чибихевской площади выполнялось дважды: первый раз в качестве эталонных объектов использовались только месторождения (рис. 82), второй – только рудопроявления золота. Выявленные геофизические критерии прогнозирования золотого оруденения приведены в таблицах 28 и 29.

Таблица 28

ГФКП рудных объектов в ранге месторождений

Признак	Границы признака		Относительная площадь	Доля А/В	Коэффициент Фишера
	Нижняя	Верхняя			
Ассиметрия Δg	-0.339	-0.068	23.3 %	0.875	0.86×10^{-3}
Экссесс Δg	-1.10	-0.948	71.4 %	0.842	0.24×10^{-2}
Поле $(\Delta T)_a$ на плоскости $H = 1250$ м	-280	-68.9	0.265 %	0.857	0.17×10^{-3}
Гамма-поле	5.97	6.28	3.3 %	0.429	0.12×10^{-3}
1-ая вертикальная производная $(\Delta T)_a$	-109	-80.4	0.143 %	0.857	0.51×10^{-4}
2-ая вертикальная производная $(\Delta T)_a$	-287	-48.2	0.313 %	1.00	0.29×10^{-3}

Примечание:

- 1). доля А/В – отношение числа эталонных объектов, находящихся внутри выбранных границ признака, к числу объектов, находящихся вне этих границ
- 2). Все физические поля и трансформанты были предварительно пересчитаны на горизонтальную плоскость.

Таблица 29

ГФКП рудных объектов в ранге рудопроявлений

Признак	Границы признака		Относительная площадь	Доля А/В	Коэффициент Фишера
	Нижняя	Верхняя			
Поле Δg на плоскости $H = 1150$ м	-0.15	4.05	19.2 %	0.444	0.92×10^{-3}
Поле $(\Delta T)_a$ на плоскости $H = 1250$ м	-299	97.4	59.8 %	1.00	0.95×10^{-4}
Гамма-поле	5.45	9.19	52.5 %	0.889	0.11×10^{-2}
Концентрации U	0.582	1.25	46.0 %	0.778	0.49×10^{-2}
Концентрации Th	2.48	4.55	52.6 %	0.833	0.56×10^{-2}
Концентрации K	0.77	1.40	53.5 %	0.994	0.20×10^{-3}
1-ая вертикальная производная $(\Delta T)_a$	-130	-27.4	46.9 %	0.778	0.61×10^{-2}
1-ая вертикальная производная Δg	-0.482	1.86	53.4 %	0.889	0.14×10^{-2}
Модуль полного гор. градиента поля Δg	1.28	2.66	45.6 %	0.833	0.99×10^{-3}
Асимметрия Δg	-0.087	0.135	37.4 %	0.667	0.83×10^{-2}
Дисперсия Δg	0.148	0.659	49.9 %	0.833	0.30×10^{-2}
Дисперсия азимутов простирания изоаномал Δg	0.267	1.14	52.1 %	0.833	0.50×10^{-2}
Дисперсия азимутов простирания изодинам $(\Delta T)_a$	0.428	1.74	29.4 %	0.667	0.96×10^{-3}
Псевдогравитационное поле	-13.60	5.30	53.6 %	0.944	0.19×10^{-3}

Данные таблиц 28 и 29 и анализ построенных композиционных карт свидетельствуют о следующем:

- Отчетливо выраженной взаимосвязи полей или их трансформант с рудными объектами не наблюдается: площадь информативных градаций признаков достаточно велика (обычно порядка 30 – 50 % от общей), в пределах этой площади находится лишь большая часть (обычно около 80 %), но не все эталоны.

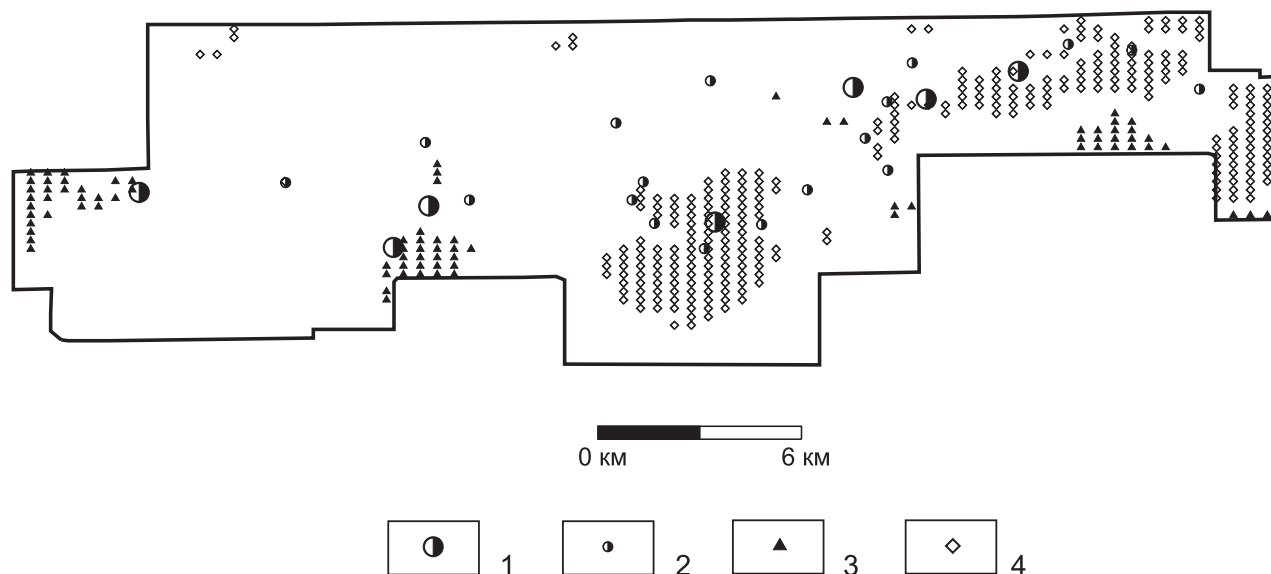


Рис. 81. Результаты классификации радиогеохимических полей методом потенциальной функции.

1-месторождения золота; 2-рудопроявления золота; точки, в которых АГС-данные в результате классификации отнесены: 3 - к классу № 2; 4 - к классу № 3.

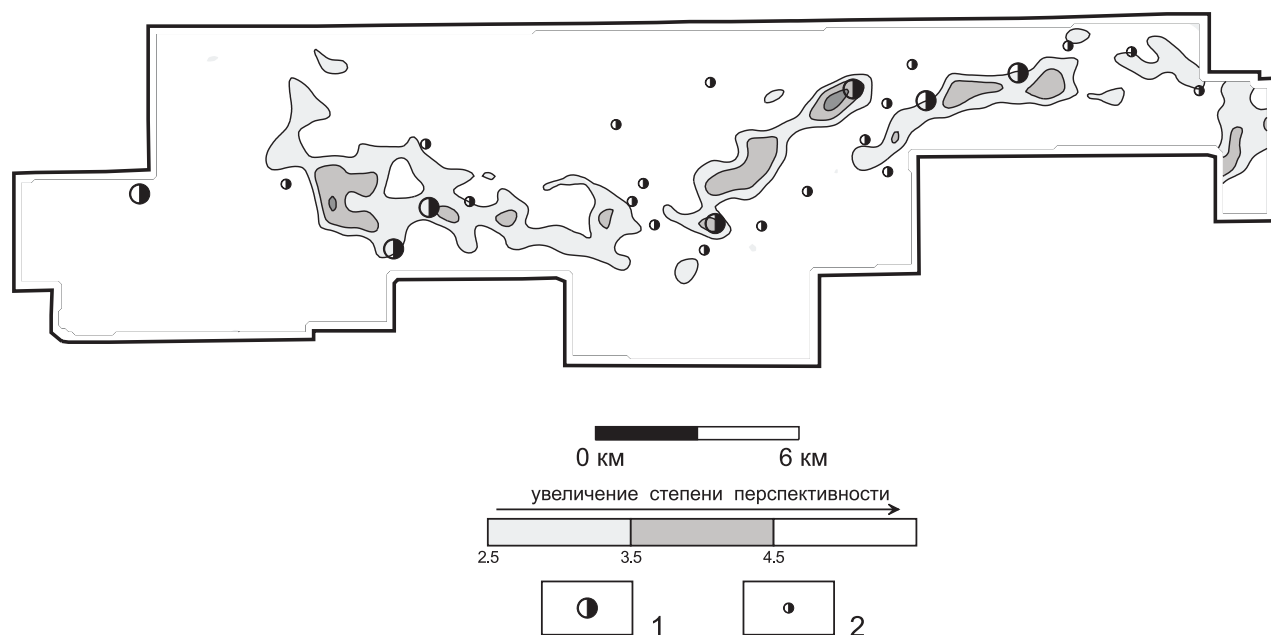


Рис. 82. Результаты прогнозирования оруденения с использованием в качестве эталонных объектов месторождений: композиционная карта по шести ГФКП.

1 - месторождения золота; 2 - рудопроявления золота.

- Статистические характеристики и трансформанты полей зачастую являются более представительными с формальной точки зрения, нежели сами исходные поля. В частности, при прогнозировании месторождений золота из всего многообразия параметров, рассчитанных по данным гравиметрической съемки, «работают» лишь асимметрия и эксцесс поля силы тяжести. Этот факт согласуется с материалами по геофизическому картированию слабоконтрастных сред, представленными в работе А.Б. Ломакина [73], согласно которым большая часть полезной геологической информации при анализе геофизических данных может извлекаться не только из ампли-

туд (или средних значений) физических полей, но и из их дисперсии, асимметрии и эксцесса.

- Геофизические поисковые признаки для месторождений и проявлений рудного золота на Ольховско-Чибижеской площади отличаются друг от друга.
- Лысогорское месторождение характеризуется резко отличными от остальных объектов физико-геологическими особенностями.

В рамках различных методов компьютерного прогнозирования были получены достаточно близкие результаты – при совмещении построенных карт налицо пространственное совпадение большинства выявленных аномальных участков. В результате были локализованы отдельные рудоперспективные площади для проведения последующих исследований:

- участок между месторождениями Высота 830 и Константиновское, на левобережье р. Чибижек;
- субширотная зона шириной около 1 км и длиной около 10 км, протягивающаяся между Ольховским месторождением и месторождением Высота 830 и прослеживающаяся далее в северо-западном направлении;
- участок площадью около 1.5 кв. км, примыкающий к восточной рамке исследуемой территории;
- линейно-вытянутые зоны север-северо-восточного простирания, вмещающие Лысогорское, Ольховское и Медвежье месторождения, наиболее ярко отмечающиеся на картах комплексного показателя и МРС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены компьютерные технологии обработки и интерпретации гравитационного и магнитного полей, позволяющие повысить информативность геофизических исследований, проводящихся в горной местности, за счет подавления аномалий-помех, обусловленных рельефом дневной поверхности. Эти технологии могут использоваться при решении широкого круга геологических задач в различных регионах.

Основные научные и практические результаты выполненных исследований сводятся к следующему:

1. Создана методика оценки точности учета влияния рельефа местности, базирующаяся на стохастическом моделировании процесса определения топопоправок, использующая метод Монте-Карло. Получены реальные оценки погрешностей вычисления поправок за рельеф, возникающих за счет латеральной изменчивости физических характеристик верхней части геологического разреза и колебаний в плановом и высотном положении точек измерений поля. В частности, для Норильского района установлено, что величины этих погрешностей могут быть сопоставимы или даже превышать по амплитуде аномальные эффекты от искомых геологических объектов.

2. Усовершенствована технология вычисления поправок за влияние рельефа местности при гравиметрической съемке, ориентированная на использование ЦММ большой размерности ($\approx 10^7$ и более высотных отметок), формируемых путем векторизации скан-образов топографических карт. Впервые автоматизирован учет влияния рельефа в пределах т.н. центральной зоны – сравнительно малой области, охватывающей пункт гравиметрических наблюдений. Повышенная точность определения топопоправок в пунктах гравиметрических наблюдений достигается за счет применения 3D-интерполяции. Созданное программное обеспечение характеризуется высокими технико-экономическими показателями и используется в ряде производственных организаций.

3. Разработаны алгоритмы и программы определения поправок за влияние рельефа местности при наземной и аэромагнитной съемках. Сведения о пространственном распределении намагниченности горных пород, слагающих рельеф, могут задаваться на основе априорной информации, либо могут быть получены путем пошагового построения регрессионной зависимости между наблюдаемым магнитным полем и полем, обусловленным ЦММ. Модельные и практические примеры свидетельствуют о принципиальной возможности достоверного определения аномальных эффектов от резкорасчлененного магнитного рельефа дневной поверхности (топопоправок). Во многих случаях исключение топопоправок из наблюдаемого магнитного поля позволяет выделять слабоконтрастные аномалии от геологических тел, которые крайне сложно выявить в исходном поле. Предложен приближенный способ определения топопоправок при аэромагнитной съемке, основанный на построении квадратичной регрессионной зависимости между высотными отметками рельефа местности и логарифмами амплитуды аномального магнитного поля.

4. Развита методика В.И. Аронова к преобразованиям аномалий потенциальных полей, зафиксированным на криволинейной поверхности наблюдений. Разработаны алгоритмы и программы истокообразной аппроксимации геопотенциальных полей, заданных в узлах равномерной и неравномерной сети (размерность задач $n \times 10^4$ значений поля $1 \leq n \leq 10$ и более). Построение аппроксимационной конструкции сводится к решению обратной задачи в линейной постановке, при этом устойчивость решения СЛАУ большой размерности обеспечивается за счет геометрии эквивалентных источников, а повышенная скорость вычислений достигается за счет специальных адаптивных процедур. На модельных и практических примерах показана возможность решения на основе истокообраз-

ной аппроксимации широкого круга важных практических задач, например:

- Восстановления значений потенциального поля в узлах регулярной сети с учетом различий в высотных отметках исходных и результативных точек (интерполяция в 3D-варианте).
- Исключения искажающего влияния аномального вертикального градиента («эффекта разновысотности») при пересчете наблюдаемого поля на горизонтальную плоскость. Следует отметить, что при этом устраняется часто отмечающееся смещение эпицентров аномалий от аномалиеобразующих тел, которое может привести к пропуску искомых объектов при проведении заверочных горно-буровых работ.
- Вычисления трансформант в 3D-варианте, при слабых искажениях формы аномалий в краевых частях исследуемого участка, т.е. практически без потерь результативной площади.
- Фильтрации помех, нарушающих гармонический характер наблюдаемого поля.
- Выделения геологически содержательного регионального фона при малом числе эквивалентных источников поля, расположенных на значительной глубине.

Показаны преимущества аппроксимационных преобразований геопотенциальных полей перед традиционными методами интерполяции и трансформации данных полевых гравиметрических и магнитометрических наблюдений.

5. На примере метода естественного электрического поля проиллюстрирована возможность применения истокообразной аппроксимации для интерпретации аномалий стационарных электрических полей в условиях резкорасчлененного рельефа. Представляется весьма перспективным развитие предлагаемого подхода применительно к другим методам электроразведки (электропрофилирование, метод заряда и т.д.), с целью подавления геоэлектрических помех негармонического характера и повышения достоверности выделения и локализации аномальных по проводимости геологических объектов.

6. Разработаны комплексы программ RELGRV и RELMAG, предназначенные, соответственно, для интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в условиях горной местности. Основными методами выделения полезного сигнала при наличии аномалий-помех «рельефной» природы, случайных помех и регионального фона являются вычисление топопоправок (которому при магниторазведке обычно предшествует определение петромагнитных характеристик среды) и аппроксимационные преобразования полей с использованием эквивалентных источников. Реализованы различные графы обработки практических геофизических материалов с помощью созданного программного обеспечения и проведено решение геологических задач картировочного и поискового характера.

7. Практически реализованы различные схемы проведения комплексной и методной интерпретации геопотенциальных полей, зафиксированных в горной местности:

- Подготовлена геофизическая основа для геологического картирования и поисков медно-никелево-платинового оруденения в сложных физико-геологических условиях Норильского района путем комплексного многовариантного формализованного анализа геопотенциальных полей, приведенных к единой горизонтальной плоскости («поверхности наблюдений»), в значительной степени очищенных от влияния известных геологических объектов, регионального фона и помех. Полученные материалы по центральной части территории свидетельствуют о принципиальной возможности выявления крупных месторождений медно-никелево-платиновых руд, залегающих под мощным покровом туфолавовых образований, при использовании указанной методики интерпретации данных гравиметрической и аэромагнитной съемок. Скважинами НВ-12, НВ-13, пробуренными в пределах геофизической аномальной зоны, вскрыто промышленное никелевое оруденение.

- Проведено локальное прогнозирование золотого оруденения в Ольховско-Чибикском районе (Восточный Саян) путем применения различных методов распознавания образов к пересчитанным на горизонтальную плоскость гравитационному и магнитному полям и их трансформантам, также полученным с помощью истокообразной аппроксимации. Определены формальные геофизические критерии прогнозирования (ГФКП) рудного золота, выделены перспективные участки для проведения дальнейших поисковых работ.
- Осуществлено построение объемной физико-геологической модели и геологическое редуцирование поля силы тяжести Талнахского рудного узла. В результате интерпретации разностного поля на северном фланге выявлена перспективная Тангаларская аномалия, предположительно обусловленная глубокозалегающими интрузиями базит-гипербазитового состава.
- Выполнен учет влияния горного рельефа, сложенного преимущественно слабомагнитными горными породами, на результаты аэромагнитной съемки (Восточный Саян). Выявлены локальные аномалии магнитного поля, отождествляемые с рудоперспективными интрузивными массивами.
- Разработана методика комплексирования сеточных методов решения обратной задачи гравиметрии для обнаружения и локализации рудоносных интрузий норильско-талнахского типа, при этом конечным продуктом интерпретации автолокализованных гравитационных аномалий является смешанная физико-математическая модель искомого объекта.
- Выполнено решение обратной задачи гравиметрии монтажным методом по данным профильных наблюдений на Боотанкагской площади (Центральный Таймыр); в результате четырем из пяти рекомендованных скважин вскрыты дифференцированные интрузии основного состава в заданном интервале глубин.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексидзе М.А. Приближенные методы решения прямых и обратных задач гравиметрии. М.: Наука, Гл. ред. физ. - мат. лит., 1987. 336 с.
2. Аронов В.И., Бородатый И.И., Фильштинский Л.Е. Опыт вычисления поправок за рельеф местности в горной области при помощи электронных счетных машин. //Геофизическая разведка. Вып. 15. М.: Недра, 1964. С. 104-110.
3. Аронов В.И. Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. М.: Недра, 1976. 131 с.
4. Аронов В.И. Методы математической обработки геологических данных на ЭВМ. М.: Недра, 1977. 168 с.
5. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризации залежей нефти и газа на ЭВМ. М.: Недра, 1990. 300 с.
6. Аронов В.И. Трехмерная аппроксимация как проблема обработки, моделирования и интерпретации геофизических и геологических данных. //Геофизика. 2000 г. № 4. С. 21-25.
7. Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В. Сеточные методы решения обратных задач и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки. //Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 127-134.
8. Балк П.И. Использование априорной информации о топологических особенностях источников поля при решении обратной задачи гравиметрии. //Докл. АН СССР. 1989. Т.309. № 5. С. 1082-1084.
9. Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В. Сеточные модели плотностной среды и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки. //Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 127-134.
10. Балк П.И. Столкновение геофизических и математических интересов – главный источник противоречий в современной теории интерпретации потенциальных полей. //Геофизический журнал. 2000. Т 22. № 4. С. 3-20.
11. Блох Ю.И. Комплексирование методов интерпретации гравитационных аномалий при определении формы геологических объектов. //Разведочная геофизика. М.: Недра, 1984. Вып. 97. С. 50-54.
12. Блох Ю.И. Возможности интерпретации магнитных аномалий с учетом размагничивания. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 4. С. 56-62.
13. Богданов Л.А., Забелин В.Г., Петрова А.А., Яновская Ю.А. Объемное моделирование для локального прогноза хромитов. //Разведка и охрана недр. 1993. №5. С. 6-8.
14. Боровко Н.Н. Количественный анализ поисковых критериев крупных эндогенных рудных месторождений. /Обзор. Сер. геол. методы поисков и разведки месторождений метал. полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1973. 53 с.
15. Боровко Н.Н. Оптимизация геофизических исследований при поисках рудных месторождений. Л.: Недра, 1979. 230 с.
16. Бродовой В.В. Геофизические исследования в рудных провинциях. М.: Недра, 1984. 269 с.
17. Булага В.Х., Ксенофонтов В.А. Интерпретация гравитационных аномалий Припятской впадины методом геологического редуцирования. //Разведочная геофизика. Вып. 100. М.: Недра, 1985. С. 85-89.
18. Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наук. думка, 1976. 220 с.
19. Булах Е.Г., Зейгельман М.С., Корчагин И.Н. Автоматизированный подбор гравитационных и магнитных аномалий: программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. Деп. в ВИНТИ № 8363-В86. 1986. 235 с.
20. Булах Е.Г., Маркова М.Н., Бойко П.Д. Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. Киев: Наук. думка, 1984. 112 с.
21. Булах Е.Г., Левашов С.П. Построение геоплотностных моделей методом последовательного накопления и разрастания аномальных масс. //Изучение литосферы геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация). Киев: Наук. думка, 1987. С. 37-47.
22. Булах Е.Г., Маркова М.Н. Обратные задачи гравиметрии в классе тел, аппроксимируемых прямыми уступами. Программное обеспечение и методические рекомендации. Деп. в УкрИНТЭИ 08.07.92. 1992. 110 с.
23. Булах Е.Г., Шуман В.Н. Основы векторного анализа и теория поля. Киев: Наук. думка, 1998. 359 с.
24. Булах Е.Г., Шиншин И.В. Прямые и обратные задачи гравиметрии для совокупности локальных объектов и построение аналитической модели исходного поля. //Доклады НАН Украины, 1999. № 1. С. 112-115.
25. Булах Е.Г. Об одном алгоритме решения обратной задачи гравиметрии по аномальному полю, осложненному фоновым влиянием. //Доклады НАН Украины. 1999. № 2. С. 122-126.
26. Булах Е.Г., Шиншин И.В. Об одном аппроксимационном подходе к решению задач структурной геологии по данным гравиразведки. // Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології. Киев: «Карбон-лтд», 2000 г. Т.1. С. 78-84.

27. Булах Е.Г. Обратная задача магнитометрии в связи с построением аналитической модели исходного поля. //Доклады НАН Украины. 2000. № 9. С. 115-119.
28. Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра, 1972. 368 с.
29. Варламов А.С. Автолокализация аномалий силы тяжести. //Разведочная геофизика. Вып.103. М.: Недра, 1986. С. 104-106
30. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1973. 152 с.
31. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. М.: Недра, 1987. 192 с.
32. Веселов К.Е. Гравиметрическая съемка. М.: Недра, 1986. 312 с.
33. Временные методические указания по комплексированию геолого-геофизических и геохимических методов при поисках медно-никелевых месторождений в Норильском промышленном районе. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1983. 88 с.
34. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике: Справочник геофизика /Под ред. В.М. Дмитриева. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 498 с.
35. Геология и рудоносность Норильского района /О.А. Дюжиков, В.В. Дистлер, Б.М. Струнин и др. М.: Наука, 1988. 498 с.
36. Голиздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1988. 212 с.
37. Голиздра Г.Я. Основные методы решения прямой задачи на ЭВМ. //Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1977. 98 с.
38. Голомолзин В.Е. О связи параметров аномалий композиции информативных геофизических признаков с прогнозными ресурсами полезных ископаемых (на примере урановых месторождений). //Российский геофизический журнал. 2000. № 17-18. С. 19-25.
39. Гольцман Ф.М., Калинина Т.Б. Статистическая интерпретация магнитных и гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1983. 248 с.
40. Гордин В.М. Способы учета влияния рельефа дневной поверхности при высокоточных гравитационных измерениях. Обзор ОНТИ ВИЭМС. сер. IX. М.: ВИЭМС. 1974. 89 с.
41. Гравиразведка: Справочник геофизика. /Под ред. Е.А. Мудрецов, К.Е. Веселова. 2-е изд. перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.
42. Долгаль А.С. Решение обратной задачи гравиразведки при поисках медно-никелевых руд. //Геофизический журнал. 1993. № 6. С. 83-88.
43. Долгаль А.С. О системном подходе к интерпретации гравитационных и магнитных полей (на примере Хараелахской трапповой мульды). //Геофизический журнал. 1994. № 5. С. 58-64.
44. Долгаль А.С., Булах Е.Г., Русанов Э.Б. Объемное моделирование геологического строения Талнахского рудного узла (Норильский район) по гравитационному полю. //Геофизический журнал. 1995. № 5. С. 62-66.
45. Долгаль А.С. Моделирование погрешностей учета влияния рельефа при гравиметрической съемке. //Известия РАН. Сер. Физика Земли. 1997. № 8. С. 88-93.
46. Долгаль А.С. Оценка точности учета влияния рельефа местности при гравиметрической и магнитной съемках. //Доклады академии наук. 1997. Т. 354. № 3. С. 389-391.
47. Долгаль А.С., Христенко Л.А. Учет влияния рельефа при обработке магниторазведочных данных. //Геофизика. 1997. № 1. С. 51-57.
48. Долгаль А.С. Прямые задачи гравиразведки и магниторазведки для трехмерной слоистой среды с переменной плотностью и намагниченностью. Программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. Институт геофизики НАН Украины. Деп. в ГНТБ Украины 11.03.97 г. № 221-9к97. 1997. 152 с.
49. Долгаль А.С. Магнитная съемка в условиях горного рельефа, сложенного базальтовой формацией. /В сб. «Недра Таймыра». Вып. 2. Норильск, 1997. С. 123-135.
50. Долгаль А.С., Чехович К.М., Наумов А.Г., Харитонов С.А. Компьютерная технология интерпретации геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платиновых руд в Норильском районе. /В сб. «Геофизические исследования в Средней Сибири». Красноярск, 1997. С. 243 - 255.
51. Долгаль А.С. Усовершенствование технологии учета влияния рельефа местности при гравиметрической съемке. //Геофизический журнал. 1998. № 2. С. 51-57.
52. Долгаль А.С., Чехович К.М. Комплексная интерпретация геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платинового оруденения (Норильский район). //Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1615-1625.
53. Долгаль А.С. Новые возможности учета гравитационного влияния рельефа центральной зоны. /В сб. «Геология и полезные ископаемые Красноярского края». Красноярск, 1998. С. 291-296.
54. Долгаль А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач. //Геофизический журнал. 1999. Т. 21. № 4. С. 71-80.

55. Долгаль А.С., Марушко Г.В., Марушко Г.Н., Коцур О.С. Выделение дифференцированных интрузий по данным аэромагниторазведки при горном рельефе местности (Дербинская площадь, Восточный Саян). //В сб. «Геология и полезные ископаемые Красноярского края». Красноярск, 1999. С. 236 – 243.
56. Долгаль А.С. Истокообразная аппроксимация потенциальных геофизических полей, заданных в узлах нерегулярной сети. //В сб. «Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири». Красноярск, 2000 г. С. 193-198.
57. Долгаль А.С. Аппроксимация аномалий естественного электрического поля совокупностью эквивалентных источников. //Геофизический журнал. 2001. Т 23.. № 1. С. 66 – 76.
58. Долгаль А.С. Компьютерные технологии интерпретации геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платинового оруденения. //Геофизический журнал. 2001. Т 23. № 2. С. 106-112.
59. Дэвис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Пер. с англ. В 2 кн. /Пер. В.А. Голубевой. Под ред. Д.А. Родионова. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 427 с.
60. Зайцев В.Е. Палетки для учета гравитационного влияния высокогорного рельефа местности, аппроксимируемого наклонной плоскостью. //Разведочная геофизика. Вып.68. М.: Недра, 1975. С. 87-92.
61. Земцов В.И. К методике и интерпретации съемок естественного электрического поля масштаба 1 : 50 000 в северном Приморье. //Методы разведочной геофизики. Геофизические методы при крупномасштабном прогнозировании сульфидных месторождений. М.: ВНИИГеофизика. 1974. С. 71-76.
62. Иванов В.К. Учет влияния рельефа при магниторазведке. //Разведка и охрана недр. 1977. № 5. С. 42-47.
63. Инструкция по гравиметрической разведке. М.: Недра, 1975. 88 с.
64. Каленицкий А.И., Смирнов В.П. Методические рекомендации по учету влияния рельефа местности в гравиразведке. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1981. 160 с.
65. Керимов И.А. Метод F-аппроксимаций при решении задач гравиметрии и магнитометрии. // Материалы Второй Всероссийской конференции «Геофизика и математика». Пермь, Горный институт УрО РАН, 2001. С. 133-147.
66. Кобрунов А. И. Теоретические основы решения обратных задач геофизики. Ухта: Ухтин. индустр. ин-т, 1995. 228 с.
67. Коваль Л.А. Вычисление поправок за влияние рельефа в гравиметрии с помощью электронных цифровых машин. //Изв. АН Каз. ССР, сер. геолог. 1963. № 4 (55). С. 37-41.
68. Койфман Л.И., Кореневич К.А. Объемное моделирование при решении задач разведочной геофизики. //Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наук. думка, 1983. С. 121-130.
69. Комплексирование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика. /Под ред. В.В. Бродового, А.А. Никитина. М.: Недра, 1984. 384 с.
70. Кочнев В.А. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики. Учебное пособие. Красноярск, Красноярский гос. университет, 1993. 126 с.
71. Кубланов М.М. Картирование скрытой части гранитного плутона с целью прогнозной оценки перспектив Иультинского рудного поля. //Методы разведочной геофизики. Методика и результаты крупномасштабной гравиразведки в горнорудных районах. Л.: НПО Рудгеофизика, 1980. с. 79-85.
72. Ломтадзе В.В., Большедворский Г.Г. Вычисление гравиметрических поправок за рельеф местности с применением полиномиальной аппроксимации гравитационного влияния параллелепипеда. //Разведочная геофизика. Вып. 94. М.: Недра, 1982. С. 119-127.
73. Ломакин А.Б. Петрофизическое картирование слабоконтрастных сред и прогноз месторождений полезных ископаемых. СПб: Изд-во С-Петербур. ун-та, 1998. 144 с.
74. Львовский Л.Н. Статистические методы построения эмпирических формул: Учеб. пособие для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Высш. шк., 1988. 239 с.
75. Любимов Г.А., Любимов А.А. Методика гравимагнитных исследований с использованием ЭВМ. М.: Недра, 1988. 303 с.
76. Магниторазведка: Справочник геофизика. /Под ред. Б.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 470 с.
77. Маловичко А.К., Костицин В.И., Тарунина О.Л. Детальная гравиразведка на нефть и газ. -2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1989. 224 с.
78. Мартышко П.С. О решении прямой и обратной задачи магниторазведки. //Геофизический журнал. 1982. Т. 4. № 8. С. 39-49.
79. Марченко В.В. Человеко-машинные методы геологического прогнозирования. М.: Недра, 1988. 292 с.
80. Матусевич А.В. Объемное моделирование геологических структур на ЭВМ. М.: Недра, 1988. 184 с.
81. Методические рекомендации по средне- и крупномасштабной магнитной картографии. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1990. 84 с.
82. Методические рекомендации по применению комплекса методов интерпретации гравимагнитных данных с использованием компьютерных технологий. /Под ред. И.Д. Савинского. М.: ТОО «МЦАИ», 1995. 93 с.

83. Методические рекомендации по геофизическому обеспечению геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000. СПб: Министерство природных ресурсов РФ, ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. 240 с.
84. Миков Б. Д., Соловьев О. А. Пересчет магнитного поля со сложного рельефа местности на плоскость путем подбора промежуточной модели. //Исследование статистических и функциональных линейных связей в гравиразведке и магниторазведке. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 102-107.
85. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1979. 280 с.
86. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра, 1986. 342 с.
87. Новоселицкий В.М., Губайдулин М.Г., Койфман Л.И. Изучение строения осадочного чехла севера Урало-Поволжья на основе гравитационного моделирования. //Геофизический журнал. 1979. № 2. С. 99-104.
88. Нусипов Е.Н., Ахметов Е.М. Учет влияния рельефа в магниторазведке. // В сб. Развитие методов обработки и интерпретации геофизической информации. Алма-Ата, Казахский политехнический институт, 1991. С. 60-70.
89. Орлов В.К., Рокотян Е.В. Выделение геологически содержательного регионального фона. //Вопросы теории и результаты применения методов интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск, УрО АН СССР, 1989. С. 110-117.
90. Пигулевский П.И., Тяпкин О.К. Объемное моделирование Володарского щелочного массива (Приазовский блок Украинского щита) по гравитационному полю. //Геофизический журнал. 2001. Т. 23. № 1. С. 102-107.
91. Петрищевский А. М. Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек. //Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 105 - 115.
92. Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке: Труды конференции. Москва, 23 – 25 сентября 1996 г. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 234 с.
93. Ревякин П.С., Бродовой В.В., Ревякина Э.А. Высокоточная магниторазведка. М.: Недра, 1986. 172 с.
94. Ремпель Г.Г. О введении поправки за рельеф при интерпретации данных аэромагнитной съемки. //Труды СНИИГиМС, вып. 30. Новосибирск, СНИИГиМС, 1964. С. 36-47.
95. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы методики введения поправок, связанных с рельефом местности в данные гравиразведки и магниторазведки. //Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1980. № 12. С. 75-89.
96. Ремпель Г.Г., Паршуков Н.П., Вайвод Е.А. Объемное моделирование туфогенно-эффузивной толщи Норильского района по данным аэромагнитной съемки и прогноз медно-никелевого оруденения. //Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 87-98.
97. Результаты применения моделирования в рудной геофизике в различных районах Сибири. /Под ред. В.С. Моисеева, Г.Г. Ремпеля. М.: Недра, 1988. 219 с.
98. Рыбаков М.Б., Бурдэ А.И., Столпнер М.Н. Основные положения и проблемы комплексной геологической интерпретации геофизических материалов. Геофизические методы при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 с общими поисками. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1986. С. 16-26.
99. Савинский И.Д. Программные системы обработки и интерпретации гравитационных и магнитных данных. //Геофизика. 1995. № 1. С. 24-31.
100. Салов В.М., Сухов Л.Г. К проблеме интерпретации аэромагнитных данных для прогноза никеленосности в условиях развития трапповой формации. //Геология и геофизика. 1982. № 10. С. 138-142.
101. Салов В.М., Русанов Э.Б. Исследования петроплотностных моделей никеленосных интрузивов в связи с оценкой разрешающих поисковых возможностей гравиразведки (на примере Талнахского рудного узла). //Петрофизика рудных формаций Сибири: Тез.докл. Красноярск, изд-во НТГО. 1986. С. 54-55.
102. Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1980. 446 с.
103. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 227 с.
104. Столпнер М.Н., Бурдэ А.И., Рыжий Б.П. Геофизическое обеспечение региональных геолого-съёмочных работ и общих поисков и пути его совершенствования. Геофизические методы при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 с общими поисками. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1986. С. 5-15.
105. Стохастические модели в морфоструктурном анализе. М.: Недра, 1985. 152 с.
106. Страхов В.Н., Лапина М.И. Определение интегральных характеристик возмущающих масс аппроксимационным методом в задачах гравиметрии и магнитометрии. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 4. С. 35-58.
107. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии. //Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 344-347.
108. Страхов В.Н. Вариационные методы в теории линейных трансформаций гравитационных и магнитных аномалий. //Докл. АН СССР. 1990. № 1. С. 63-67.
109. Страхов В.Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений. //Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: Изд. ИФЗ АН СССР, 1979. С. 146-269.

110. Страхов В.Н. Алгоритмы редуцирования и трансформации аномалий силы тяжести, заданных на физической поверхности Земли. //Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Киев, Наук. думка, 1992. С. 4-81.
111. Страхов В.Н. Основные направления теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия. I. //Геофизика. 1995. № 3. С. 9-18.
112. Страхов В.Н. Основные направления теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия. II. //Геофизика. 1995. № 4. С. 10-20.
113. Страхов В.Н. Общая теория нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений с приближенно заданными правыми частями и матрицами, возникающих при решении задач геофизики. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С.38-42.
114. Страхов В.Н. Математический аппарат, используемый при конструировании алгоритмов нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений, возникающих в задачах гравиметрии и магнитометрии. //Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С.43-75.
115. Страхов В.Н. Третья парадигма в теории и практике интерпретации потенциальных полей (гравитационных и магнитных аномалий). Ч. III. //Электр, науч.-инф. журн. «Вестник ОГГГН РАН». М.: ОИФЗ РАН, 1998. № 1(3). С. 100-152.
116. Страхов В.Н., Страхов А.В. О регуляризации метода наименьших квадратов. // Геофизический журнал. 1998. Т.20. № 6. С. 18-38.
117. Страхов В.Н. Современное состояние и перспективы развития теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. //Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Воронеж, 1998. С. 4-35.
118. Страхов В.Н. Что делать ? (о развитии гравиметрии и магнитометрии в России в начале XXI века). М.: ОИФЗ РАН, 1998. 24 с.
119. Страхов В.Н., Страхов А.В. Обобщение метода наименьших квадратов и регуляризованные алгоритмы нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений, возникающих при решении задач геофизики. I. //Геофизический журнал. 1999. Т. 21. № 2. С. 3-25.
120. Страхов В.Н., Страхов А.В. Обобщение метода наименьших квадратов и регуляризованные алгоритмы нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений, возникающих при решении задач геофизики. II. //Геофизический журнал. 1999. Т. 21. № 3. С. 3-17.
121. Страхов В.Н., Страхов А.В. О регуляризации систем линейных алгебраических уравнений, возникающих в линейных задачах гравиметрии и магнитометрии. //О некоторых вопросах теории интерпретации потенциальных полей. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 212-218.
122. Страхов В.Н., Страхов А.В. Метод блочного координатного спуска для нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений с приближенно заданной правой частью большой и сверхбольшой размерности, возникающих при решении задач гравиметрии и магнитометрии. //Докл. РАН. 2000. Т.374. № 4. С. 544-548.
123. Страхов В.Н. Геофизика и математика. Методологические основы математической геофизики. //Геофизика. 2000. № 1. С. 3-18.
124. Страхов В.Н. В чем причины различий в понимании взаимоотношений геофизики и математики ? //Геофизика. 2000. № 3. С. 39-47.
125. Страхов В.Н., Страхов А.В. Комплекс программ по нахождению устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений. //Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 28-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Киев, 29 января - 2 февраля 2001 г. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 113-116.
126. Страхов В.Н., Страхов А. В. Методы нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений с аддитивными помехами в задании правых частей и их компьютерная реализация. //Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 9-100.
127. Страхов В.Н. Главнейшая задача в развитии теории и практики интерпретации потенциальных полей в начале XXI века – разрушение господствующего стереотипа мышления. //Геофизика. 2001. № 1. С. 3-18.
128. Страхов В.Н. Смена парадигмы в теории линейных некорректных задач. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 48 с.
129. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э., Страхов А.В., Гричук Л.В. Новый информационный базис гравиметрии и магнитометрии. //Материалы Второй Всероссийской конференции «Геофизика и математика». Пермь, Горный институт УрО РАН, 2001. С. 274-277.
130. Тарасов Г.А. Электрическое поле над комплексом вертикально поляризованных проводящих сфер. /Вопр. рудн. геофизики. Вып. 2. 1961. С. 61-67.

131. Филатов В.Г., Захаров С.В., Жбанков Ю.В. Способы пространственной обработки и интерпретации гравитационных и магнитных полей. Обзор ВИЭМС. Сер. разведочная геофизика. М.: ВИЭМС, 1991. 84 с.
132. Филатова В.Т. Объемная модель Мончегорского рудного района на основе гравимагнитных данных. //Отечественная геология. 1995. №10. С. 65-72.
133. Хесин Б. Э. Рудная геофизика в горных областях. М.: Недра, 1969. 200 с.
134. Цирульский А.В. О редукции потенциальных геофизических полей на внешнюю плоскость. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 7. С. 43-47.
135. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск, Изд. Ин-та геофизики АН СССР, 1980. 135 с.
136. Шапиро В.Б., Киршин А.В., Мелькановицкий И.М. Усовершенствование методики вычислений поправок за гравитационное влияние рельефа местности на электронно-вычислительных машинах. //Разведочная геофизика. Вып. 59. М.: Недра, 1970. С. 125-129.
137. Шефер У., Балк Т.В. Монтажный метод решения совмещенной обратной задачи грави- и магнитометрии. //Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 1. С. 79-83.
138. Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. М.: Недра, 1977. 137 с.
139. Bjerhammer. On graviti. //Stocholm: Royal Inst. of Techn., 1968. 130 p.
140. Graber - Brunner V., Klinger E., Marson I. An improved solution for the problem of upward continuation of gravity field data in rudder topography. //Boll. geofis. teor. et appl. 1991. 33. № 130 - 131. p. 135 - 144.
141. Зидаров Д.П., Обратна гравиметрична задача в геопроектирането и геодезията. Изд. На Българската Академия на науките. София, 1984. 287 с.
142. Naidu P.S., Mathew M.P. //Fast reduction oof potential fields measured over an uneven surface to a plane surface. //IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens. 1994. 32. № 3. p. 508 – 512.
143. Pilkington Mark, Urquhart W. E. S. Reduction of potential field data to a horizontal plane. //Geofizics. 1990. 55. № 5. p. 549 - 555.
144. Zhou X., Zhong B., Li X. Gravimetric terrain correction by triangular - element method. //Geophisics. 1990. № 2. С. 232 - 238.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОПРАВКИ ЗА ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ ПРИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ	8
1.1. Моделирование погрешностей учета влияния рельефа при гравиметрической съемке	8
1.2. Компьютерная технология определения поправок за влияние рельефа местности при гравиметрической съемке	15
2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОПРАВКИ ЗА ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ ПРИ МАГНИТНОЙ СЪЕМКЕ	24
2.1. Краткая характеристика проблемы учета влияния рельефа местности при магнитных съемках	24
2.2. Алгоритм вычисления поправок за влияние магнитного рельефа	26
2.3. Моделирование погрешностей учета влияния рельефа при магнитной съемке	30
2.4. Определение намагниченности горных пород рельефа по наблюдаемому магнитному полю	34
2.5. Приближенный способ вычисления топопоправок при аэромагнитной съемке	37
3. АППРОКСИМАЦИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЭКВИВАЛЕНТНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ	43
3.1. О проблеме истокообразной аппроксимации геофизических полей	43
3.2. Истокообразная аппроксимация гравитационного и магнитного полей, заданных в узлах равномерной сети	49
3.3. Истокообразная аппроксимация гравитационного и магнитного полей, заданных в узлах неравномерной сети	64
3.4. Истокообразная аппроксимация аномалий естественного электрического поля ...	76
4. КОМПЬЮТЕРНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ	85
4.1. Краткая характеристика комплексов программ RELMAG и RELGRV	85
4.2. Технология учета влияния резкорасчлененного рельефа местности при магнитометрии	90
4.2.1. Имитационное моделирование: обнаружение и локализация рудноносных интрузий в условиях Норильского района	90
4.2.2. Талнахский рудный узел (Норильский район)	96
4.2.3. Участок Огинраваям (п-ов Камчатка)	97
4.3. Технология учета влияния резкорасчлененного рельефа местности при гравиметрии ...	99
5. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	106
6. РЕШЕНИЕ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ (ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ОДНОГО МЕТОДА)	118
6.1. Геологическое редуцирование поля силы тяжести Талнахского рудного узла	118
6.2. Поиски медно-никелевых руд на Дербинской площади	125
6.3. Комплексирование методов решения обратной задачи для выделения и локализации рудоносных интрузий в Норильском районе	133
6.4. Решение обратной задачи гравиметрии монтажным методом при поисковых работах на Боотанкагском участке	145

7. РЕШЕНИЕ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ (КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)	148
7.1. Комплексная интерпретация геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платинового оруденения в Норильском районе	148
7.1.1. О проблеме интерпретации гравитационного и магнитного полей исследуемой территории	148
7.1.2. Краткая физико-геологическая характеристика территории	149
7.1.3. Методика интерпретации геофизических полей	151
7.1.4. Некоторые геологические результаты	160
7.2. Локальное прогнозирование золотого оруденения в Ольховско-Чибижекском рудном районе	164
7.2.1. Геолого-геофизические особенности площади, исходные материалы и последовательность их интерпретации	164
7.2.2. Методика интерпретации геофизических материалов	166
7.2.3. Основные геологические результаты	170
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	177
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	180

Александр Сергеевич Долгаль

**КОМПЬЮТЕРНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ДАННЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ И МАГНИТНОЙ
СЪЕМОК В ГОРНОЙ МЕСТНОСТИ**

Редактор: *А. Урман*

Технический директор: *О. Лерер*

Дизайн обложки: *Д. Васильев*

Компьютерная верстка: *Н. Берсенов*

Изд. лиц. 03352 от 20.11.2000. Сдано в набор 03.06.2002 г.

Подписано в печать 26.08.2002 г. Бумага финская.

Уч.-изд. л. 11,75. Тираж 300 экз. Заказ 02И-21

Отпечатано в типографии ООО «Фирма «Март»
655000, Республика Хакасия, г. Абакан, ул. Ленина, 79