DOI: 10.25698/UGV.2018.1.7.49 УДК 550.83

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТАРАТАШСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (Южный Урал)

Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В пределах северной части Башкирского мегаантиклинория наблюдается крупная магнитная аномалия, эпицентр которой расположен над Тараташским выступом. В работе, для того чтобы уточнить природу магнитных аномалий, проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля. Выделены аномалии от различных слоев земной коры и построены модели источников. Согласно распределению источников можно сделать вывод, что верхний комплекс в Тараташском антиклинории – это приподнятая часть глубинного базит-ультрабазитового пояса Восточно-Европейской платформы.

Тараташский антиклинорий, земная кора, базит-ультрабазитовый пояс, магнитная аномалия, интерпретация, моделирование.

MAGNETIC ANOMALIES AND MODEL OF THE EARTH'S CRUST OF THE TARATASH ANTICLINORIUM (Southern Urals)

Fedorova N.V., Rublev A.L., Muravyev L.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Within the northern part of the Bashkir megaanticlinoria, a large magnetic anomaly is observed, the epicenter of which is located above the Taratashsky protrusion. In work, in order to clarify the nature of the magnetic anomalies, the structural features of the anomalous magnetic field were studied. Anomalies from various layers of the earth's crust are identified and source models are constructed. According to the distribution of sources, it can be concluded that the upper complex in the Taratash anticlinorium is an elevated part of the deep basic-ultrabasic belt of the East European platform.

Taratash anticlinorium, earth's crust, basic-ultrabasic belt, magnetic anomaly, interpretation, modeling.

Введение

В пределах северной части Башкирского мегаантиклинория, сложенного мощным комплексом (5–10 км) почти неметаморфизованных терригенно-карбонатных отложений рифея и венда, в Тараташском антиклинории на поверхность выведены древнейшие на Урале метаморфические горные породы. По современным оценкам возраст субстрата достигает 3500 млн лет (Краснобаев и др., 2011; Степанов, Ронкин, 2016). Протяженность Тараташского антиклинория 40–45 км и ширина 12–15 км. Скважина, пробуренная в 5 км от западного края антиклинория, под гнейсами и мигматитами нижнего докембрия вошла на глубине 1000 метров в породы девона. Однако скважина, пробуренная в 15 км от западного края антиклинория, до глубины 5 км не вышла из рифея (Милановский, 1989).

По набору пород и особенностям наиболее раннего гранулитового метаморфизма (около 2700 млн лет) тараташский комплекс близок к древнейшим гранулитовым формациям Восточно-Европейской (ВЕП) и Сибирской платформ. Поэтому многие исследователи полагают, что комплекс представляет собой выступ дорифейского фундамента Русской платформы (Гарань, 1969; Соболев, 1969; Ленных и др., 1978; Милановский, 1989 и др.).

В работе (Дружинин и др., 1990) приведены результаты исследований на Тараташском профиле ГСЗ, и авторы пришли к выводу, что «граница ВЕП проходит западнее тараташского комплекса по Яман-тауской зоне глубинных разломов, разделяющих две платформы: ВЕП и Сибирскую (Западно-Сибирский кратон)» и «тараташский комплекс может быть приподнятой структурой восточной платформы, а не ВЕП».

Сторонники шарьяжной теории счита-

ют, что структура Башкирского антиклинория представляет собой серию тектонических чешуй, объединяемых в ряд крупных тектонических пластин и покровов, перемещенных с востока на запад (Камалетдинов, 1974; Казанцева и др., 1986). Тараташская структура расположена в тектоническом покрове с горизонтальной амплитудой не менее 20 км, фронтальная часть которого выделяется как Сулиинский надвиг.

В пределах северной части Башкирского мегаантиклинория наблюдается крупная магнитная аномалия, эпицентр которой расположен над Тараташским выступом. Для того чтобы уточнить природу магнитных аномалий, в работе было проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля, выделены аномалии от различных слоев земной коры и построены модели источников.

Методика и результаты выделения аномалий от слоев земной коры

Аномальное магнитное поле имеет интегральный характер и содержит составляющие от всех источников, расположенных в верхней литосфере. Для выделения аномалии от источников в различных слоях земной коры была использована методика, основанная на повысотных пересчетах (Мартышко и др., 2016). Как правило, на открытых территориях наибольший вклад вносят приповерхностные массивы. Интенсивность аномалий значительно снижается при удалении от локальных источников. С увеличением расстояния R от источника магнитное поле затухает по закону – $1/R^3$. Если источники вблизи поверхности создают магнитные аномалии 200–1000 нТл, то на высоте 5 км интенсивность аномалии будет меньше 1–8 нТл, т. е. их величина становится сравнима с погрешностью наблюдений.

Задача выделения эффекта от локальных источников, расположенных в горизонтальном слое от земной поверхности до некоторой глубины H, решалась в несколько этапов. На первом этапе наблюденное магнитное поле с помощью численного метода пересчитывалось вверх на высоту H. Для того чтобы окончательно избавиться от влияния источников в верхнем слое, пересчитанное вверх поле аналитически продолжалось вниз на глубину H. Поскольку задача пересчета поля вниз относится к классу некорректно поставленных задач, то при вычислениях использовался метод с применением регуляризации. Выбор параметра регуляризации описан в работе (Федорова и др., 2015).

На следующем этапе поле пересчитывалось вновь вверх на уровень дневной поверхности $h = 0$. Полученное трансформированное поле можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы H. После вычисления разности наблюденного и трансформированного полей получаем аномалии от локальных источников, расположенных в верхнем слое. С помощью вычислений для разных значений высоты H можно получить аномалии от источников, расположенных в различных горизонтальных слоях.

При изучении крупных территорий приходится задавать большие массивы данных, что приводит к значительным затратам времени при вычислениях на однопроцессорных компьютерах. Использование параллельных алгоритмов для многопроцессорных вычислительных систем значительно сокращает время расчетов. Создана новая компьютерная технология, основанная на параллельных вычислениях. Описание математического аппарата и алгоритмов параллельных вычислений приведено в работах (Мартышко и др., 2012; 2014). Результаты применения разработанной технологии для Приполярного сектора Евразии опубликованы в статьях (Федорова и др., 2015; 2017).

На Южном Урале разработанная компьютерная технология применена для изучения структуры аномального магнитного поля на площади 100×150 км. Были использованы цифровые данные карты (Чурсин и др., 2008). С помощью трансформаций для высот пересчета $H = 5$ км выделены аномалии от намагниченных массивов в верхнем слое земной коры. Для источников магнитного поля, расположенных в гранитном слое, расчеты проведены

для H = 10 км и H = 20 км. Распределение аномалий позволяет проследить связь приповерхностных массивов с глубинными структурами. Карта аномального магнитного поля и карты разделенных аномалий приведены на рис. 1 (цветная вкладка).

В западной части площади мощность осадочного чехла по сейсмическим данным превышает 5 км (Дружинин и др., 1990) и поэтому в верхнем слое до границы с Тараташско-Курагайским разломом, в основном, отсутствуют интенсивные магнитные аномалии (см. рис. 1*б*, *в,* цветная вкладка). К северо-западу от Тараташского антиклинория интенсивная аномалия наблюдается над массивом серпентинитов в Нязепетровском районе. Одни и те же разломы в разных источниках имеют разные названия. Так, например, Тараташско-Курагайский разлом на разрезе сейсмического профиля МОВ обозначен как Бардымский (Нечеухин и др., 1986), часто его обозначают как Зильмердаксий. В нашей работе положение разломов и их названия приведены в соответствии с данными геологических карт третьего поколения (Государственная … , 2013а; 2013б).

В пределах Тараташского антиклинория магнитные аномалии присутствуют на всех картах (см. рис. 1*б*, *в*, *г,* цветная вкладка). Источниками аномалий могут быть как древние архейско-протерозойские породы, так и более молодые магматические образования ордовика, которые выявлены при геологических съемках. В верхнем слое вклад в магнитные аномалии могут вносить пласты железистых кварцитов. Наземной съемкой над рудными телами выявлены высокоинтенсивные аномалии до 25000 нТл (Формации … , 1984). Поскольку мощность рудных пластов небольшая (не превышает нескольких десятков метров) и аномалии имеют сравнительно небольшие размеры, то интенсивность этих аномалий быстро уменьшается с высотой. По данным аэромагнитной съемки максимальное значение аномалий не превышает 1200 нТл.

Отметим, что локальные аномалии от приповерхностного слоя прослеживаются за границы Тараташского антиклинория в юго-западном направлении (см. рис. 1*б,* цветная вкладка), и это свидетельствует о том, что под осадочными покровами комплекс протягивается еще на 5–10 км. На карте магнитных аномалий от слоя 5–20 км (см. рис. 1*в*, цветная вкладка) отчетливо выделяется линейная аномалия, которая протягивается от Тараташского антиклинория в западном направлении до Предуральского краевого прогиба Восточно-Европейской платформы. В этой части исследуемой площади южный фланг региональной магнитной аномалии также вытянут в западном направлении. Эпицентр аномалии находится в пределах тараташского комплекса, поэтому в дальнейшем мы будем эту региональную аномалию также называть Тараташской.

Методика преобразования «к полюсу»

При выполнении магнитных съемок в основном использовалась аппаратура, измеряющая абсолютные значения модуля геомагнитной индукции T, поэтому аномальное магнитное поле литосферы представлено модульными значениями ΔT_a. Поскольку ΔT_a не гармоническая функция, то для корректного применения методов решения обратных задач магнитометрии нужно определить вертикальную компоненту Z. Вычислительные процедуры значительно упрощаются, если источники аномалий имеют вертикальную намагниченность. В геофизической литературе преобразование компоненты Z в Z_v (для вертикальной намагниченности всех источников) часто называют приведением к полюсу (Магниторазведка, 1990).

Разработан алгоритм вычисления прямоугольных компонент аномального магнитного поля X, Y, Z по распределению аномалий модуля индукции ΔT_a. Преобразование основано на аппроксимации данных ΔT_a набором полей от сингулярных источников. В качестве модельных источников использован набор стержней, однородно намагниченных вдоль источника или по нормальному полю Земли. Направление нормального поля для такого преобразования задавалось в зависимости от гео-

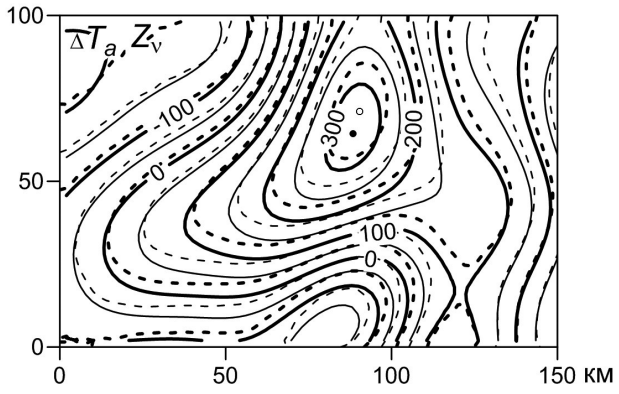


Рис. 2. Региональная Тараташская аномалии ΔT_a (сплошные линии) и ее вертикальная компонента (пунктирные линии).
Изолинии проведены через 50 нТл

графических координат по модели главного геомагнитного поля IGRF 1965 г. Проведено исследование применимости различных методов нелинейной оптимизации для решения данной задачи. Метод реализован с помощью технологии параллельных вычислений на графическом процессоре NVidia (Бызов, Муравьев, 2015; Бызов и др., 2017).

Для исследуемой территории Южного Урала выполнена аппроксимация магнитного поля и определена вертикальная составляющая Z. Затем выполнены вычисления компоненты Z_v при вертикальной намагниченности всех источников. Несмотря на то, что исследования проводятся для региона, в котором направление вектора геомагнитного поля близко к вертикальному (наклонение 70–74°), между аномалиями ΔT_a и Z_v наблюдаются значительные расхождения. Наиболее наглядно это можно продемонстрировать для региональных магнитных аномалий (рис. 2). Аномалии Z_v смещены к северо-северо-востоку относительно аномалий ΔT_a, причем расстояния между положением соответствующих экстремумов достигают 5–10 км. Для Тараташской региональной аномалии максимальные значения составляют: ΔT_a = 326 нТл и Z_v = 333 нТл, а расстояние между эпицентрами превышает 8 км.

Моделирование источников магнитных аномалий

Для трехмерной интерпретации аномалий магнитного поля мы использовали модифицированный метод локальных поправок (Мартышко и др., 2010; 2014). Метод разработан для решения обратной задачи магнитометрии для слоистой модели и позволяет определить геометрию контактной поверхности раздела между двумя слоями при заданных значениях однородной вертикальной намагниченности в слоях и глубине до второго слоя. Алгоритм основан на итерационном способе вычисления границы, что позволяет быстро решать объемные задачи.

Для исследуемой территории Южного Урала проведено численное моделирование источников. При задании физических свойств мы основывались на результатах петрофизических исследований. Для горных пород основного и ультраосновного состава Тараташского комплекса петрофизические исследования показали, что значения магнитной восприимчивости колеблются в пределах $2000–5000\times10^{-5}$ ед. СИ, достаточно высокие значения получены для гранитных мигматитов, гнейсов, сланцев $1000–3000\times10^{-5}$ ед. СИ (Плохих и др., 1988). Сведения по измерениям остаточной намагниченности весьма скудные, но принимая во внимание, что для магнитных образцов горных пород значение фактора Кенингбергера, как правило, меньше 1, мож-но оценить, что остаточная намагниченность не превышает 1–2 А/м.

По результатам исследований в скважинах глубиной до 1000 м Северо-Тараташского участка следует, что породы, обладающие высокой магнитной восприимчивостью ($2000–8000\times10^{-5}$ ед. СИ), имеют преимущественно индуцированную намагниченность (Белоглазова и др., 2017).

Осадочный и верхний кристаллический (гранитный) слои земной коры характеризуются низкой средней намагниченностью и не вносят заметного вклада в региональные аномалии. Магнитные блоки в гранитном слое Уральских структур по результатам моделирования для профилей ГСЗ имеют интегральную намагниченность в пределах 2–3 А/м (Федорова, Колмогорова, 2013; Колмогорова, Федорова, 2015). Исследования региональных маг-

нитных аномалий показали, что они могут создаваться вариациями поверхности базальтового слоя земной коры и намагниченность оценена ~3 А/м. (Федорова и др., 2013; 2017).

На Тараташском профиле ГСЗ мощность осадочного слоя в башкирском мегаантиклинории составляет 5–7 км. Граница третьего сейсмоструктурного этажа (базальтового слоя) проходит на глубинах от 14 до 26 км, причем подъемы до 14 км происходят в Центрально-Уральском и Восточно-Уральском поднятиях (Дружинин и др., 1990). Средняя глубина до базальтового слоя – 18–20 км. Эти значения были использованы для трехмерного моделирования.

Результаты моделирования в виде трехмерного рельефа приведены на рис. 3 (цветная вкладка). Поверхность нижнего базальтового слоя земной коры поднимается в Тараташском антиклинории до 14 км (рис. 3*в*, цветная вкладка). Выше в пределах Башкирского мегаантиклинория выделены два дугообразных пояса. Один пояс начинается в северной части Уфимского (Западно-Уфалейского) разлома и проходит непосредственно под Тараташским антиклинорием, а второй расположен к западу от него. Оба пояса простираются в сторону Предуральского прогиба в юго-западном направлении, и их положение не согласуется с простиранием Тараташско-Курагайского разлома. Под Зюраткульским разломом также протягивается глубинный пояс, который смещен к востоку относительно верхних Кусино-Копанских интрузивных массивов. Между Зюраткульским и главным Уральским разломами в гранитном слое отсутствуют магнитные источники.

Как следует из результатов моделирования, в Тараташском антиклинории магнитные блоки в верхнем слое находятся непосредственно над подъемом базальтового слоя и выступающего над ним в гранитном слое базит-ультрабазитового пояса. Поэтому вряд ли здесь были крупные горизонтальные перемещения с востока на запад верхних комплексов.

Выводы

В результате применения современных компьютерных технологий для территории Южного Урала в окрестности Тараташского антиклинория выделены магнитные аномалии от различных слоев земной коры и построены соответствующие им модели источников аномалий. Согласно распределению источников можно сделать вывод, что верхний комплекс в Тараташском антиклинории – это приподнятая часть глубинного базит-ультрабазитового пояса Восточно-Европейской платформы.

Литература

Бызов Д.Д., Муравьев Л.А. Вычисление вертикальной компоненты геомагнитного поля с помощью аппроксимации его модуля системой намагниченных отрезков // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 24–28.

Бызов Д.Д., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Аппроксимационный метод приведения магнитных данных к полюсу // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 43-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2017. С. 326–330.

Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. Геодинамическая обстановка Северо-Тараташского участка по геофизическим исследованиям скважин // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1(29). С. 60–65.

Гарань М.И. Верхний докембрий. Эокембрий (венд) – нижний кембрий // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1969. С. 70–132.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение) N41. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013а.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение) N40. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013б.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Кашубин С.Н., Рыбалка В.М. Новые данные о глубинном строении северной части Южного Урала в сечении Тараташского про-

филя ГСЗ // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 121–125.

Казанцева Т.Г., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Надвиговые структуры Башкирского антиклинория и Предуральского прогиба // Шарьяжное строение Урала и других складчатых областей. Уфа: ИГ Башкирский филиал АН СССР, 1986. С. 32–44.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Бережная Н.Г., Нехорошева А.Г. Цирконология железистых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале // ДАН. 2011. Т. 437. № 6. С. 803–807.

Колмогорова В.В., Федорова Н.В. Результаты моделирования глубинного строения земной коры уральской части геотраверса Кварц // Геофизика. 2015. № 6. С. 67–82.

Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология железорудных месторождений тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ, 1978. С. 3–45.

Магниторазведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 470 с.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2016. 94 с.

Мартышко П.С., Рублев А.Л., Федорова Н.В. Метод нахождения поверхностей намагниченных слоев земной коры // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 61–66.

Мартышко П.С., Рублев А.Л., Пьянков В.А. Применение метода локальных поправок для структурных задач магнитометрии // Геофизика. 2010. № 4. С. 3–8.

Мартышко П.С., Фёдорова Н.В, Гемайдинов Д.В. Применение параллельных алгоритмов вычислений при изучении структуры аномального магнитного поля Урала // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 201–203.

Мартышко П.С., Федорова Н.В, Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Изучение структурных особенностей гравитационного и магнитного полей литосферы с использованием параллельных алгоритмов // Физика Земли. 2014. № 4. С. 50–55.
DOI: 10.7868/S0002333714040097.

Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 2. М.: МГУ, 1989. 271 с.

Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б. Глубинное строение, тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 107 с.

Плохих Н.А., Ананьева Е.М., Васильев Г.П., Власова Н.В., Глухих И.И., Каплун В.Е., Кокшаров А.А., Кунщиков Б.В., Меньшиков Ю.П., Плохих Г.П., Пунегов Б.Н., Рыжий Б.П., Сапожников В.М., Филатов В.В., Шапиро ВА., Экштейн Г.И. Петрофизические методы поисков и изучения железнорудных месторождений на Урале. Свердловск: РИО Упрполигрфиздата, 1988. 228 с.

Соболев И.Д. Основные черты геологического строения. Краткий очерк тектонического развития // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 12. С. 220–240.

Степанов А.И., Ронкин Ю.Л. Изотопная геохронология древнейших магматических и метаморфических комплексов зоны Зюраткульского разлома (Южный Урал) // Труды ИГГ УрО РАН, 2016. В. 163. С. 178–184.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В. Модели распределения намагниченности и скорости продольных волн в земной коре Тимано-Печорского и Северо-Уральского регионов // Литосфера. 2013. № 5. С. 160–169.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Рублев А.Л., Цидаев А.Г. Магнитная модель северо-восточной части Европы // Геофизические исследования. 2013.Т. 14. № 2. С. 25–37.

Федорова Н.В., Мартышко П.С, Гемайдинов Д.В., Рублев А.Л. Компьютерная технология выделения магнитных аномалий от слоев земной коры и результаты ее применения для северной части Евразии // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 58–66.

Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А., Колмогорова В.В. Магнитные аномалии и модель распределения намагниченности в земной коре приполярного и полярного секторов Уральского региона // Геофизический журнал. 2017. Т. 39. № 1. С. 111–122.

Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов. Свердловск: УНЦ РАН СССР, 1984. 264 с.

Чурсин А.В., Прутьян А.М., Федорова Н.В. Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ // Литосфера. 2008. № 6. С. 63–72.

К статье: Федорова Н.В., Рублев А.Л., Муравьев Л.А. – «Магнитные аномалии и модель строения земной коры Тараташского антиклинория (Южный Урал)»

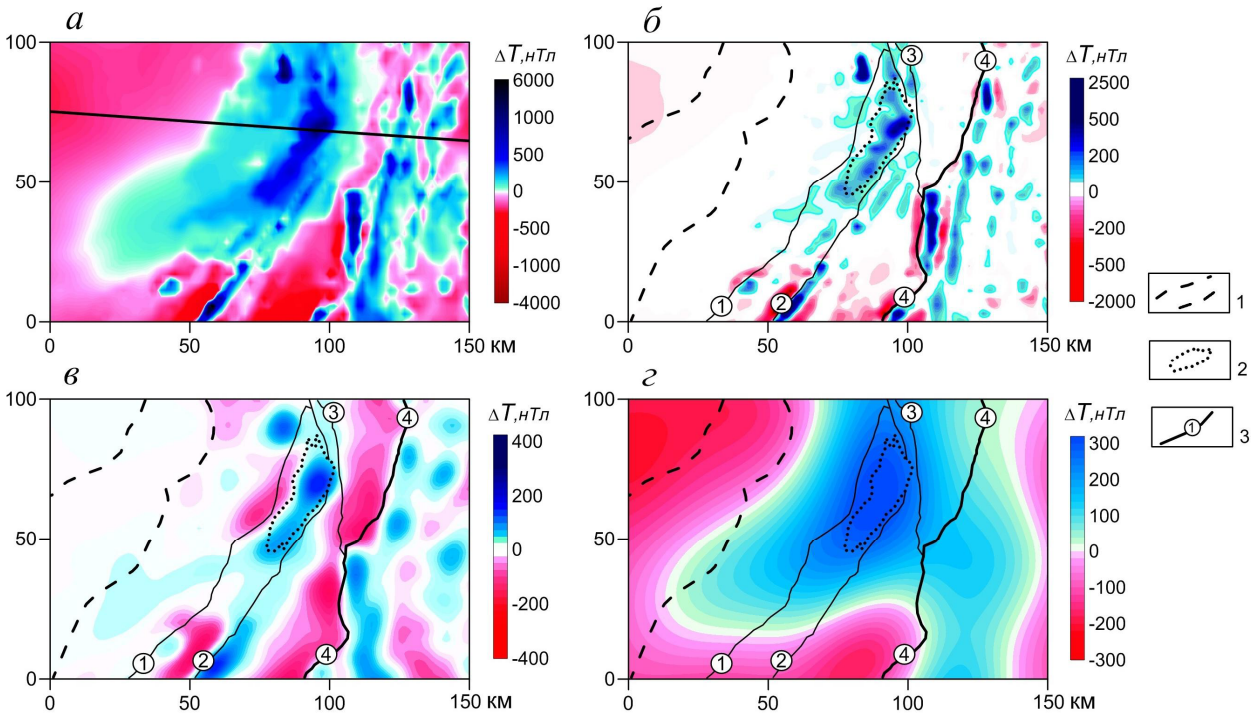


Рис. 1. Карты аномального магнитного поля (*а*) и выделенных аномалии от слоев земной коры для глубин 0–5 км (*б*), 5–20 км (*в*) и региональных аномалий (*г*). Положение Тараташского профиля ГСЗ показано сплошной линией на карте (*а*)

Обозначения: 1 – границы Предуральского прогиба; 2 – контуры Тараташского антиклинория; 3 – глубинные разломы: 1– Тараташско-Курагайский (Зильмердаксий), 2 – Караташско-Зюраткульский, 3 – Уфимский (Западно-Уфалейский) 4 – Главный Уральский

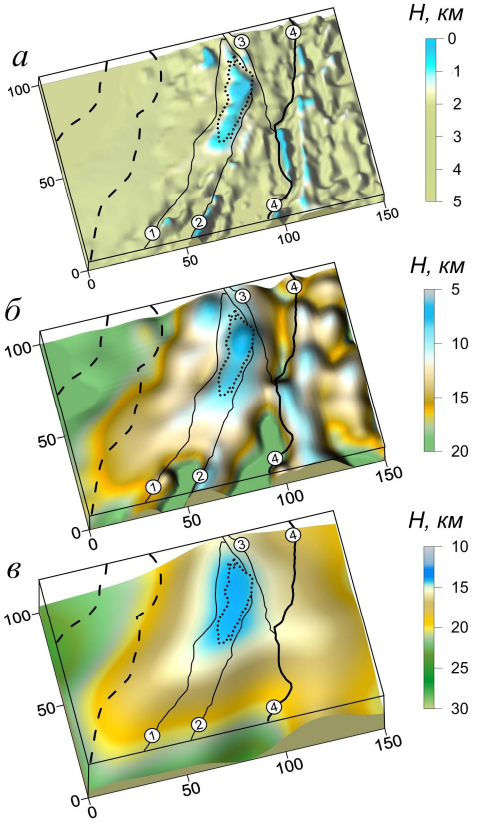


Рис. 3. Результаты моделирования источников магнитных аномалий: в верхнем слое до глубины 5 км (*а*), в слое от 5 до 20 км (*б*) и поверхность базальтового слоя (*в*).

Обозначения глубинных разломов см. рис. 1