

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Н.В. Федорова, А.Л. Рублев

Институт геофизики УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, Россия

С помощью новых компьютерных технологий для северной части Южного Урала проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля, выделены магнитные аномалии от различных слоев земной коры и построены соответствующие им объемные модели источников аномалий — границы базит-ультрабазитовых массивов, глубинных поясов и базальтового слоя.

Новые результаты строения земной коры Южного Урала дают возможность уточнить положение глубинных разломов и их связь с глубинными базит-ультрабазитовыми поясами. Для крупных гипербазитовых массивов выявлены глубинные корневые блоки. В пределах Тараташского антиклинория построены модели источников магнитных аномалий позволяют сделать вывод, что древнейший на Урале тараташский комплекс — это приподнятая часть глубинного базит-ультрабазитового пояса Восточно-Европейской платформы.

Земная кора, магнитная аномалия, моделирование, базит-ультрабазитовый массив, Южный Урал.

NUMERICAL MODELING OF THE SOURCES OF MAGNETIC ANOMALIES IN THE SOUTH URALS EARTH'S CRUST

N.V. Fedorova and A.L. Rublev

Using new computer technologies for the northern part of the South Urals, the structural features of the anomalous magnetic field have been studied, magnetic anomalies from different layers of the Earth's crust have been identified, and corresponding volume models of the sources of anomalies (the boundaries of basite-ultrabasite massifs, deep-seated belts, and basalt layer) have been constructed.

The new data on the structure of the South Urals Earth's crust make it possible to clarify the position of deep faults and their connection with deep-seated basite-ultrabasite belts. Deep-seated root blocks have been identified for large hyperbasite massifs. Within the Taratash anticlinorium, the constructed models of the sources of magnetic anomalies allow us to conclude that the oldest Taratash complex in the Urals is an elevated part of the deep-seated basite-ultrabasite belt of the East European Platform.

Earth's crust, magnetic anomaly, modeling, basite-ultrabasite massifs, South Urals

ВВЕДЕНИЕ

Развитие геофизических методов моделирования источников гравитационных и магнитных полей для больших массивов данных позволяет перейти от изучения глубинного строения литосферы вдоль профилей ГСЗ к объемным моделям. В данной работе на основе новых компьютерных технологий проведена интерпретация магнитного поля, построены объемные источники аномалий и получены новые результаты о строении земной коры северной части Южного Урала. Район исследования охватывает складчатую область Урала и прилегающие структуры Восточно-Европейской платформы (рис. 1). Тектоническая схема на рис. 1 и названия глубинных разломов приведены в соответствии с данными геологических карт N-40 и N-41 третьего поколения [Государственная..., 2013а, б]. Глубинное строение ряда геологических комплексов этого района и история их формирования являются дискуссионными по сей день.

В пределах северной части Башкирского мегаантиклинория, сложенного мощным комплексом почти не метаморфизованных 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 составляет 40—45 км и его ширина достигает 12—15 км. По набору пород и особенностям наиболее раннего гранулитового метаморфизма (около 2700 млн лет) тараташский комплекс близок к древнейшим гранулитовым формациям Восточно-Европейской и

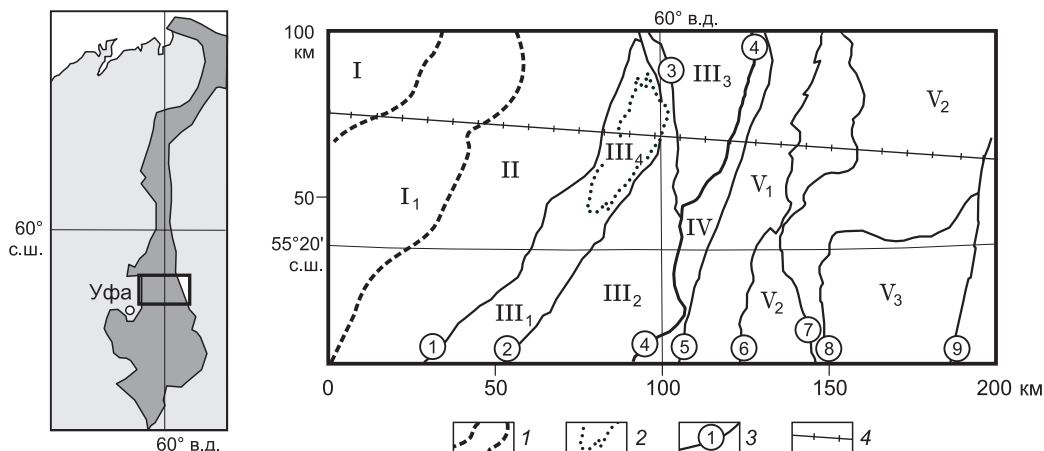


Рис. 1. Тектоническая схема изучаемого района Южного Урала.

I — границы Предуральского прогиба; *2* — контуры Тараташского антиклинория; *3* — глубинные разломы и их номера; *4* — Тараташский профиль ГСЗ.

Тектонические структуры: *I* — Восточно-Европейская платформа (Русская плита), *I*₁ — Предуральский прогиб, *II* — Западно-Уральский мегамоноклиний, *III* — Центрально-Уральский мегаантиклинорий (*III*₁ — Зилаирский синклиний, *III*₂ — Башкирский антиклинорий, *III*₃ — Уфалейский антиклинорий), *III*₄ — Тараташский антиклинорий, *IV* — Тагило-Магнитогорский мегаинклиний, *V* — Восточно-Уральский мегаантиклинорий (*V*₁ — Сысертско-Ильменогорский антиклинорий, *V*₂ — Алапаевско-Сухтелинский синклиний, *V*₃ — Челябинско-Суондукский антиклинорий). Разломы: *1* — Тараташско-Курагайский (Зильмердакский), *2* — Караташско-Зюраткульский, *3* — Уфимский (Западно-Уфалейский), *4* — Главный Уральский, *5* — Миасский, *6* — Мурзинский, *7* — Аргаяшский, *8* — Ильменогорский, *9* — Челябинско-Алапаевский.

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.].

Сейсмические исследования в этом регионе были проведены по широтному направлению методом отраженных волн (МОВ) на Тараташском профиле до глубины 12 км [Нечеухин и др., 1986] и до глубины 70 км на одноименном профиле ГСЗ [Дружинин и др., 1990], а также на меридиональном профиле ГСЗ Нижняя Тура—Орск [Дружинин и др., 1985]. На глубинном разрезе Тараташского профиля ГСЗ [Дружинин и др., 1990] построены основные сейсмические границы земной коры: *K*₁ — поверхности кристаллического фундамента и *M* — верхней мантии. Определены промежуточные границы в коре: *K*₀₁ — второго сейсмоструктурного этажа (или древнего фундамента), *K*₂ — третьего сейсмоструктурного этажа (протофундамента или базальтового слоя), *K*—*M* — переходной зоны между корой и мантией. Мощность осадочного покрова в западной части профиля достигает 5 км с небольшими колебаниями в отдельных местах от 4 до 8 км. Граница *K*₀₁ залегает на глубинах 8—13 км, в среднем на 4—5 км глубже, чем считалось до проведения сейсмических исследований. Поверхность *K*₂ расположена на глубинах от 14 до 30 км, средняя глубина составляет 18—20 км, подьемы до 14 км происходят в Центрально-Уральском и Восточно-Уральском поднятиях. В западной части профиля под структурами Восточно-Европейской платформы (ВЕР) глубина до верхней мантии варьирует от 35 до 40 км, медленно увеличивается до 45 км под Западно-Уральской зоной складчатости и Центрально-Уральским поднятием. Затем под Магнитогорским прогибом и Восточно-Уральским поднятием подошва земной коры резко погружается до 60—65 км и поднимается до 45—50 км в Восточно-Уральском прогибе. На сейсмический разрез нанесены многочисленные разломы как в верхней коре, так и глубинные, секущие всю земную кору и даже верхнюю мантию до глубины 70—80 км.

В результате комплексных геолого-геофизических исследований авторы работы [Дружинин и др., 1990, с. 125] пришли к выводу, что граница ВЕР проходит западнее тараташского комплекса по Ямантауской зоне глубинных разломов, разделяющих две платформы: ВЕР и Сибирскую (Западно-Сибирский кратон), и «тараташский комплекс может быть приподнятой структурой восточной платформы (Сибирской), а не ВЕР. ... На больших глубинах под ним находятся мегакомплексы восточной окраины ВЕР, которые распространяются на 30—40 км восточнее по отношению к западной границе тараташского комплекса по верхним структурам».

Скважина, пробуренная в ядре Тараташской антиклинали в 5 км от западного края, под гнейсами и мигматитами нижнего докембрия вошла на глубине 1000 м в породы девона. Однако скважина, пробуренная в 15 км от западного края антиклинория, до глубины 5 км не вышла из рифея [Милановский,

1989]. Ряд авторов [Камалетдинов, 1974; Казанцева и др., 1986] считают, что антиклинорий имеет чешуйчато-покровную природу. В центральной части Тараташская антиклинальная структура расположена в тектоническом покрове с горизонтальной амплитудой не менее 20 км, фронтальная часть которого выделяется как Сулиинский надвиг. Однако не все исследователи согласны с такими выводами и крупными горизонтальными надвигами. По результатам сейсмических исследований МОВ амплитуда надвига верхней части Тараташского выступа оценена как 1—4 км [Нечеухин и др., 1986]. Подобные выводы о том, что амплитуда горизонтальных перемещений в верхней коре не превышает нескольких километров, приведены в работе [Дружинин и др., 1990, с. 125], где особо подчеркнуто, что «сочленение отложений собственно чехла ВЕП со складчатými комплексами Западного Урала и отложениями Центрально-Уральского поднятия происходило не путем шарьирования, а по серии надвигов и крутых взбросов с суммарной вертикальной амплитудой около 8 км».

Урал занимает одно из первых мест среди орогенов по наличию базит-ультрабазитовых массивов. Массивы преимущественно сосредоточены в линейно вытянутых поясах и приурочены к глубинным разломам, протягивающимся на сотни и даже тысячи километров. На Южном Урале выделено семь крупных гипербазитовых поясов, размещенных вдоль структурно-формационных зон [Казанцева, 2013]. Тела, связанные с глубинными разломами, как правило, имеют крутые углы падения, некоторые из таких тел, по геофизическим данным, прослеживаются на большие глубины. Ряд гипербазитовых массивов имеет небольшие углы падения и плоскую форму, что, по-видимому, является следствием их надвиговой природы и оторванности этих массивов от корневых блоков. К таким образованиям на Южном Урале относятся крупные массивы Крака, причем их аллохтонная природа установлена как по геологическим [Казанцева, 2009], так и по геофизическим данным [Федорова, Иванов, 2000].

Как известно, для определения границ массивов и углов падения разломов широко использовались различные методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, в основном в двумерном варианте. В нашей работе применены трехмерные методы интерпретации магнитных аномалий. На первом этапе проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля, выделены аномалии от различных слоев земной коры. Такая процедура позволяет определить, на какой глубине находятся источники аномалий, анализировать распределение источников, а следовательно, появляется возможность установить связь объектов в верхней коре с глубинными блоками. Затем, на втором этапе, по разделенным аномалиям решается обратная задача магнитометрии, в результате определяются поверхности магнитных источников в различных слоях земной коры.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫДЕЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ ОТ ИСТОЧНИКОВ В РАЗЛИЧНЫХ СЛОЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Аномальное магнитное поле имеет интегральный характер и содержит составляющие от всех источников, расположенных в верхней литосфере. Для выделения аномалий 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 аномалии от приповерхностных массивов. 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 аномалий будет меньше 1—8 нТл, т. е. по величине 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 наблюдаемое 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. На следующем этапе поле пересчитывалось вновь вверх на уровень дневной поверхности $h = 0$. Полученное трансформированное поле можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы H . После вычисления разности наблюдаемого и трансформированного полей получаем аномалии от локальных источников, расположенных в верхнем слое. С помощью вычислений для разных значений высоты H можно получить аномалии от источников, расположенных в различных горизонтальных слоях.

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 на суперкомпьютере

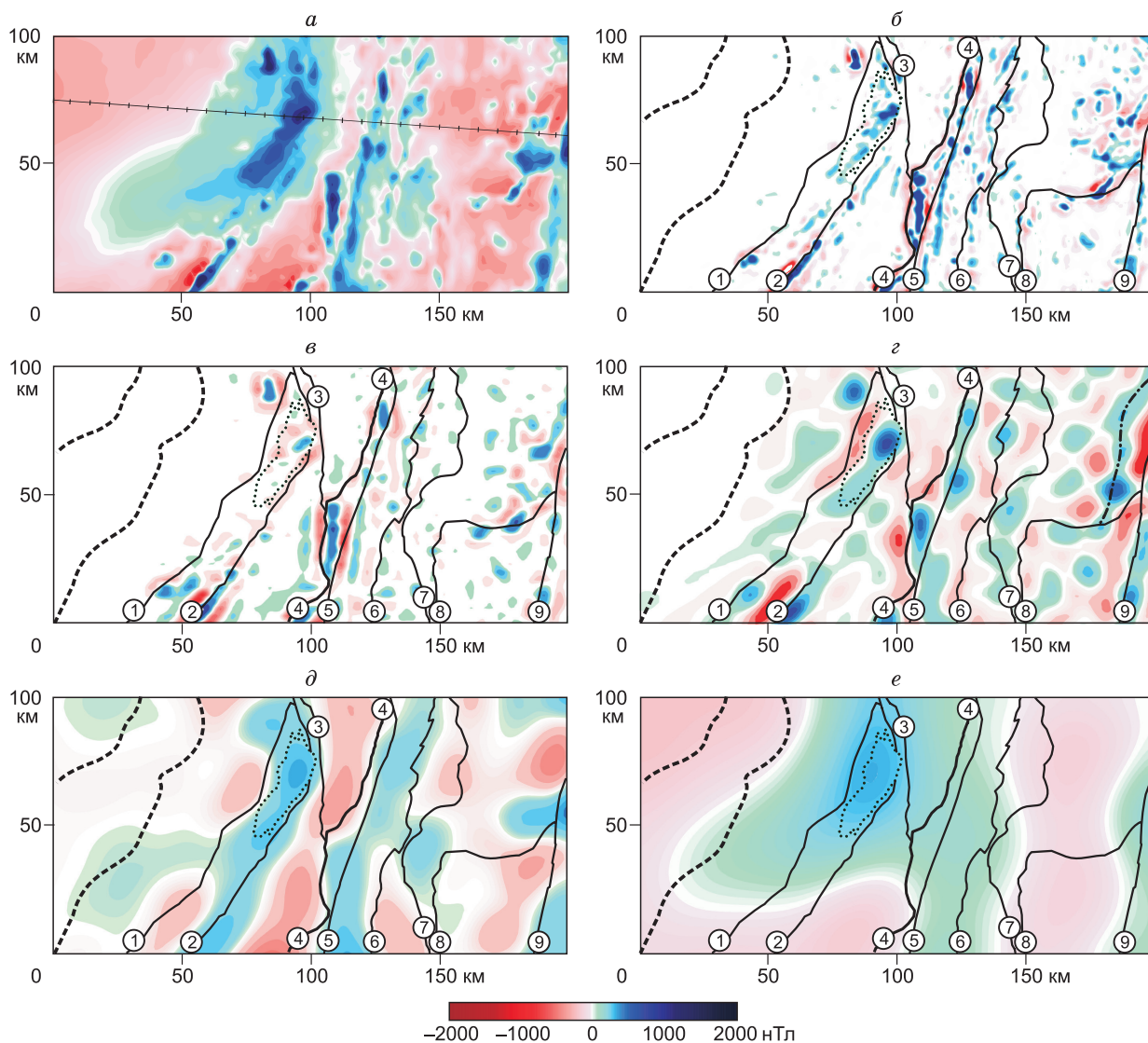


Рис. 2. Карты аномального магнитного поля (*a*) и выделенных аномалий от слоев земной коры для глубин 0—2 км (*б*), 2—5 км (*в*), 5—10 км (*г*) и 10—20 км (*д*) и региональных аномалий (*е*).

Усл. обозн. см. на рис. 1. Штрихпунктирной линией показана протяженная линейная аномалия, созданная ультрабазитовым поясом, верхние кромки которого находятся глубже 5 км (*г*).

«Уран» приведено в статьях [Мартышко и др., 2012, 2014]. Результаты применения этой технологии для Приполярного сектора Евразии опубликованы в работах [Федорова и др., 2015; Martyshko et al., 2015]. Алгоритм реализован также на графическом процессоре NVidia в программе «Расчеты аналитического продолжения потенциальных полей GRIDCALC» [Бызов и др., 2016а].

На Южном Урале разработанная компьютерная технология применена для изучения структуры аномального магнитного поля на площади 200×100 км (см. рис. 1). Были использованы цифровые данные карты Уральского региона [Чурсин и др., 2008]. С помощью трансформаций для высот пересчета $H = 2$ и 5 км выделены аномалии от намагниченных массивов в верхних слоях земной коры. Для источников магнитного поля, расположенных в более глубоких слоях, расчеты проведены для $H = 10$ и 20 км. Магнитное поле, вычисленное для $H = 20$ км, состоит из длинноволновых региональных аномалий, которые соответствуют интегральному распределению намагниченности в нижних слоях коры. Карта аномального магнитного поля и карты выделенных аномалий приведены на рис. 2.

Карты разделенных аномалий позволяют проследить связь приповерхностных массивов с глубинными структурами. На Западном Урале в пределах Тараташского антиклинория магнитные аномалии присутствуют на всех картах (см. рис. 2, *б*—*е*). Источниками аномалий могут быть как древние архейско-протерозойские метабазиты, так и более молодые магматические образования, которые выявлены

при геологических съемках. В верхнем слое магнитные аномалии могут создаваться месторождениями железной руды. Над рудными телами наземной съемкой обнаружены высокоинтенсивные аномалии до 30000 нТл [Формации..., 1984]. Поскольку мощность рудных пластов небольшая и аномалии имеют сравнительно небольшие размеры, то интенсивность аномалий быстро уменьшается с высотой, и по данным аэромагнитной съемки на высоте 70—100 м значения аномального поля DT_a не превышают 1200 нТл.

Отметим, что локальные аномалии от приповерхностного слоя прослеживаются за границы Тараташского антиклинория в юго-западном направлении (см. рис. 2, б), и, следовательно, под осадочными покровами комплекс протягивается еще на 5—10 км. Этот вывод также подтверждается морфологией положительной аномалии для слоя от 5 до 10 км (см. рис. 2, з). На карте магнитных аномалий от слоя 10—20 км (см. рис. 2, д) 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 (см. рис. 2, е). Эпицентр аномалии находится в пределах тараташского комплекса, поэтому в дальнейшем мы будем эту региональную аномалию называть Тараташской. Распределение аномальных полей на всех картах, по-видимому, свидетельствует о том, что Тараташский антиклинорий сложен выведенными на поверхность глубинными массивами Восточно-Европейской платформы.

На карте для верхнего слоя в центральной и восточной частях исследуемой территории Южного Урала четко проявляются цепочки локальных аномалий, образующих линейные пояса, связанные с глубинными разломами (см. рис. 2, б). В нашей работе положение разломов и их названия приведены в соответствии с данными геологических карт N-40 и N-41 третьего поколения [Государственная..., 2013а, б].

Наиболее интенсивные локальные аномалии (от 400 до 2500 нТл) созданы крупными массивами, выведенными на поверхность и, как правило, состоящими из базит-ультрабазитовых пород (долериты, габбро, серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, пироксениты и пр.). Массивы намагниченных пород, не выведенные на поверхность, создают менее интенсивные аномалии. Положение массивов, расположенных глубже 2 км, можно проследить на картах (см. рис. 2, в, з). Аномалии от большого количества базит-ультрабазитовых массивов отчетливо прослеживаются до глубины 5 км и, возможно, связаны с протяженными поясами гипербазитов в более глубоких слоях земной коры (см. рис. 2, з, д). Наиболее четко проявляются аномалии от глубинных источников в пределах Караташско-Зюраткульского, Главного Уральского, Миасского и Челябинско-Алапаевского разломов. Кроме этого, в северо-восточной части плана выявлена протяженная линейная аномалия, созданная, по-видимому, ультрабазитовым поясом, верхние кромки которого находятся глубже 5 км.

В региональном поле помимо Тараташской аномалии к востоку от Главного Уральского разлома наблюдается положительная аномалия интенсивностью до 140 нТл (см. рис. 2, е). Аномалия вытянута в направлении с юга на север, ее эпицентральная часть находится между Миасским и Мурзинским разломами над структурами Восточно-Уральского поднятия. В центральной части площади ее западный фланг накладывается на Тараташскую аномалию.

МЕТОД РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ

Для трехмерной интерпретации аномалий магнитного поля мы использовали модифицированный метод локальных поправок [Мартышко и др., 2010, 2016]. 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 средней глубине до второго слоя.

Вертикальная составляющая напряженности магнитного поля $Z(x, y)$ в точке (x, y) на поверхности Земли вычисляется по формуле:

$$Z(x, y) = \Delta I \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{z(x, y)}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x, y) \right)^{3/2}} - \frac{H}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right)^{3/2}} \right) dx dy, \quad (1)$$

где $z(x, y)$ — уравнение поверхности S , разделяющей верхний и нижний слои, $\Delta I = I_2 - I_1$ скачок намагниченности на границе слоев, H — горизонтальная асимптота.

Разработан итерационный способ нахождения границы $z(x, y)$, базирующийся на предположении о том, что наибольшее влияние на изменение значения поля в некоторой точке оказывает изменение ближайшей к данной точке части поверхности S . На каждом шаге делается попытка уменьшить разность между заданными и приближенными значениями поля в данном узле лишь за счет изменения

значения искомой функции в этом же узле. Ранее такой подход был предложен для приближенного решения нелинейных обратных задач гравиметрии [Пруткин, 1986].

Дискретизация уравнения (1) приводит к следующей системе нелинейных уравнений:

$$c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = U_{i_0 j_0},$$

где c — весовой коэффициент кубатурной формулы, $U_{i_0 j_0} = \Delta Z(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$ — левая часть уравнения (1),

$z_{ij} = z(x_i, y_j)$, $K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$ — подынтегральное выражение в (1).

Для нахождения значений z_{ij}^{n+1} неизвестной функции $z(x, y)$ на $n+1$ итерации используется итерационная формула:

$$\left(z_{ij}^{n+1}\right)^2 = \frac{\left(z_{ij}^n\right)^2}{1 + \alpha \left(z_{ij}^n\right)^2 \cdot \left(U_{ij} - U_{ij}^n\right)},$$

где α — параметр регуляризации, $\{z_{i,j}^n\}$ — значения $z(x, y)$, n — номер итерации. Предложенный метод не использует нелинейную минимизацию, что позволяет значительно сократить время вычислений и быстро решать объемные задачи [Мартышко и др., 2016]. Исходное поле, заданное на сетке 100×100 точек, восстанавливается с относительной низкой погрешностью (менее 1 %) за 100—300 итераций, и процесс вычислений занимает несколько минут.

Для того чтобы вычислить значения компоненты Z_V при вертикальной намагниченности источников, был использован способ приведения данных ΔT_a к полюсу и разработан аппроксимационный метод [Muravyev et al., 2016]. В данном методе в качестве модельных источников используется класс сингулярных источников — стержней, однородно намагниченных по нормальному полю Земли. Алгоритм реализован с помощью технологии параллельных вычислений на графическом процессоре NVidia в программе «Подбор магнитного поля набором стержней PodborSterj2015» [Бызов и др., 2016 б]. Метод позволяет с высокой точностью аппроксимировать сложные магнитные аномалии.

С помощью решения прямой задачи для найденных сингулярных источников легко рассчитать значения Z_V при вертикальном направлении вектора намагниченности. Для аномалий, интенсивность которых изменяется в пределах от -1000 до 3000 нТл, погрешность полученных значений оценивается как ± 20 нТл. Отметим, что для нахождения геометрии объемных источников магнитного поля преобразование к полюсу позволяет значительно сократить вычислительный процесс решения обратной задачи. Эти же источники при намагниченности, направленной по современному геомагнитному полю, будут соответствовать аномалиям индукции ΔT_a .

МОДЕЛИ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Намагниченность слоев земной коры. Главные носители намагниченности в земной коре — минералы титаномагнетитового ряда и, прежде всего, магнетит. Породы осадочного слоя содержат незначительное количество магнитных минералов и не создают заметных магнитных аномалий. В верхнем кристаллическом слое земной коры выделяются блоки, имеющие значительную намагниченность, однако средняя намагниченность гранитного слоя низкая, по оценкам не превышает 0.3 А/м [Крутиховская и др., 1982]. Для пород базальтового слоя характерны высокие значения намагниченности $2—6$ А/м, и по результатам моделирования северного сегмента Уральского региона величина средней намагниченности этого слоя составляет 3 А/м [Федорова и др., 2013, 2017б].

Верхняя мантия имеет низкие магнитные свойства [Печерский и др., 2006]. Поэтому нижним ограничением магнитоактивного слоя литосферы может быть граница Мохо, или глубина в нижней коре, где температура превышает 580 °С — температуру Кюри магнетита. В результате изучения аномального магнитного поля Уральской складчатой системы не удалось выделить аномалии, которые могли бы соответствовать резкому изменению рельефа границы Мохо. Скорее всего, это связано с тем, что нижняя часть базальтового слоя и переходная зона между корой и мантией имеют низкую намагниченность. Статистические исследования взаимосвязи между региональными магнитными аномалиями и сейсмическими границами, а также мощностью консолидированной коры или нижнего высокоскоростного слоя земной коры выявили прямую связь только с поверхностью базальтового слоя [Федорова и др., 2017а].

Геотермические исследования в глубоких и сверхглубоких скважинах показали принципиально новый результат изменения с глубиной температурного градиента как основного показателя термодина-

мического режима недр. Температура растет значительно быстрее, чем считалось ранее по измерениям в неглубоких скважинах. В относительно холодной коре древней Восточно-Европейской платформы на глубине 12 км температура достигла 220 °С вместо ожидаемых 120—130 °С [Кольская..., 1998]. В Уральской скважине СГ-4 на глубине 5 км зафиксирована температура 90 °С [Щапов, 2000]. По результатам измерений на молодых плитах температурные градиенты значительно выше, чем на ВЕП, и на глубине 7 км в Тимано-Печорской СГ-5, Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинской СГ-7 температура достигает 160, 200 и 210 °С соответственно [Тюменская..., 1996; Основные результаты..., 2000]. Поэтому можно предположить, что земные недра разогреты до температуры 580 °С на глубине 30—35 км, и, следовательно, подошва магнитоактивного слоя расположена значительно выше границы Мохо.

Намагниченность массивов. Для горных пород уральских массивов основного и ультраосновного состава магнитная восприимчивость может достигать $20000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, однако средние значения не превышают $6000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [Петрофизические..., 1988]. Сведения по измерениям остаточной намагниченности весьма скудные. По результатам исследований в скважинах глубиной до 1000 м Северо-Тараташского участка следует, что породы, обладающие высокой магнитной восприимчивостью ($2000—8000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), имеют преимущественно индуцированную намагниченность [Белоглазова и др., 2017]. Принимая во внимание, что среднее значение фактора Кенигсбергера горных пород меньше 1 [Петрофизические методы..., 1988], можно оценить, что остаточная намагниченность не превышает 2 А/м.

Для оценки намагниченности в верхней коре базит-гипербазитовых массивов и других магнитных блоков по Тараташскому профилю проведена интерпретация двумерным методом [Цирульский и др., 1980]. Рассчитаны границы магнитных блоков для разных значений намагниченности. Результаты дали возможность оценить, что интегральная намагниченность массивов составляет 2—3 А/м. Учитывая результаты интерпретации на других уральских профилях ГСЗ [Shapiro et al., 1997; Федорова, Колмогорова, 2013; Колмогорова, Федорова, 2015], для моделирования трехмерным методом мы задали намагниченность 3 А/м.

Результаты интерпретации. Аномальное магнитное поле содержит достаточно много интенсивных аномалий, созданных небольшими массивами, выведенными на поверхность Земли. Они отчетливо проявляются на карте для слоя от 0 до 2 км (см. рис. 2, б). Чтобы исключить мелкие аномалии, были сделаны пересчеты для $H = 1$ км. Аномалии от крупных массивов отчетливо прослеживаются как слое 0—2 км, так и в слое 2—5 км. Учитывая эти данные и то, что толщина осадочного слоя составляет 5 км, для интерпретации локальных аномалий в приповерхностном слое было выбрано значение $H = 5$ км. Трансформации аномального магнитного поля для $H = 5$ и 20 км были использованы для вычисления верхних поверхностей источников, залегающих глубже 5 км, а длинноволновые аномалии применены для построения поверхности базальтового слоя. Нижняя граница магнитных пород в этом слое задана на глубине 30 км.

Для решения обратной задачи данные магнитных полей от слоев были заданы на сетках 100×100 точек. В результате итерационного процесса определена геометрия источников в каждом слое, при этом относительная погрешность отклонения модельных и исходных значений меньше 1 %. Для контроля соответствия полученных моделей исходному полю ΔT_a выполнены расчеты для источников во всех слоях для намагниченности, направленной по современному геомагнитному полю. Визуально карта аномалий от модельных источников практически не отличается от карты исходного поля ΔT_a , средняя квадратичная погрешность по всем точкам составляет ± 18 нТл.

Результаты моделирования в виде трехмерного рельефа границ источников приведены на рис. 3. В верхнем слое (см. рис. 3, а) геометрия магнитных источников хорошо соответствует данным геологического картирования крупных базит-ультрабазитовых массивов. Построенные границы источников позволяют проследить продолжение известных массивов на глубину и в плане, их связь с протяженными поясами. Также отчетливо прослеживаются другие, не выведенные на поверхность массивы, расположенные в пределах верхних 5 км. Например, в южной части площади в окрестности Караташко-Зюраткульского разлома и связанных с ним Кузино-Копанских интрузивных массивов отчетливо проявляются на модели к западу и к востоку от разлома субпараллельные ему линейно-вытянутые узкие пояса, верхние кромки которых расположены ниже 1.5—2.0 км (см. рис. 3, а).

Поверхности более глубоких намагниченных источников, расположенных в слое от 5 до 20 км, приведены на рис. 3, б. Мощный пояс в этом слое находится под Кузино-Копанскими массивами, он смещен к востоку относительно верхних массивов и, вероятно, является корневым блоком не только для этих интрузий, но и для субпараллельного восточного пояса. Мы не будем подробно описывать соотношение всех источников, поскольку их отчетливо видно на рисунке.

Результаты позволяют не только уточнить положение гипербазитовых поясов и глубинных разломов в верхней коре, но также выделить разломы под наносами и гранитными массивами в восточной части Южного Урала. Один из таких разломов, связанный с погруженным ниже 5 км поясом гипербазитов, мы отметили штрихпунктирной линией (см. рис. 3, б). Отчетливо проявляется связь некоторых источников с подъемом базальтового слоя (см. рис. 3, в).

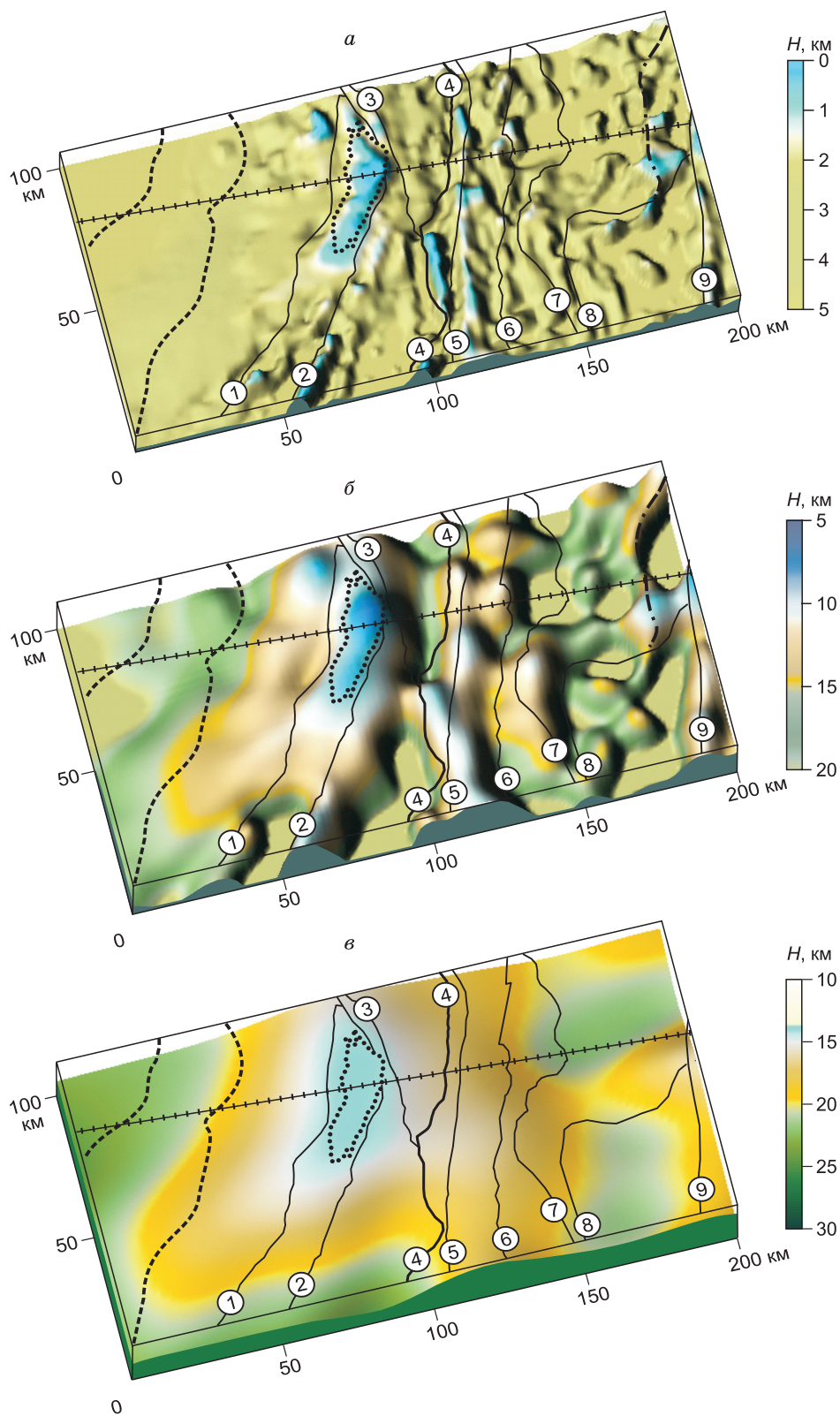


Рис. 3. Результаты моделирования источников магнитных аномалий:

a — в верхнем слое до глубины 5 км, *б* — в слое от 5 до 20 км, *в* — поверхности базальтового слоя. Усл. обозн. см. на рис. 1. Штрихпунктирной линией показан протяженный ультрабазитовый пояс.

В Тараташском антиклинории по результатам моделирования поверхность базальтового слоя земной коры поднимается до 14 км (см. рис. 3, в). В гранитном слое в пределах Башкирского мегаантиклинория выделены два дугообразных пояса. Один пояс проходит непосредственно под Тараташским антиклинорием, а в северной части продолжается за пределы Караташско-Зюраткульского и Уфимского (Западно-Уфалейского) разломов. Возможно, с ним также связан Уфалейский гнейсово-мигматитовый комплекс. Второй пояс расположен к западу от Тараташского выступа. Южные фланги обоих поясов простираются в сторону Предуральского прогиба в западном направлении, и их положение не согласуется с расположением Караташско-Курагайского разлома. На наш взгляд, это свидетельствует о более раннем образовании поясов в пределах Восточно-Европейской платформы, до орогенных процессов на Урале. На востоке от Тараташского выступа, между Зюраткульским и Главным Уральским разломами, в гранитном слое отсутствуют магнитные источники. Как следует из результатов моделирования, в Тараташском антиклинории в верхнем слое магнитные блоки находятся непосредственно над подъемом базальтового слоя и выступающего над ним базит-ультрабазитового пояса в гранитном слое. Поэтому вряд ли здесь были крупные горизонтальные перемещения с востока на запад верхних комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате применения современных компьютерных технологий для территории Южного Урала проведено изучение структурных особенностей аномального магнитного поля, выделены магнитные аномалии от различных слоев земной коры и построены соответствующие им модели источников аномалий — поверхности базит-ультрабазитовых массивов, глубинных поясов и базальтового слоя. Эти результаты дают возможность уточнить положение глубинных разломов в верхней коре Южного Урала и их связь с глубинными базит-ультрабазитовыми поясами, выступающими над базальтовым слоем земной коры.

Проведенный в пределах Тараташского антиклинория анализ распределения источников магнитных аномалий в слоях земной коры и построенные модели источников позволяют сделать вывод, что древнейший на Урале тараташский комплекс — это верхняя часть приподнятого глубинного базит-ультрабазитового пояса Восточно-Европейской платформы, расположенного над подъемом базальтового слоя земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

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.

Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Расчеты аналитического продолжения потенциальных полей GRIDCALC / Свидетельство об государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619520. Роспатент. 2016а.

Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Подбор магнитного поля набором стержней PodborSterj2015 / Свидетельство об государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619506. Роспатент. 2016б.

Гарань М.И. Верхний докембрий. Эокембрий (венд)—нижний кембрий // Геология СССР. М., Недра, 1969, т. 12, с. 70—132.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье поколение) N-40. СПб., ВСЕГЕИ, 2013а.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье поколение) N-41. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2013б.

Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Вальчак В.И., Кашубина Т.В., Рыбалка А.В. Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск // Советская геология, 1985, № 1, с. 74—86.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Кашубин С.Н., Рыбалка В.М. Новые данные о глубинном строении северной части Южного Урала в сечении Тараташского профиля ГСЗ // Геология и геофизика, 1990 (1), с. 121—125.

Казанцева Т.Т. К сорокалетию обоснования аллохтонности гипербазитовых гор Крака на Южном Урале // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов, Академия наук Республики Башкортостан, 2009, № 14, с. 3—26.

Казанцева Т.Г. Гипербазиты Урала и периодизация их формирования // Вестник АН РБ, 2013, т. 18, № 3, с. 17—32.

Казанцева Т.Г., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Надвиговые структуры Башкирского антиклинория и Предурального прогиба // Шарьяжное строение Урала и других складчатых областей. Уфа, Изд-во ИГ БФ АН СССР, 1986, с. 32—44.

- Камалетдинов М.А.** Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974, 230 с.
- Колмогорова В.В., Федорова Н.В.** Результаты моделирования глубинного строения земной коры уральской части геотраверса Кварц // Геофизика, 2015, № 6, с. 67—82.
- Кольская** сверхглубокая. Научные результаты и опыты исследования / Под ред. В.П. Орлова, Н.П. Лаверова, М., Изд-во «Технонефтегаз», 1998, 260 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.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М.** Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев, Наук. думка, 1982, 216 с.
- Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И.** Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология железорудных месторождений тараташского комплекса. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1978, с. 3—45.
- 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 // ДАН, 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.
- Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д.** Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург, Изд-во ИГФ УрО РАН, 2016, 94 с.
- Милановский Е.Е.** Геология СССР. Ч. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1989, 271 с.
- Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.** Глубинное строение, тектоника и металлогения Урала. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1986, 107 с.
- Основные результаты** глубокого и сверхглубокого бурения в России / Под ред. Б.Н. Хахаева, А.Ф. Морозова, В.В. Кениг, В.А. Горбачева, А.Я. Докучаева. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, 111 с.
- Петрофизические методы** поисков и изучения железорудных месторождений на Урале / Ред. Б.П. Рыжий. Свердловск, Изд-во РИО Упрполиграфиздата, 1988, 228 с.
- Печерский Д.М., Орлюк М.И., Пашкевич И.К.** Магнетизм низов земной коры континентов: развитие результатов исследования и идей З.А. Крутиховской // Геофизический журнал, 2006, т. 28, № 5, с. 40—52.
- Пруткин И.Л.** О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1986, № 1, с. 67—77.
- 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, вып. 163, с. 178—184.
- Тюменская** сверхглубокая скважина. Результаты бурения и исследования. Пермь, Изд-во КамНИ-ИКИГС, 1996, 376 с.
- Федорова Н.В., Иванов К.С.** Глубинная структура и история формирования краевого офиолитового аллохтона Крака на западном склоне Урала // ДАН, 2000, т. 370, № 6, с. 793—796.
- 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., Муравьев Л.А., Колмогорова В.В.** Статистические оценки связи региональных магнитных аномалий с сейсмическими границами приполярного сектора Уральского региона // Уральский геофизический вестник, 2017а, № 1, с. 47—51.
- 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, 2017б, т. 39, № 1, с. 111—122.

Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: железорудные месторождения Урала / Ред. А.М. Дымкин. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1984, 264 с.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1980, 135 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.

Щапов В.А. Тепловое поле Урала // Уральский геофизический вестник, 2000, № 1, с. 126—130.

Martyshko P.S., Fedorova N.V., Rublev A.L. Studying the structural features of the geophysical potential fields with the use of parallel algorithms // Proceedings of IAMG 2015 — 17th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences 17, 2015, p. 517—526.

Muravyev L., Byzov D., Fedorova N. Approximation of anomalous magnetic field using array of singular sources (magnetized rods) // Geoinformatics 2016 — XV International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects 15, 2016.

Shapiro V.A., Fedorova N.V., Nikonova F.I., Chursin A.V., Menshikov Y.P., Kimbell G.S. Preliminary investigation of the crustal structure of the Southern Urals by geomagnetic methods // Tectonophysics, 1997, v. 276, № 1—4, p. 35—47.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию 19 июня 2018 г.,
после доработки — 22 февраля 2019 г.*