

## УЧЕТ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ АЭРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ

© А.С. Долгаль, Н.П. Червоный, 2008

*Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия  
ООО «Сибирьгеофизика», Лесосибирск, Россия*

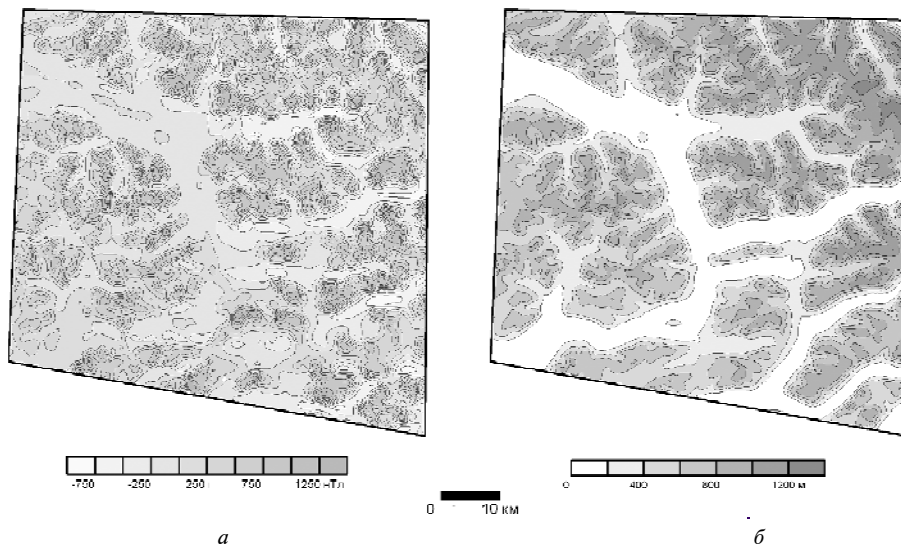
We take into consideration the issue regarding the heterogeneously magnetized relief of the earth surface and its effect on aeromagnetic survey's results. According to our proposal recounting of the field can be carried out towards a horizontal plane with purport to exclude "anomalous" nature of the terrain. Corrections can be performed by means of solving a direct task of magnetic prospecting for elaborating a digital model of the relief. A new algorithm, which can determine effective magnetization of the rock located in the upper layer of a geological profile is introduced, the basis of which is rapid wavelet transformation. The aeromagnetic survey data obtained on the average scale in the Central Siberia have been processed and submitted.

**Введение.** Получение достоверной информации о геологическом строении изучаемого объема среды по наблюдаемым геофизическим полям возможно лишь в случае, когда эти поля обусловлены, преимущественно, совокупностями интересующих нас объектов, т.е. при сравнительно слабом вкладе сигналов иной природы в зафиксированные при полевых измерениях аномальные эффекты. В результатах аэромагнитных съемок (АМС), выполненных в условиях горной местности, имеются специфические искажения поля  $\Delta T$ , обусловленные влиянием рельефа (рис. 1, 2). Эти искажения относят к особому виду погрешностей АМС. Отмечается, что в некоторых районах аномалии «рельефной» природы «так интенсивны, что исключают возможность интерпретации аномалий, связанных с более крупными и глубинными объектами; они затрудняют межмаршрутную интерполяцию и построение изолиний» [1].

Искажающее влияние рельефа земной поверхности — следствие влияния двух факторов [2]:

- аномального эффекта магнитных масс, выходящих на земную поверхность или расположенных в непосредственной близости от нее;
- «эффекта разновысотности», создающегося при различном удалении точек измерения поля от изучаемых возмущающих объектов в результате изменения высот (координат  $z$ ) поверхности наблюдений.

Как правило, аномальные эффекты, обусловленные рельефом местности, при решении практических задач выявляются на стадии качественной интерпретации карт аномального магнитного 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 про-



*Рис. 1.* Влияние резко расчлененного рельефа, сложенного породами базальтовой формации, на магнитное поле. Плато Путораны (по материалам Центрально-Арктической ГРЭ): *а* — карта изодинам аномального магнитного поля ( $\Delta T_a$ ); *б* — карта изогипс рельефа местности

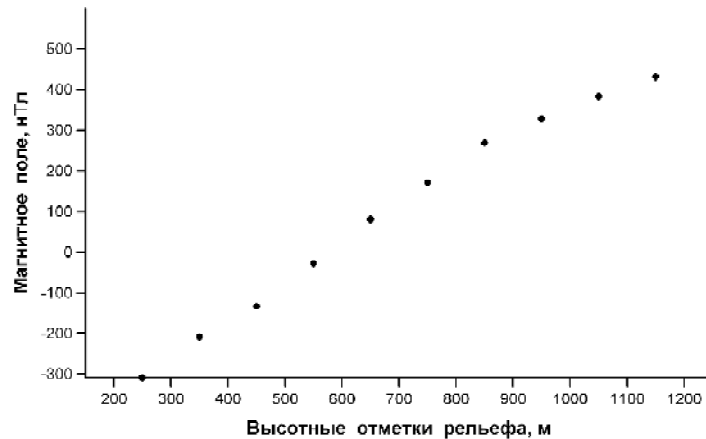


Рис. 2. Зависимость средних амплитуд магнитных аномалий ( $\Delta T$ ) от высотных отметок  $h$  рельефа местности (интервал группирования  $\Delta h = 100$  м). Плато Путораны

пуска искомым магнитовозмущающих объектов (ошибок I рода) и выделения ложных аномалий, отождествляемых с искомыми геологическими объектами (ошибок II рода). Поэтому проблема выделения локальных магнитовозмущающих объектов на фоне интенсивного искажающего воздействия магнитного рельефа остается весьма актуальной для многих регионов.

Особые трудности возникают при наличии пород трапповой формации, входящей в большинстве случаев в состав чехла древних и молодых платформ. Магматическая деятельность, приводящая к образованию траппов, имеет чрезвычайно крупные масштабы, вследствие чего объем излившегося на поверхность или интродуцированного в верхние слои литосферы магматического материала достигает 1 млн км<sup>3</sup>. Для трапповой формации характерно горизонтальное залегание горных пород в виде покровов эффузивов и интрузивных (субвулканических) залежей, переслаивающихся с континентальными и лагунными осадками, иногда с туфами.

**Методы учета влияния рельефа.** Для подавления влияния рельефа в магниторазведке целесообразно использовать два типа операций: вычисление топографических поправок путем решения прямой задачи от цифровой модели рельефа местности (ЦМР) и пересчет поля на горизонтальную плоскость с использованием эквивалентных источников (истокообразных функций) [2–4].

Вычисление поправок за рельеф (топопоправка) в магниторазведке принципиально не отличается от аналогичной операции при обработке гравиметрических данных [5]. Разница состоит лишь в том, что в первом случае однократно вычисляется магнитное поле  $\delta T_p$  или  $\delta Z_p$ , создаваемое верхней частью геологического разреза, при априорно заданной намагниченности горных пород; во втором – учет гравитационного влияния складывается из двух операций – вычисления поправки Буге (поля от горизонтального слоя горных пород) и собственно расчета поправок за рельеф  $\delta g_p$  (поля,

создающегося отклонениями реального рельефа от этого горизонтально слоя). Физический смысл вычислений топопоправок  $\delta g_p$  и  $\delta T_p$  ( $\delta Z_p$ ) одинаков: он заключается в количественном расчете аномальных эффектов, создаваемых слагающими рельеф горными породами, при известном пространственном распределении их физических свойств. Были разработаны, но крайне мало использовались на практике палеточные методы и программы для вычисления поправок за влияние рельефа местности при магниторазведке [6–8].

«Эффект разновысотности» исключается в процессе аппроксимационного преобразования магнитного поля, которое в теоретическом плане базируется 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» [9].

Моделирование поля сеточным распределением источников при фиксированных геометрических параметрах сводится к решению обратной задачи магнитометрии в линейной постановке [10–12]. Аппроксимационную конструкцию можно построить таким образом, что взаимосвязь между физическими характеристиками источников и исходным полем будет выражаться хорошо обусловленной системой линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) [13–16]. В качестве источников могут использоваться тела простой формы (шары), аномальные эффекты которых вычисляются небольшим количеством арифметических операций. Таким образом, минимизируется время выполнения основных циклов вычислений при решении СЛАУ и достаточно легко осуществляется численное решение практических задач большой размерности.

Рассмотрим модельный пример, иллюстрирующий подавление «эффекта разновысотности» (рис. 3): значения магнитного поля  $\Delta T$  вертикально намагниченного куба ( $J_z = 10$  А/м) размером

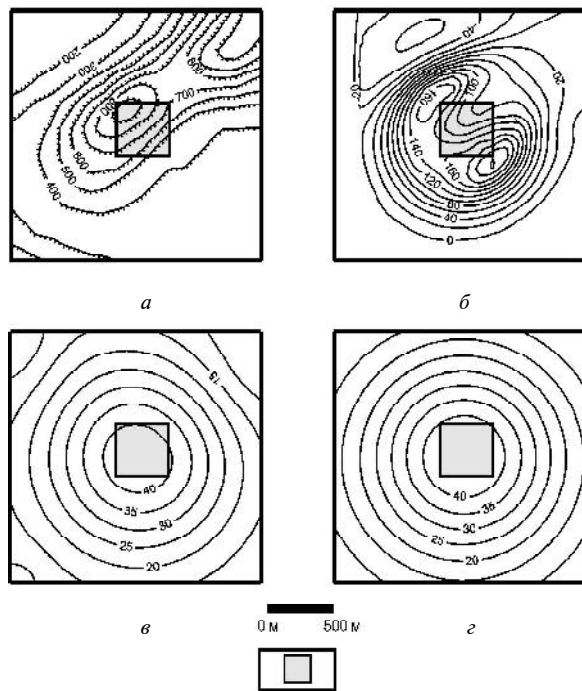


Рис. 3. Пересчет магнитного поля, созданного вертикально намагниченным кубом, с криволинейной поверхности на горизонтальную плоскость: *a* – изогипсы рельефа местности, м; *б* – аномалия  $\Delta T$  от куба на земной поверхности, нТл; *в* – аномалия  $\Delta T$  на плоскости  $z = 1200$  м, полученная в результате пересчета поля *б*, нТл; *г* – аномалия  $\Delta T$  от куба на плоскости  $z = 1200$  м, полученная путем решения прямой задачи, нТл; серый квадрат – проекция верхней грани куба на горизонтальную плоскость

400×400×400 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  $T_0$  Норильского района: наклонение  $I = 82^\circ$ , склонение  $D = 20^\circ$ . Как очевидно, картина «наблюдаемого» магнитного поля от этой весьма простой модели существенно искажается за счет влияния рельефа поверхности измерений. При этом появляются ложные экстремумы  $\Delta T$ , расположенные за пределами проекции источника поля на земную поверхность.

Искаженное пространственное распределение поля на расчлененном рельефе местности может привести к пропуску искомых объектов при проведении горно-буровых работ в эпицентрах выявленных аномалий и, как следствие, – к ошибочным заключениям о перспективности изучаемых территорий. Пересчет поля  $\Delta T$  на горизонтальную плоскость  $z = 1200$  м с помощью эквивалентной модели среды, включающей в себя  $39 \times 39 = 1521$  элементарный источник, обеспечивает восстановление значений магнитного поля, практически тождественное результату решения прямой задачи (среднеквадратическое расхождение

в амплитуде полей, представленных на рис. 3, *в*, *г*, составляет менее  $\pm 2$  нТл).

Количественную оценку точности пересчета поля на различные уровни можно получить также и другим способом, не использующим результатов решения прямой задачи [10]. Рассмотрим пример такой оценки, заключающейся в последовательном выполнении следующих операций:

- аппроксимация магнитного поля  $\Delta T^{250}$ , заданного на плоскости  $z = -250$  м, полем вертикальных стержней ( $F2 \approx \pm 0,5$  нТл);
- восстановление магнитного поля от аппроксимационной конструкции на плоскости  $z = -500$  м, которое в дальнейшем будем обозначать символом  $\Delta T^{500}$ ;
- аппроксимация магнитного поля  $\Delta T^{500}$  полем вертикальных стержней ( $F2 \approx \pm 0,5$  нТл);
- восстановление магнитного поля от аппроксимационной конструкции, построенной на предыдущем этапе, на плоскости  $z = -250$  м, расположенной выше источников поля  $\Delta T^{500}$ , которое в дальнейшем будем обозначать символом  $\Delta T_{250}^*$ ;
- сопоставление между собой полей  $\Delta T^{250}$  и  $\Delta T_{250}^*$ ; расчет статистических характеристик разностного магнитного поля.

Как свидетельствуют данные, представленные на рис. 4 и в таблице, точность пересчета магнитного поля  $\Delta T$  на разные уровни весьма высокая.

#### Вычисление Z-составляющей магнитного поля.

В настоящее время в связи с широким использованием протонных и квантовых магнитометров основным параметром, используемым при интерпретации данных АМС, стало приращение модуля напряженности геомагнитного поля  $\Delta T$ , измеряемое этими приборами. С теоретических позиций, данный параметр несколько менее информативен, чем модуль вертикальной составляющей магнитного поля Земли  $\Delta Z$ , который, в отличие от напряженности, является гармонической (потенциальной) функцией, независим от широты наблюдений и азимута профиля. Экстремумы  $\Delta Z$  всегда располагаются строго над эпицентрами магнитовозмущающих объектов [5].

Теоретически доказано, что любые трансформанты поля, рассчитанные аппроксимационным методом, будут иметь минимальные расхождения с их точными значениями. Величина этих расхождений определяется лишь точностью решения СЛАУ и шагом дискретизации поля [11]. Таким образом, при истокообразной аппроксимации магнитного поля  $\Delta T$  обеспечивается оптимальное по точности восстановление значений самого поля или его трансформант на любой вышележащей по отношению к источникам поверхности  $S$ . Отсюда вытекает, что аппроксимационным методом можно с вполне достаточной для практики точностью осуществить преобразование  $\Delta T \rightarrow \Delta Z$ .

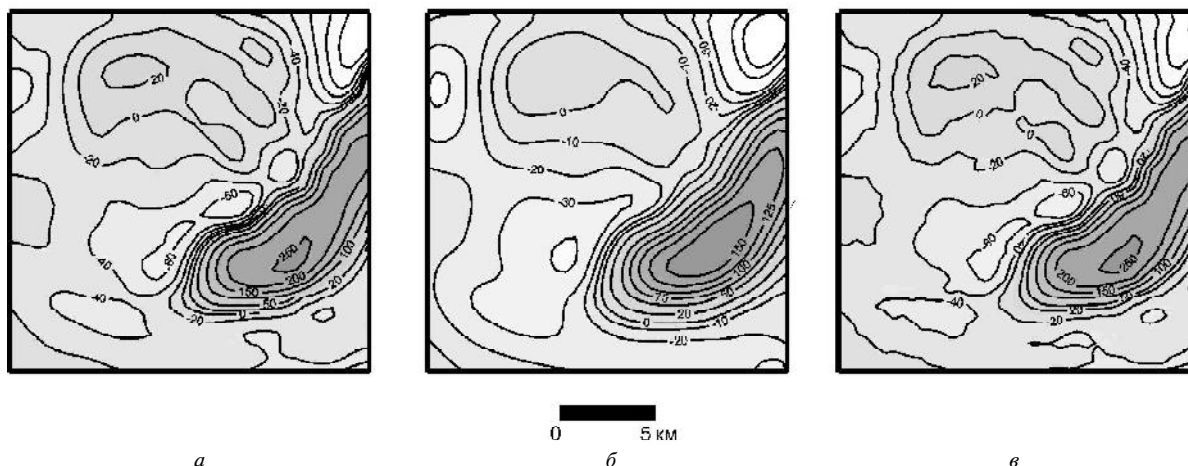


Рис. 4. Оценка точности пересчета магнитного поля  $\Delta T$  (нТл) на различные уровни (высоты): *a* – исходного, зафиксированного на уровне 250 м; *b* – полученного путем пересчета поля *a* на уровень 500 м; *v* – полученного путем пересчета поля *b* на уровень 250 м

Оценка точности пересчета магнитного поля на различные уровни

Магнитное поле	Статистические параметры, нТл			
	Минимум	Максимум	Среднее	Среднеквадратическое отклонение
$\Delta T^{250}$	137,8	263,3	-0,9	$\pm 75,0$
$\Delta T^{500}$	-83,8	173,6	-0,1	$\pm 49,4$
$\Delta T_{250}$	-151,3	266,2	-1,2	$\pm 76,2$
$\Delta T^{250} - \Delta T_{250}$	-16,7	18,4	0,3	$\pm 2,5$

С учетом характеристик нормального магнитного поля Земли  $T_0$  достаточно легко осуществляется преобразование  $\Delta T \rightarrow \Delta Z$ , последний параметр предлагается использовать в дальнейшем процессе обработки данных АМС.

**Определение эффективной намагниченности горных пород.** Вычисление геометрических параметров, допускающих высокоточный учет влияния рельефа на магнитное поле [17], не представляет особых трудностей. Для этого необходимы создание цифровой модели рельефа (ЦМР), с требуемой детальностью описывающей земную поверхность (например, с использованием моделей рельефа Земли GTOPO30 или SRTM), а также данные о высоте съемочных полетов, полученные с помощью радиовысотомера или GPS.

Однако значительные сложности, связанные с учетом влияния рельефа на наблюдаемое магнитное поле, в реальных физико-геологических условиях обусловлены широким диапазоном вариаций петромагнитных характеристик, что существенно затрудняет достоверное определение топопоправок  $\delta Z_p$ . Аномальные эффекты, отражающиеся в магнитном поле, зависят от эффективной (суммарной) намагниченности пород  $J_{эф}$ , представляющей собой векторную сумму индуцированной  $J_i$  и естественной остаточной намагниченности  $J_n$ . При наличии геологической карты и информации о магнитных свойствах горных пород можно построить петромаг-

нитную карту, отражающую пространственное распределение  $J_{эф}$ .

На практике в подавляющем большинстве случаев построение достоверных карт  $J_{эф}$ , отвечающих масштабу АМС, не представляется возможным: затраты на получение необходимого объема петрофизической информации многократно превышают затраты на выполнение самой съемки. Для Центральной Сибири типично выполнение крупномасштабных аэромагниторазведочных работ на площади в несколько тысяч квадратных километров, охарактеризованной петрофизическими измерениями первых десятков образцов (как правило – не ориентированных, что не позволяет определять  $J_n$ ).

Весьма грубым приближением является также использование некоторой средней для всей площади исследований величины  $J_{эф}$ . Дело в том, что 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  $J_{эф}$  представляет собой функцию от пространственных координат ЦМР:  $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$ .

Направление вектора  $J_{эф}$  целесообразно считать вертикальным:  $\mathbf{J} = \mathbf{J}_z$ , как это принято при определении магнитных свойств горных пород в естест-

венном залегании. Известно, что индуктивная намагниченность изотропных горных пород всегда направлена по полю  $T_0$ ; направление вектора  $J_n$  горных пород кайнозойского возраста близко к направлению вектора  $T_0$ ; более древние горные породы, как правило, со временем утрачивают первичную остаточную намагниченность [5].

Задача определения переменной по латерали эффективной намагниченности  $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$  в условиях визуально заметного влияния рельефа местности на магнитное поле обычно решается на основе корреляционных зависимостей между амплитудой магнитных аномалий и высотными отметками рельефа земной поверхности [5]. Необходимо сразу отметить, что провести однозначное определение  $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$  по магнитному полю и рельефу не представляется возможным: при использовании различных гипотез о взаимосвязи значений параметров в системе рельеф-поле мы неизбежно будем получать разные результаты. В частности, изменения магнитного поля, вызванные характерными формами рельефа, могут быть проанализированы с использованием различных статистических показателей, в скользящих окнах разного размера, при нескольких уровнях значимости – и каждый раз результаты будут различаться.

Возможности статистической оценки параметра  $J_{эф}$  ограничены наличием разного рода помех (в первую очередь геологического происхождения) в исходном поле. Определенными преимуществами перед традиционными приемами обладает алгоритм пошагового вычисления регрессионной зависимости с отбраковкой значений параметров, характеризующихся наибольшим отклонением от выбранного уравнения регрессии. Данный алгоритм предназначен для определения намагниченности пород в естественном залегании [4].

**Применение вейвлет-анализа для оценки эффективной намагниченности горных пород в верхней части разреза.** Предлагается принципиально новый алгоритм оценки эффективной намагниченности верхней части геологического разреза, базирующийся на вейвлет-преобразовании. Вейвлет-преобразование – это новое направление в обработке сигналов, бурное развитие которого началось в середине 1980-х годов. Вейвлеты, или «всплески», – функции с компактным носителем, допускающие масштабирование и смещения, образующие полный ортонормированный базис. Иерархическое представление совокупности экспериментальных данных с помощью вейвлетов позволяет описать произвольный сигнал в терминах грубого приближения и уточняющих его деталей [18].

Результатом вейвлет-анализа является не только разложение сигнала по частотам (масштабам), но и сведения о временных (пространствен-

ных) координатах, на которых эти частоты проявляются. Обработка сигналов с помощью быстрого вейвлет-преобразования (БВП) позволяет существенно сжать объем информации, отбросить их мелкие детали и выделить наиболее важные особенности [19]. Замечательная особенность вейвлет-анализа – выделение основных особенностей (неоднородностей, или, используя математическую терминологию, сингулярностей) сигнала, которые для АМС обычно составляют не более 20–25 % общего объема данных.

Алгоритм определения  $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$  основан на сопоставлении между собой относящихся к единому уровню высот «наблюдаемого» поля  $\Delta Z$  и топопоправок  $\delta Z_p$  (вычисленных при постоянной намагниченности  $J_0 = \text{const}$ ) с использованием БВП. Базисными функциями для БВП в данном случае являются нестандартные двумерные функции Хаара (рис. 5). Сначала проводится разложение, а затем – синтез и сопоставление этих сигналов на различных уровнях (масштабах) [20].

Корреляция (в широком смысле) сингулярностей магнитного поля и топопоправок предопределяет возможность «локального» определения эффективной намагниченности по соотношению амплитуд этих параметров. Очевидно, что в случае пространственного совпадения сингулярностей  $\Delta Z$  и  $\delta Z_p$  отношение их амплитуд  $\eta = \Delta Z / \delta Z_p$  в каждой точке будет линейно связано с величиной  $J_{эф} / J_0$ .

На каждом из  $k$ -уровней синтеза алгоритме строятся соответствующие приближения пространственного распределения  $J_{эф}^k$ . Полученные результаты циклически суммируются друг с дру-

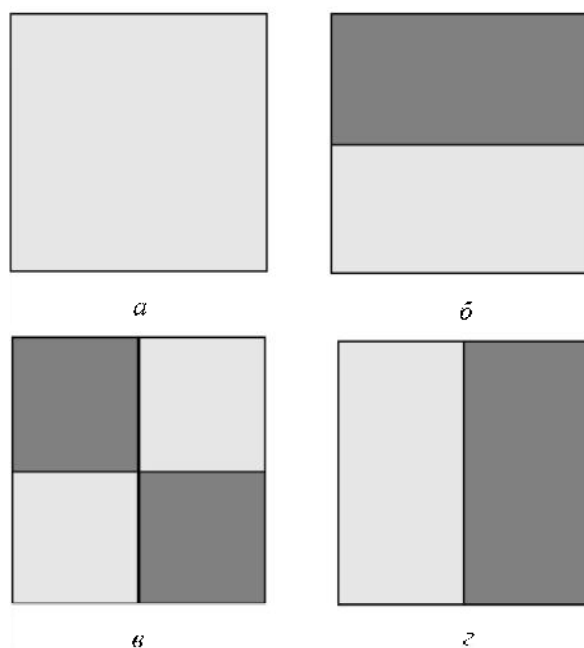


Рис. 5. Нестандартные базисные функции Хаара: а – скейлинг  $\psi_{0,0}^0$ ; вейвлеты: б –  $\psi_{k,l}^1$ ; в –  $\psi_{k,l}^2$ ; г –  $\psi_{k,l}^3$  (светлые участки отвечают значениям функций +1, темные – значениям -1)

гом; таким образом, методом последовательных приближений строится карта  $J_{эф}$ .

Важную роль в процессе определения величины  $J_{эф}$  играют пороговые значения, ниже которых соответствующие вейвлет-коэффициенты обнуляются, т. е. принимается отсутствие сингулярностей в данной подобласти. Эти пороговые значения могут быть либо фиксированными («жесткими») во всем пространстве ортонормированных функций, либо (что впервые предложено авторами) плавающими, т. е. определяться исходя из дисперсии данных коэффициентов отдельно для каждого уровня. «Жесткие» пороговые значения для вейвлет-коэффициентов имеют четкий физический смысл и могут быть увязаны с минимально-аномальными эффектами в исходном магнитном поле и в поле топопоправок.

Сам процесс БВП не требует значительных вычислительных затрат, поэтому после выполнения нескольких пробных циклов расчета можно выбрать некоторые пороговые значения вейвлет-коэффициентов (как правило, различные для поля  $\Delta Z$  и топопоправок  $\delta Z_p$ ), обеспечивающие достаточную точность восстановления сигналов при исключении от 70 до 80–90 % коэффициентов от общего их числа. Эти «малоамплитудные» коэффициенты отождествляются с помехами и полностью исключаются из процесса синтеза сигнала.

Применение БВП, называемого также алгоритмом Малла (Mallat algorithm), налагает определенные требования на исходные данные — количество строк и столбцов матрицы сигнала должно выражаться числом  $2^N$ , где  $N$  — целые числа. Чтобы избежать потери информации или избыточной детализации данных аэромагнитной съемки (так как шаг сети исходных матриц магнитного поля изменять нежелательно), требуется предварительно проводить экстраполяцию данных.

Для магнитных полей со сложной морфологией возможно выполнение предварительной фильтрации — усреднения в скользящих окнах малого размера, нелинейного сглаживания и процедуры отсева «ураганных» значений. Известно, что напряженность магнитного поля и намагниченность горных пород характеризуются логнормальным законом распределения [21]. С целью фильтрации помех выполняется логарифмирование всех результирующих значений эффективной намагниченности, которое приводит распределение данных к нормальному виду с математическим ожиданием  $M$  и дисперсией  $D$ . Отбраковка «ураганных» значений может проводиться по трем схемам — «сильной», «средней» и «слабой», соответственно, «ураганные» значения параметра заменяются на граничные для интервалов:

$$\left[-\sqrt{D}, \sqrt{D}\right], \left[-2\sqrt{D}, 2\sqrt{D}\right] \text{ и } \left[-3\sqrt{D}, 3\sqrt{D}\right].$$

**Обработка материалов АМС по Юнаринской площади.** Основные элементы методики учета влияния рельефа можно проиллюстрировать на примере графа, использованного при обработке результатов АМС по восточной части Юнаринской площади (около 14 000 км<sup>2</sup>). Территория располагается в юго-западной части Тунгусской синеклизы, в ее пределах широко развиты породы трапповой формации. Перепад высот рельефа около 700 м.

Сведения о физических свойствах пород весьма незначительны. Туфогенные образования нижнего триаса практически немагнитны, однако на участках проявления гидротермально-метасоматических изменений их намагниченность возрастает (в среднем течении р. Нижняя Тунгуска среди практически немагнитных туфогенных образований встречаются породы с намагниченностью до 1,0 А/м). Повышенной намагниченностью обладают туфопесчаники, туфоалевролиты — 0,1–3,6 А/м, намагниченность агломератовых туфов достигает 6,0 А/м.

Большую роль в формировании верхней части разреза играют интрузивные траппы нижнего триаса, образующие пластовые тела, реже дайки. Многоярусные пластовые интрузии обуславливают наличие магнитных аномалий, коррелирующихся с положительными формами рельефа. Намагниченность интрузивных траппов от 0,1 до 5,0 А/м. Отмечается наличие обратномагнитных траппов, создающих магнитные аномалии отрицательного знака, их намагниченность составляет от 0,1 до 3 А/м.

1. Исходные данные — схематическая геологическая карта района исследований, карта изодинам аномального магнитного поля  $\Delta T$  и карта высот съемочных полетов  $H_{пол}$ , составленная по данным радиовысотомера, сведения о магнитных свойствах горных пород. Цифровые данные были представлены в виде матриц размером  $m = 271$  строка,  $n = 264$  столбца, шаг  $\Delta x = \Delta y = 0,5$  км.
2. Была создана ЦМР Юнаринской площади и ее обрамления путем интерполяции в квадратную сеть фрагмента матрицы высот, заданных в узлах сети с 30-секундным расстоянием по широте  $\varphi$  и долготе  $\lambda$  между точками — GTOP030, охватывающей всю поверхность Земли. Эта информация свободно распространяется Геологической службой США (USGS) через Интернет.
3. Данные радиовысотомера (матрица  $H_{пол}$ ) суммировались с высотами ЦМР, в итоге была построена карта абсолютных высот поверхности наблюдений магнитного поля  $S_0$ . Колебания отметок поверхности  $S_0$  лежат в диапазоне от 232 до 861 м.
4. С использованием матриц  $\Delta T$  и  $S_0$  была построена аппроксимация, т. е. определена намагничен-

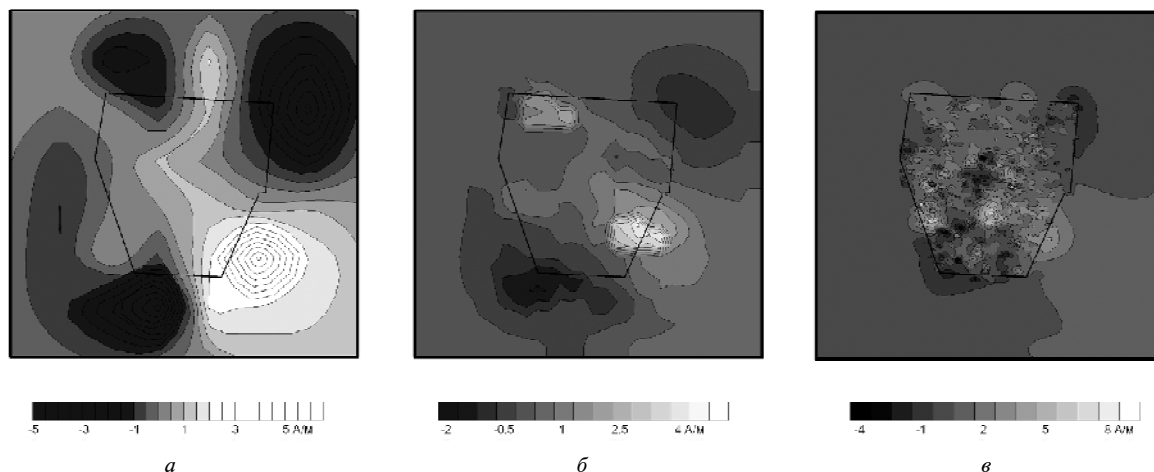


Рис. 6. Карты эффективной намагниченности слагающих рельеф горных пород, построенные с использованием БВП. Юнаринская площадь. Разномасштабные приближения  $J_{эф}$ : а – уровень 1 (сеть 36,5×36,5 км); б – уровень 3 (сеть 8,25×8,25 км); в – уровень 6 (сеть 1×1 км)

ность  $J$  сеточной модели источников. За 9 итераций была достигнута высокая точность решения СЛАУ:  $F2 = \pm 0,50$  нТл,  $FM = 1,65$  нТл; время вычислений составило 1 ч 14 мин. Параметр  $F2$  – величина среднеквадратического расхождения наблюдаемого и модельного магнитных полей (евклидова метрика); параметр  $FM$  – величина максимального (по модулю) расхождения полей в отдельной точке (метрика Чебышева).

5. Вычислялся ряд трансформант магнитного поля: вертикальная составляющая поля  $\Delta Z$  на уровне 900 м; эта же составляющая на уровне 5000 м; 1-я вертикальная производная на уровне 2000 м; псевдогравитационное поле  $\Delta g_{ps}$  на уровне 900 м.
6. Был выполнен расчет топопоправок  $\delta Z_p$  при постоянной намагниченности слагающих рельеф горных пород  $J = 1$  А/м на уровне 900 м, в пределах области задания исходного поля (матрицы  $\Delta T$ ). Размер скользящего окна («радиус учета влияния рельефа») составил 25 км.
7. Проводилась экстраполяция значений магнитного поля  $\Delta Z$  и топопоправок  $\delta Z_p$  за пределы изучаемой площади с помощью эквивалентных источников. Матрицы экстраполированных значений имеют размеры  $m = 512$  строк,  $n = 512$  столбцов.
8. Было выполнено определение намагниченности горных пород верхней части разреза тремя различными способами:
  - методом БВП при фиксированных порогах усечения вейвлет-ряда на разных уровнях (для  $\Delta Z - 10$ , для  $\delta Z_p - 2$  нТл);
  - методом БВП при плавающих порогах усечения вейвлет-ряда на разных уровнях (для  $\Delta Z - SKO/2$ , для  $\delta Z_p - SKO/4$ );
  - путем построения регрессионной зависимости в скользящем окне размером 17×17 точек при уровне значимости 95 %.

При выполнении БВП количество отбрасываемых коэффициентов для обоих парамет-

ров превысило 80 %, т. е. анализировались «ярко выраженные» сингулярности полей. На рис. 6 приведены результаты определения  $J_{эф}$  на различных масштабах при фиксированных порогах усечения вейвлет-ряда. Во всех случаях использовались сглаживание и процедура «ураган» для результативных значений. Количество точек, в которых отмечалось наличие грубых погрешностей, не превышало 0,02 % общего числа. Для всех петромагнитных моделей диапазоны распределения эффективной намагниченности согласуются с априорными сведениями, а пространственные распределения  $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$  обладают заметными чертами сходства. Следует добавить также, что при БВП удалось получить петромагнитную характеристику верхней части разреза для значительно большей части исследуемой площади, так как возможности регрессионного метода в физико-геологических условиях Юнаринской площади весьма ограничены.

9. Для всех трех вариантов намагниченности рельефа  $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$  с использованием программы TRPMAG вычислялись топопоправки на уровне 900 м, которые затем исключались из исходного поля  $\Delta Z$  (также заданного на высоте 900 м). При этом заметно изменялась морфология исходного поля (рис. 7).
10. Для каждого из редуцированных полей вновь строились серии трансформант, которые рассматривались как характеристики аномальных объектов, не имеющих выраженной связи с особенностями резко расчлененного рельефа земной поверхности; эти характеристики затем использовались для последующей геологической интерпретации магнитного поля.

**Заключение.** В условиях юга Сибирской платформы учет влияния рельефа на геомагнитные особенно актуален, так как здесь нередко встреча-

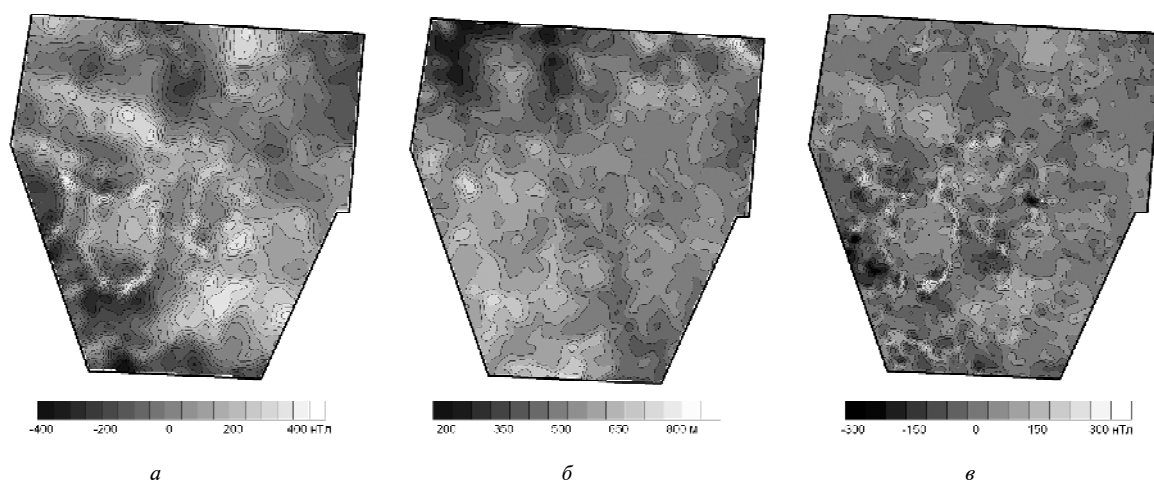


Рис. 7. Наблюдаемое магнитное поле  $\Delta T$  (а), рельеф местности (б) и магнитное поле  $\Delta Z$  на уровне 900 м с введенными поправками за рельеф  $\delta Z_p$  при переменной по латерали эффективной намагниченности (в). Юнаринская площадь

ется «островное» развитие траппов среди практически немагнитных осадочных пород. Особенность пород трапповой формации – высокая изменчивость петромагнитных характеристик, в частности, естественная остаточная намагниченность  $J_n$  пород может быть как прямой, так и обратной. Все эти факторы влекут за собой весьма сложный характер магнитного поля, обусловленного верхней частью геологического разреза, затушевывающий эффекты от залегающих ниже объектов.

Разработана компьютерная технология, предназначенная для подавления магнитных аномалий «рельефной» природы, которая включает в себя программы: вычисления топопоправки  $\delta Z_p$  путем решения прямой задачи от ЦМР; аппроксимации магнитного поля  $\Delta T$  или  $\Delta Z$  полем элементарных источников и восстановления поля или его трансформант; определения намагниченности горных пород рельефа на основе БВП и статистического анализа  $\Delta T_{\text{наб}}$  и  $\delta Z_p$  в скользящем окне; экстраполяции магнитного поля  $\Delta Z$  и восстановления его на заданной поверхности.

Предлагается новый метод определения эффективной намагниченности горных пород в естественном залегании, использующий БВП поля  $\Delta Z$  и топопоправок  $\delta Z_p$  (вычисленных при постоянной намагниченности  $J_0 = \text{const}$ ). Пространственное совпадение сингулярностей этих сигналов на различных масштабах их представления позволяет проводить приближенное определение  $J_{\text{эф}}$  как функции аргумента  $\Delta Z / \delta Z_{\text{эф}}$ .

Получены практические результаты, свидетельствующие о возможности применения представленного в статье подхода к учету влияния пород трапповой формации на результаты АМС при дальнейших исследованиях.

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

1. *Методические рекомендации по средне- и крупномасштабной магнитной картографии.* – Л.: НПО «Рудеофизика», 1990. – 84 с.
2. Долгаль А.С., Христенко Л.А. Учет влияния рельефа при обработке магниторазведочных данных // Геофизика. – 1997. – № 1. – С. 51–57.
3. Долгаль А.С. Определение поправок за влияние рельефа местности при магнитной съемке // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. – Красноярск, 2001. – С. 183–189.
4. Долгаль А.С., Марушко Г.В., Коцур О.С., Марушко Г.Н. Технология выделения локальных магнитных аномалий в условиях горного рельефа // Геофизика. – 2002. – № 6. – С. 58–67.
5. *Магниторазведка: Справочник геофизика* / Под ред. Б.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. – 470 с.
6. Иванов В.К. Учет влияния рельефа при магниторазведке // Разведка и охрана недр. – 1977. – № 5. – С. 42–47.
7. 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.
8. Нусипов Е.Н., Ахметов Е.М. Учет влияния рельефа в магниторазведке // Развитие методов обработки и интерпретации геофизической информации. – Алматы: Казах. политехн. ин-т, 1991. – С. 60–70.
9. Булах Е.Г., Шуман В.Н. Основы векторного анализа и теория поля. – Киев: Наук. думка, 1998. – 359 с.
10. Аронов В.И. Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. – М.: Недра, 1976. – 131 с.
11. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризации залежей нефти и газа на ЭВМ. – М.: Недра, 1990. – 300 с.
12. Долгаль А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач // Геофиз. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 71–80.
13. Миков Б.Д., Соловьев О.А. Пересчет магнитного поля со сложного рельефа местности на плоскость путем подбора промежуточной модели // Исследование ста-



- тистических и функциональных линейных связей в гравиразведке и магниторазведке. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. — С. 102–107.
14. *Старостенко В.И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. — Киев: Наук. думка, 1978. — 227 с.
  15. *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.
  16. *Булах Е.Г.* Обратная задача магнитометрии в связи с построением аналитической модели исходного поля // Докл. НАН Украины. — 2000. — № 9. — С. 115–119.
  17. *Долгаль А.С.* Оценка точности учета влияния рельефа местности при гравиметрической и магнитной съемках // Докл. Академии наук. — 1997. — 354, № 3. — С. 389–391.
  18. *Дремин И.М., Иванов О.В., Нечитайло В.А.* Вейвлеты и их использование // Успехи физ. наук. — 2001. — 171, № 3. — С. 465–501.
  19. *Дьяконов В.П.* Вейвлеты. От теории к практике. — М: СОЛОН\_Р, 2002. — 448 с.
  20. *Столиц Э., ДеРоуз Т., Салезин Д.* Вейвлеты в компьютерной графике: Пер. с англ. — Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2002. — 272 с.
  21. *Вахромеев Г.С.* Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. — М.: Недра, 1973. — 152 с.

*Поступила в редакцию 25.02.2008 г.*