УДК 550.837

ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ И ПЕРСПЕКТИВЕ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ

Вишнев В.С., ***Дьяконова А.Г., Астафьев П.Ф., Сурина О.В.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Замечено, что локальные проводящие объекты должны выделяться на профильных распределениях аномальной части вертикальной составляющей геомагнитных вариаций знакопеременными экстремумами, а геологические тела, находящиеся в стороне от исследуемого объекта, – создавать индивидуальный однополярный фон. Установлено, что практическое использование эффекта разной полярности аномальных значений вертикальной составляющей геомагнитных вариаций в пунктах, расположенных по обе стороны от проекции изучаемого геологического проводника на дневную поверхность, может приводить к положительным результатам.

Геомагнитные вариации, вертикальная составляющая, аномалия, кривая, поле.

ONE FEATURE OF THE VERTICAL COMPONENT OF GEOMAGNETIC VARIATIONS AND PERSPECTIVE OF ITS USE IN ELECTRICAL PROSPECTING

Vishnev V.S., Dyakonova A.G., Astafiev P.F., Surina O.V. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. It is noticed that local conducting objects must be distinguished on profile distributions of anomalous vertical component of geomagnetic variations by alternating extremes, and geological bodies located aside from the prospected object – to create an individual unidirectional background. It is established that practical use of different polarity effect of anomalous values of a vertical component of geomagnetic variations in points placed astride the projection of the studied geological conductor to a day surface can brings positive results.

Geomagnetic variations, vertical component, anomaly, curve, field.

Введение

Из общих физических соображений вытекает: вертикальная составляющая переменного магнитного поля избыточных токов любого, например, линейного проводника, находящегося в земных слоях, в точках по обе стороны от его проекции на дневную поверхность имеет разные арифметические знаки. В точках же, расположенных по одну сторону – ее арифметические знаки совпадают. Следовательно, если какое-либо локальное проводящее геологическое тело оказалось между двумя смежными пикетами профиля наблюдения, в частности, с номерами 1 и 2, то разность $H_{z1} - H_{z2} = \Delta H_z$ будет содержать увеличенное аномальное значение поля токов этого объекта и уменьшенные вклады полей всех остальных источников. Причем аномальные части далеких возбудителей H_z, создающие региональный фон, и первичные части ее амплитуд сильно ослабятся.

Ниже рассматриваются приемы, позволяющие использовать упомянутую особенность вертикальной составляющей геомагнитных вариаций при изучении изменений электрических свойств земной коры в различных направлениях.

Некоторое теоретическое обоснование предлагаемых методических приемов

Для выяснения, как применять данные измерения H_z-составляющей естественного поля при изучении неоднородностей геоэлектрического разреза, был выполнен небольшой объем математического моделирования. Рассчитывалось распределение H_z E-поляризованного магнитотеллурического поля над двухслойной горизонтально-неоднородной средой с косинусоидальной формой поверхности двухмерного изолирующего основания (рис. 1г).

Использовалась приближенная формула, приведенная в работе (Обухов, 1969):

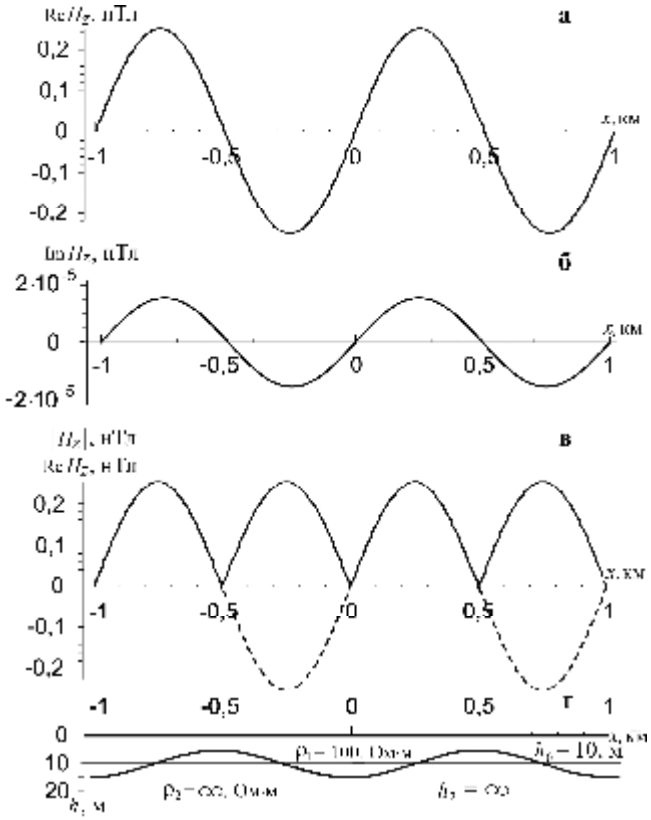

Рис. 1. Результаты расчетов вертикальной составляющей геомагнитных вариаций:
а – реальная, б – мнимая, в – модуль и реальная часть H_z, г – модель геоэлектрического разреза

$H_z(x,0) = -H_{x0}(0)\{(\delta_0/h_0)\ [(\alpha\cdot h_0\cdot\sin(\alpha\cdot x)/(k^2\cdot h_0 - 2\alpha)\ h_0]\}$, при $|k\cdot h_0|<<1$, $|\alpha h_0|<<1$,
где $H_{x0}(0)$ – интенсивность H_x-составляющей геомагнитной вариации; δ_0, L и α – соответственно, амплитуда, период и пространственная частота косинусоидальной структуры его изолирующего основания, $\alpha = 2\pi/L$; h_0 – глубина залегания средней линии вертикального сечения границы раздела слоев геоэлектрического разреза; k – волновое число, $k = (i\omega\mu_0\sigma)^{1/2}$, $\omega = 2\pi f$, $\sigma = 1/\rho$, ρ – удельное электрическое сопротивление горных пород, f – частота колебаний естественного поля.

Расчеты производились на ПК *Intel Core 2 Quad* с применением системы компьютерной математики *Mathematica* 7 для случая, когда ($\mu_0 = 4\pi\cdot10^{-7}$ Гн/м, $f = 1$ Гц, $\delta_0 = 5$ м, $L = 1000$ м, $h_0 = 10$ м, $H_{x0}(0) = \text{const} = 1$ нТл, мощность первого слоя $h_1 = h_0 + \delta_0\cdot\cos(\alpha\cdot x)$, $\rho_1 = 100$ Ом·м, $h_2 = \infty$, $\rho_2 = \infty$). Результаты расчетов изображены на рис. 1. При частотах ниже 1 Гц, которые чаще всего и используют в магнитотеллурических методах геофизической разведки, H_z-составляющая E-поляризованного поля обусловлена, в основном, реальной частью (рис. 1а). С ней в дальнейшем и будем работать, прибавив к ее значениям некую константу, имитирующую фоновую часть вариаций (рис. 2а), считая, что фон образован аномальными эффектами далеких геоэлектрических неоднородностей.

Разобьем профиль ReH_z (см. рис. 2а) на серию равных отрезков Δx. Вычислим полуразности значений H_z (где H_z = ReH_z), соответствующих началу и концу каждого отрезка, и присвоим эти полуразности серединам отрезков. Получим новые кривые,

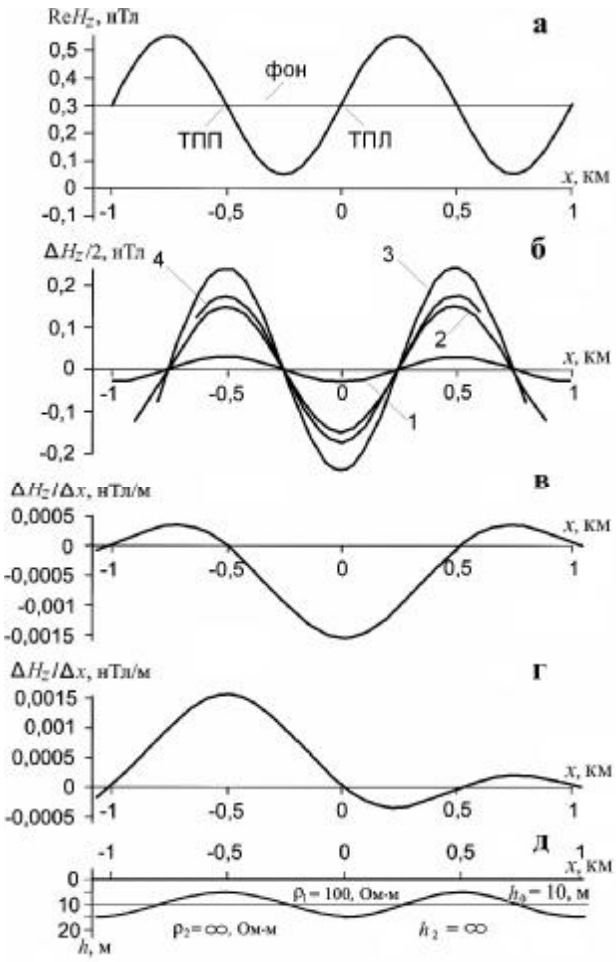

Рис. 2. Результаты трансформации профильного распределения величины H_z = ReH_z:
а – расчетная кривая ReH_z с добавлением регионального фона (ТПП, ТПЛ – точки перегиба, соответственно, правая и левая); б – кривые $\Delta H_z/2$ при:
1 – Δx = 40 м, 2 – Δx = 200 м, 3 – Δx = 400 м,
4 – Δx = 600 м;
в, г – кривые $\Delta H_z/\Delta x$; д – геоэлектрический разрез

отличающиеся от исходной кривой амплитудами и общим сдвигом по оси x (рис. 2б). Действительно, если на исходной кривой положительные и отрицательные отклонения кровли изолирующего основания геоэлектрического разреза от горизонтальной плоскости отмечаются знакопеременными аномалиями (см. рис. 2а), то на трансформированных кривых – экстремумами (см. рис. 2б, шифр 1–4). Причем, при увеличении Δx модули экстремумов сначала растут (кривые 1–3), потом начинают уменьшаться (кривая 4). Это, очевидно, говорит о том, что функция $\Delta H_z(x)/2 = (H_{z,\text{начальное}} - H_{z,\text{конечное}})/2$ обладает в какой-то степени зондирующим эффектом, так как изменение амплитуды $\Delta H_z/2$ по мере увеличения Δx можно логически связать с ростом, а затем уменьшением, вкладов токов, текущих в изучаемой геоэлектрической неоднородности, в значения ΔH_z.

Кроме того, функция $\Delta H_z(x)/2$ обладает, вероятно, еще и избирательностью. Ибо ее экстремумы (см. рис. 2б) соответствуют положительным и отрицательным структурам изолирующего основания земной модели (рис. 2д), а региональный фон кривой $\mathrm{Re}H_z$ (см. рис. 2а) на распределениях $\Delta H_z(x)/2$ (см. рис. 2б) фактически отсутствует.

Селективная способность профильных распределений $\Delta H_z(x)$ проявляется еще заметнее, если произвести следующие операции: 1. Выбрать на исследуемом отрезке кривой рис. 2а точку перегиба, например, ТПЛ – точка перегиба левая. 2. Отложить от нее по оси x в ту и другую сторону малые отрезки $\Delta x/2$ и снять ординаты $\mathrm{Re}H_z$, соответствующие началу и концу Δx. 3. Вычислить разность между их величинами, разделить ее на Δx и присвоить значение $\Delta H_z/\Delta x = (H_{z,\text{начальное}} - H_{z,\text{конечное}})/\Delta x$ началу и концу Δx. 4. Увеличивая $\Delta x/2$, повторить действия пунктов 2 и 3 до тех пор, пока справа или слева не закончится профиль наблюдения. В результате получим кривую рис. 2в. Ее наибольший отрицательный экстремум оказался расположенным только над частью косинусоидального изолирующего основания, соответствующей его погружению и ограниченной одним периодом косинусоиды. Эффекты же от остальных аномальных изменений геоэлектрического разреза заметно подавились. Если воспользоваться точкой перегиба ТПП, то на кривой $\Delta H_z/\Delta x$ появится положительный максимальный экстремум (рис. 2г), расположенный над поднятием второго слоя модели земных недр, изображенной на рис. 2д, т. е. избирательная способность $\Delta H_z/\Delta x$ подтвердится.

Таким образом, с теоретической точки зрения применение обсуждаемого свойства H_z-составляющей геомагнитных вариаций в электроразведке должно быть полезным. Посмотрим, как это может реализовываться на практическом материале.

Пример использования профильного распределения вертикальной составляющей геомагнитных вариаций для изучения геоэлектрического разреза

Измерения магнитотеллурического поля производились на профиле, проходящем по Юго-Коневской мегантиклинали, являющейся крайней восточной структурой Коневского антиклинория Восточно-Уральского поднятия земной коры (рис. 3, цветная вкладка). Мегантиклиналь слагают различные по физическим и морфологическим характеристикам нижнесилурийские породы. Вследствие погружения шарнира, в средней части она распадается на две сравнительно короткие антиклинали – Карасёвскую и Пороховскую, к которым приурочены одноименные с ними гранитовые массивы, сопровождающиеся мелкими сателлитами (Геология СССР, 1969).

Для производства полевых работ применялись электроразведочные станции МТЛ-71. Регистрировались, преимущественно, короткопериодические колебания естественного поля (КПК) в системе координат xyz (ось x – на магнитный север, z – по вертикали вниз).

При обработке полевых материалов определялись амплитуды, периоды и фазы E_x, E_y, H_x, H_y и H_z-составляющих отдельных вариаций. Оказалось, что значения E_y у большинства КПК в исследуемых точках гораздо больше, чем E_x, а импульсы H_z и H_x у таких колебаний с точностью до ариф-

метического знака совпадают. Так как их сдвиги от импульса к импульсу были незначительными, то в качестве нормирующего множителя амплитудных значений H_z использованы обратные значения H_x, зарегистрированные на тех же точках синхронно с H_z.

Кривая распределения величины H_z/H_x изображена на рис. 4а. Полевой материал для ее построения был получен во время проведения экспериментов по изучению структурных особенностей магнитотеллурического поля (Владимиров и др., 1975; Краснобаева и др., 1976) и производства глубинных магнитотеллурических зондирований (Дьяконова и др., 2014). Эти работы отличались довольно большой продолжительностью регистрации геомагнитных вариаций на отдельной точке, но недостаточно густой сетью наблюдений. Данные промежуточных пунктов определены позднее с помощью интерполяции, поэтому сведения о геоэлектрическом разрезе, получаемые при интерпретации такой кривой, не могут быть в полной мере убедительными. Они, вероятно, годятся только для общих представлений об особенностях исследуемого массива горных пород. Однако для демонстрации эффективности одного из выше приведенных методических приемов указанное распределение, надо полагать, вполне пригодно. Воспользуемся этим.

Рассматривая рис. 4а, не трудно заметить, что на изучаемом участке кривая H_z/H_x имеет два минимума и три максимума, но нигде не переходит через нуль. Экстремумы, без сомнения, обусловлены какими-то особенностями геоэлектрического разреза, находящимися на разных глубинах, а положительный уровень всей кривой – полями прочих источников. Чтобы избавиться от этого уровня, разобьем профиль наблюдения на равные отрезки (Δx). Вычислим разности значений H_z/H_x, соответствующих началу и концу каждого отрезка. Разделим их на два и припишем результаты деления средним точкам отрезков. Получим кривую $(H_z/H_x)_a$ (рис. 4б), обусловленную (в первом приближении) только теми токами в земле, которые возбуждаются в секторах, опирающихся на упомянутые отрезки.

Анализируя ее, видим: там, где были экстремумы исходной кривой, новая кривая переходит через нуль, а точки перегиба преобразуются в экстремумы. В результате становится еще очевиднее, что на исследуемом участке вблизи дневной поверхности присутствуют две мощные проводящие зоны, отмечаемые на исходной кривой знакопеременными (если снять

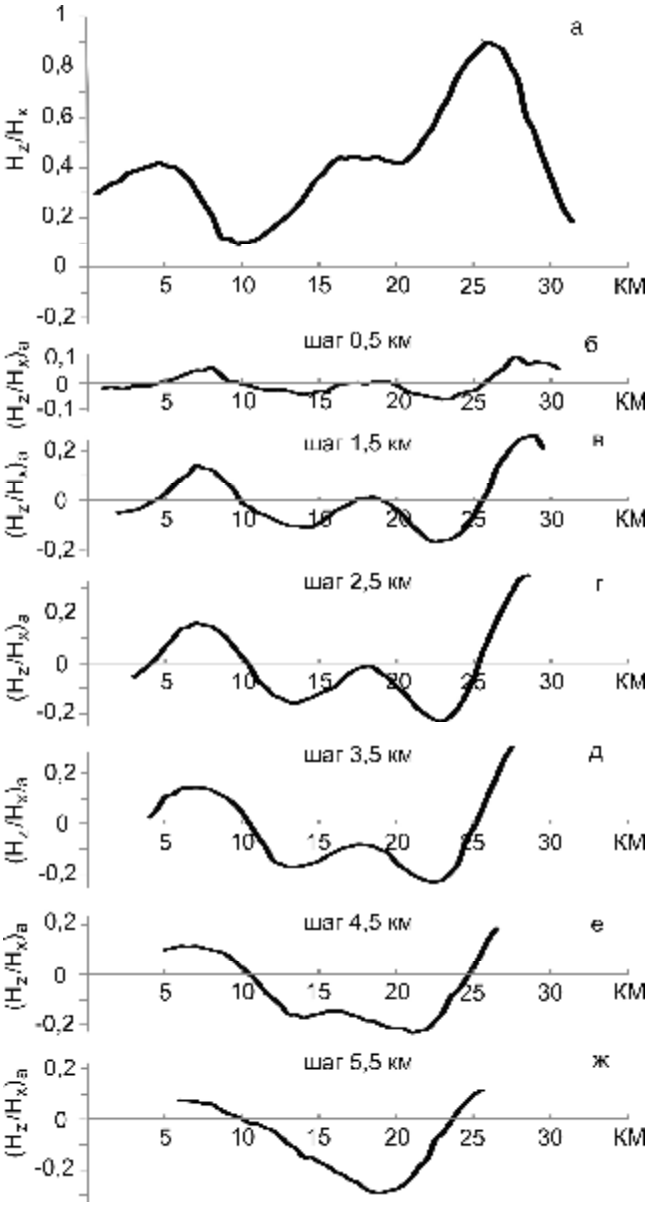

Рис. 4. Результаты полевых и камеральных работ: а – исходная кривая H_z/H_x; б, в, г, д, е, ж – трансформированные кривые $(H_z/H_x)_a$, соответственно, при шаге разбиения профиля наблюдения Δx – 0,5; 1,5; 2,5; 3,5; 4,5; 5,5 км

региональный фон), на трансформированной кривой – однополярными аномалиями.

Однако не ясно, как они располагаются на глубине. Увеличивая шаг разбиения профиля наблюдения (Δx) и повторяя упомянутую процедуру, будем иметь кривые $(H_z/H_x)_a$ (рис. 4в–4ж), которые свидетельствуют, что обе аномальные зоны проводимости продолжаются внутрь земной коры и где-то на глубинах, вероятно, меньших, чем Δx = 5,5 км, сливаются в третью, не менее проводящую, зону.

Сопоставление полученных результатов с геологической и структурно-геологической картами Урала показывает, что глубинную часть аномалии электропроводности можно отождествить с зоной разделения Юго-Коневской мегантиклинали на Карасёвскую и Пороховскую антиклинали, а поверхностные части – с поймами рек Топка и Синара (см. рис. 3, цветная вкладка). Причем граница между Пороховской и Карасёвкой антиклиналями, судя по интенсивности аномалии H_z, возможно, идет по мощному тектоническому разлому.

Обсуждение результатов

Применяя рассматриваемое свойство вертикальной составляющей геомагнитных вариаций к распределению отношения H_z/H_x, изображенному на рис. 4а, удалось (частично) избавиться от его регионального фона и, в какой-то степени, разделить аномальные эффекты, создаваемые тремя проводящими телами.

Действительно, кривые 4б–4д отражают различные срезы двух верхних проводящих тел, а кривая 4ж – только одно глубоко залегающее тело. Кривая же 4е сигнализирует о тенденции слияния выделенных аномальных объектов, так как ее отрицательные экстремумы располагаются ближе друг к другу, чем на кривой 4д и еще ближе, чем на кривых 4г–4в. То есть с увеличением Δx, а значит и повышением толщины слоя горных пород, который характеризует каждая последующая кривая $(H_z/H_x)_a$, их экстремумы стремятся к совмещению. Но как определить точную глубину слияния этих аномальных объектов и другие параметры геоэлектрического разреза, используя H_z-составляющую геомагнитных вариаций, пока неизвестно. Отсутствуют соответствующие методические разработки.

Заключение

Сделанные предположения о геоэлектрических особенностях изучаемого участка Уральского региона, безусловно, предварительные и требуют дальнейшего подтверждения. Однако свойство разной полярности аномальных значений вертикальной составляющей геомагнитных вариаций в пунктах, находящихся по обе стороны от проекции геологического проводника на дневную поверхность, реально и его использование в геофизической разведке может приводить к положительным результатам. Но для эффективного применения этого свойства H_z-составляющей короткопериодических и других колебаний магнитотеллурического поля необходимо выполнить некоторые дополнительные теоретические и экспериментальные исследования.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7 (№ 15-18-5-54).

Литература

Владимиров Н.П., Краснобаева А.Г., Вишнев В.С., Астафьев П.Ф. Особенности естественного электромагнитного поля на Конево-Карасьевском гранитном массиве // Электроразведка в области скважин. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 142–150.

Геологическая карта Урала масштаба 1:500000, лист 18 / Гл. ред. И.Д. Соболев. М., 1979. 24 листа.

Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. 302 с.

Дьяконова А.Г., *Сурина О.В.*, *Вишнев В.С.*, *Коноплин А.Д.*, *Астафьев П.Ф.* Геоэлектрическое строение земной коры и верхней мантии Среднего Зауралья // Литосфера. 2014. № 1. С. 3–12.

Краснобаева А.Г., Владимиров Н.П., Вишнев В.С., Астафьев П.Ф. Результаты синхронных наблюдений вариаций естествен-

ного электромагнитного поля на Кокчетавской древней глыбе и на Среднем Урале // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 101–106.

Обухов Г.Г. Приближенные способы исследования магнитно-теллурического поля в горизонтально-неоднородных средах // Магнитно-теллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1969. С. 9–88.

К статье Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Астафьев П.Ф., Сурина О.В. – «Об одной особенности вертикальной составляющей геомагнитных вариаций и перспективе ее использования в электроразведке»

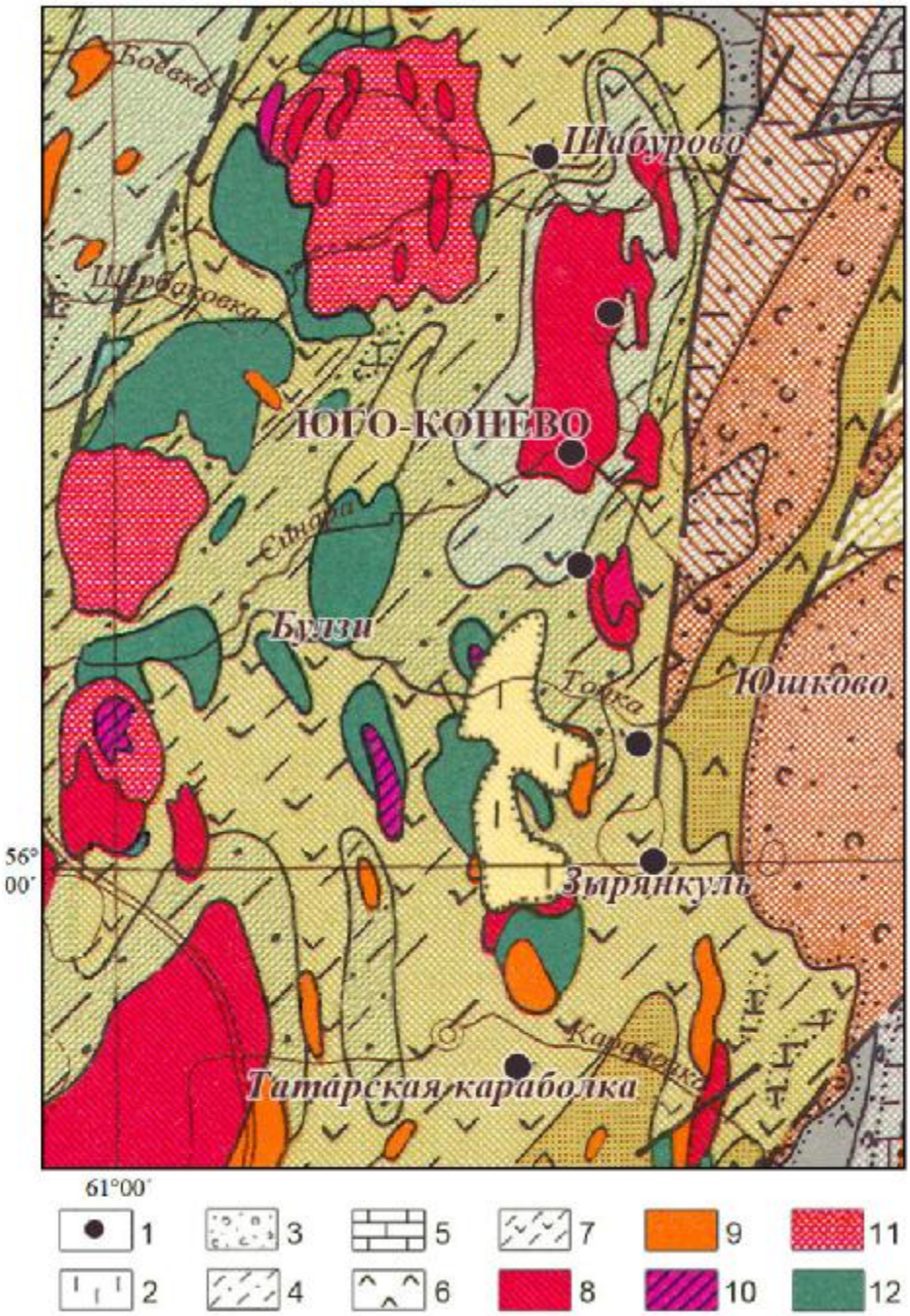

Рис. 3. Фрагмент схематической геологической карты до мезозойского складчатого фундамента Урала с расположением пунктов электромагнитных исследований:
1 – пункты наблюдений; 2 – опоки, трепелы; 3 – осадочно-вулканогенные толщи: туфы разного состава, туфопесчаники, кремнистые и глинистые сланцы; 4 – филлито-кварцитовые толщи: углисто-кремнисто-глинистые парасланцы, кварцито-песчаники, зеленые сланцы; 5 – известняки; 6 – базальты, диабазы, андезитобазальтовые, базальтовые порфириты, их туфы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники; 7 – зеленые сланцы; 8 – граниты; 9 – плагиограниты; 10 – гранодиориты; 11 – граносиениты, граносиенито-диориты; 12 – габбро-диабазы, интрузивные диабазы (Геологическая карта … , 1979)