

## РАЗРАБОТКА ЭЛЕКТРОГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО СЕРОВСКОМУ ПРОФИЛЮ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2015 г. О. В. Сурина, А. Г. Дьяконова

Институт геофизики УрО РАН  
620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100  
E-mail: sur2004@inbox.ru

Поступила в редакцию 07.08.2015

Принята к печати 17.08.2015

В статье приводятся результаты обработки и интерпретации экспериментального материала, полученного при проведении дополнительных региональных полевых электромагнитных исследований в северном сечении Урала. На основе численного моделирования электромагнитных полей в различных средах построен геоэлектрический разрез верхней части литосферы по Серовскому геотраверсу. Обобщены физические свойства горных пород (удельное электрическое сопротивление, плотность и пористость) Урала и прилегающих платформ. Исследованы зависимости между физическими параметрами, полученными по результатам измерений на образцах керна скважин и наземных методов электрометрии. Разработана электрогравитационная модель строения земной коры на основе результатов геоэлектрики с привлечением гравитационных данных. Полученные данные позволят дополнить, а в ряде случаев уточнить имеющуюся геолого-геофизическую информацию о составе и строении земной коры Северного Урала.

Ключевые слова: *Северный Урал, Восточно-Европейская платформа, Западно-Сибирская платформа, электромагнитное зондирование, геоэлектрический разрез, удельное электрическое сопротивление, плотность, пористость, интерпретация, электрогравитационная модель.*

### ВВЕДЕНИЕ

При региональных геофизических исследованиях задача построения плотностных моделей земной коры является одной из наиболее актуальных. Объектом исследований выбрана территория Северного Урала, включая складчатые структуры “открытого” Урала и его платформенного обрамления. За многолетний период изучения Урала и прилегающих платформ накоплен обширный геолого-геофизический материал, однако наиболее детально исследованы и разносторонне проанализированы лишь сведения об осадочном чехле в отличие от фундамента платформ. Это связано с тем, что глубокие скважины, вскрывавшие комплекс пород консолидированного фундамента – древнего (Восточно-Европейская платформа (ВЕРП)) и палеозойского (Урал, (Западно-Сибирская платформа) ЗСП), имеются в ограниченном количестве. Недостаточная изученность физических свойств горных пород складчатого основания приводит к неоднозначным и противоречивым толкованиям полученных результатов по данным различных геофизических методов. Физические свойства горных пород являются основным связующим параметром, необходимым для наиболее обоснованной интерпрета-

ции геофизических полей. От этого зависят наши представления о геологическом строении объекта исследований как при поисково-разведочных, так и при региональных работах.

В процессе проведения электромагнитных исследований по протяженным геотраверсам Среднего и Южного Урала была обнаружена пространственная связь аномалий гравитационного поля с особенностями расслоенности коры по электрическим параметрам (Дьяконова и др., 2007а; Дьяконова и др., 2008). Это послужило основанием для разработки нового подхода к моделированию распределения плотности в верхних частях земной коры, основанного на результатах электромагнитных исследований и гравитационных данных при построении согласованных электрогравитационных моделей. В данной работе реализуется предложенный нами ранее (Сурина, 2012; Сурина и др., 2012; Сурина, Дьяконова, 2013) принцип построения электрогравитационной модели коры до глубины 30 км на примере Серовского геотраверса.

Сущность методологии сводится к следующему: по данным геоэлектрики методами ИЭМЗ-АМТЗ-МТЗ-ГМТЗ строится геоэлектрический разрез в автоматическом режиме без привноса априорной информации об электрических параметрах среды. На

основании выявленной эмпирической зависимости между удельным электрическим сопротивлением и плотностью пород от пористости и привлечением структурно-тектонических карт (м-ба 1 : 500 000) проводится интерпретация полученных результатов. Осуществляется подбор плотности пород согласно расслоенности разреза по электрическим свойствам, удовлетворяющих трансформации аномальной составляющей гравитационного потенциала в редукции Буге с уточнением особенностей строения геоэлектрического разреза. Методический подход данного направления апробирован на обширной территории восточного склона Среднего Урала на 5 геотраверсах общей протяженностью свыше 1500 км. Получены новые данные о зоне сопряжения складчатого Урала и Западно-Сибирского нефтегазового мегабассейна (Сурина, 2012; Сурина и др., 2012; Сурина, Дьяконова, 2013).

### АНАЛИЗ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Изучением физических свойств на Урале в течение многих лет занимался большой коллектив исследователей: Е.М. Ананьева, М.В. Карманова, Е.Б. Горонович, Т.А. Пестрецова, Ю.Н. Горбачев, В.С. Зонов, С.В. Шебухова, В.С. Дружинин, Н.А. Плоких и многие другие. Кроме того, в рамках наших исследований привлекались опубликованные работы, включая монографические издания под ред. М.Л. Озерской и Н.В. Подоба, Н.А. Туезовой, Н.Б. Дортман, В.Н. Копрановой, В.А. Дедеева, И.В. Запорожцевой и других с акцентом на доступную авторам информацию о приуральской части ВЕП и ЗСП.

Горные породы являются многокомпонентными соединениями, состоящими из минерального скелета (твердая фаза) и порового пространства, заполненного жидкой или газовой фазой, поэтому учет соотношения фаз в породе – определяющий фактор при изучении тех физических свойств, которые обусловлены состоянием порового заполнителя. К таким свойствам относятся плотность, упругие, электрические и термические параметры.

В рамках данной работы была обобщена информация о физических свойствах горных пород, полученная в результате:

- каротажных исследований (плотностной гамма-гамма каротаж, КС, БКЗ), достоверность которых в естественных условиях зависит от многих факторов (глубина, механическое состояние скважины, ее диаметр, размер зонда и др.) (Озерская, Подоба, 1967; Туезова и др., 1975; Ананьева, 1983; Ананьева и др., 2008);

- лабораторных измерений плотности, пористости и удельного электрического сопротивления на образцах с изучением петрографии и минералогии горных пород. Это важный этап исследований, однако свойства образцов не всегда отражают свой-

ства породы, находящейся в естественном залегании в условиях обводненности, механических, тепловых напряжений и других деструктивных факторов (Редозубов, 1975; Ананьева и др., 2008; Ананьева, 1983; Дедеев, Запорожцева, 1985).

Учитывая направленность работы были исследованы преимущественно электрические и плотностные характеристики интрузивных, эффузивно-осадочных и эффузивных, метаморфических и осадочных образований и их зависимости от пористости (Озерская, Подоба, 1967; Туезова и др., 1975; Дортман, 1976).

В электроразведке используют ряд электрических свойств пород, но важнейшим из них, измеряемым почти во всех методах и наиболее полно изученным, является **удельное электрическое сопротивление**, которое наряду с вещественным составом пород характеризует реологические свойства среды. В верхних горизонтах разреза электропроводность горных пород, обусловленная в основном движением ионов в поровой воде (свободной и связанной), значительно выше по сравнению с глубоко залегающими, более сжатыми породами.

Таким образом, степень пористости, трещиноватости и проницаемости среды, заполненной влагой, является преобладающим фактором, оказывающим влияние на изменение электрического сопротивления горных пород. В тектонически ослабленных и нарушенных зонах при развитии трещинных и свободных вод удельное сопротивление понижается до 10–100 Ом·м.

В пределах изученной территории при выполнении региональных исследований можно выделить три основные группы пород, различающихся пористостью и влагоемкостью при других равных условиях (Родионов, Краснобаева, 1965; Семенов, 1970; Ананьева, 1983), в частности до тех глубин, где имеются открытые трещины, содержащие растворы, гидродинамически связанные с грунтовыми водами.

1. Сильно пористые и трещиноватые породы, обводненные. К ним относятся осадочные породы (глины, суглинки, песчаники, аргиллиты, алевролиты, мергели и др.) и тектонически разрушенные изверженные и метаморфические породы с удельным сопротивлением от единиц до сотен Ом·м.

2. Массивные изверженные (граниты, сиениты, диориты, диабазы, базальты, порфириты, габбро и др.) и некоторые осадочные (известняки, мраморы, кварциты) породы, удельное сопротивление которых колеблется от 1000 до 7000 Ом·м, а иногда и в больших пределах (до  $10^4$  Ом·м и более для ультраосновных пород).

3. Метаморфические сланцы, пористость и влагоемкость которых зависят от степени переработки. По сопротивлению они обычно занимают промежуточное положение между двумя первыми группами.

В качестве примера в табл. 1 приведен диапазон изменения удельного электрического сопротивления пород осадочного чехла и палеозойского фундамента ЗСП.

Для рыхлых образований осадочного чехла, таких как глины, алевролиты, пески, галечники, удельное сопротивление пород составляет единицы Ом·м. Наиболее высокие значения сопротивлений – первые сотни Ом·м и более – характерны для конгломератов, углистых сланцев, туффитов, песчаников и известняков, которые могут присутствовать как в осадочном чехле, так и в фундаменте. Это обстоятельство объясняет неоднозначность определения положения границы фундамента по геоэлектрическим данным, что отмечалось ранее и другими исследователями. Однако присутствие в кристаллическом основании магматических и метаморфических пород с удельным сопротивлением в сотни тысячи Ом·м дает возможность эффективного использования методов геоэлектрики при изучении расслоенности складчатого фундамента по электрическим параметрам.

В отличие от удельного электрического сопротивления по плотностным характеристикам горных пород осадочного чехла и фундамента имеется более полный материал, полученный в результате исследований на сотнях тысяч образцов горных пород в разных регионах, включая выходы складчатых древних пород на дневную поверхность, которые образуют фундамент платформенных отложений.

**Плотность** является одной из наиболее значимых физических характеристик, поскольку позволяет охарактеризовать структурно-вещественный состав горных пород, их метасоматические изменения, определить пористость и природу гравитационных аномалий и таким образом получить информацию о глубинных особенностях геологического строения земных недр. Основными факторами, определяющими плотность горных пород, служат: минералогический и химический состав главных породообразующих минералов, структурно-текстурные особенности, пористость, степень диagenеза и метаморфизма, свойства флюидов, заполняющих поры и пустоты, условия образования и залегания горной породы. Согласно рис. 1, величина плотности горных пород изменяется в широких пределах даже у пород близкого минерального состава, это обусловлено различием первоначальной структуры и текстуры и последующим диагенезом.

Плотность осадочных отложений (глин, мергелей, песков, песчаников, аргиллитов и алевролитов) в среднем меняется от 1.71 до 2.51 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 1). Среди терригенных осадочных пород, слагающих рассматриваемый регион, песчано-обломочные и глинистые породы характеризуются пониженными значениями плотности. Встречающиеся в разрезе мергели и аргиллиты имеют

**Таблица 1.** Удельное электрическое сопротивление пород приуральной части Западно-Сибирской платформы по данным каротажных исследований (В.В. Бояринков, Н.С. Ровинский, П.П. Киселев-Федоров)

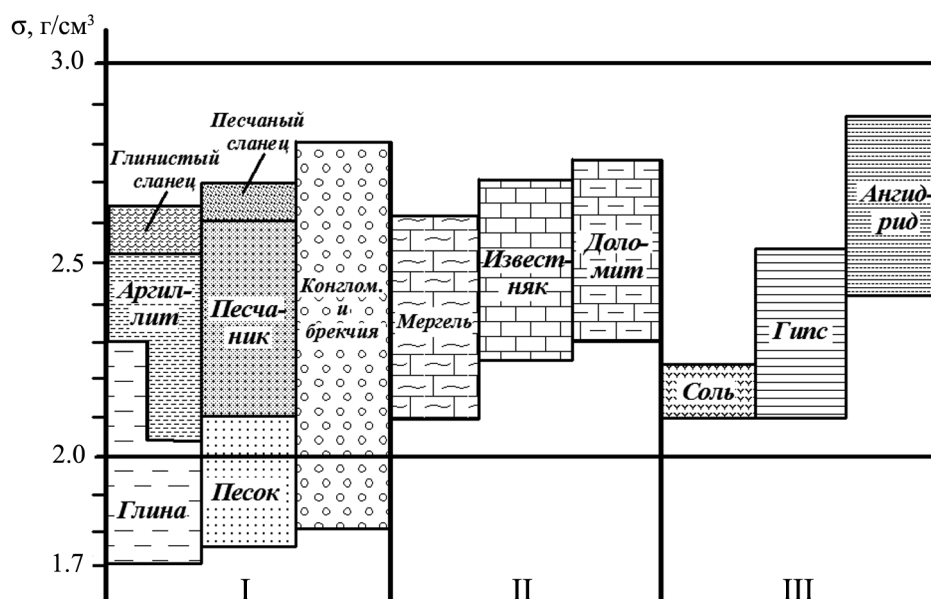
**Table 1.** Specific electrical resistivity of rocks of Pre-Ural part of the West Siberian platform according to logging research (В.В. Бояринков, Н.С. Ровинский, П.П. Киселев-Федоров)

| Название пород                                                                          | $\rho_k$ , Ом·м  |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|------------------|
| Мезокайнозойские отложения                                                              |                  |
| Глины                                                                                   | 2–10             |
| Аргиллиты, алевролиты                                                                   | 5–10             |
| Пески                                                                                   | 5–30             |
| Песчаники, конгломераты                                                                 | 20–200           |
| Галечники, углистые сланцы, туфы порфиритов, туффиты                                    | 100–200          |
| Палеозойские отложения                                                                  |                  |
| Глинистые, углистые, кремнистые сланцы                                                  | 5–10             |
| SiO <sub>2</sub> -Cl сланцы, SiO <sub>2</sub> серицитовые сланцы, Cl-серицитовые сланцы | 90–160           |
| Песчаники, конгломераты                                                                 | 20–700           |
| Известняки, доломиты                                                                    | 150–600          |
| Массивные граниты                                                                       | 600–1800         |
| Выветрелые граниты                                                                      | 180–300          |
| Гранодиориты                                                                            | 500–700          |
| Массивное габбро                                                                        | 800–2000         |
| Выветрелое габбро                                                                       | 250–350          |
| Гипербазиты                                                                             | >10 <sup>4</sup> |
| Альбитофиры                                                                             | 500–700          |
| Туфы порфиритов                                                                         | 100–200          |
| Туфопесчаники                                                                           | 80–350           |

чающиеся в разрезе мергели и аргиллиты имеют соизмеримые значения плотности. В верхних частях разреза местами распространены опоки и опоквидные глины, которые характеризуются наименьшей плотностью – 1.0–1.3 г/см<sup>3</sup> у опок и 1.35–1.55 г/см<sup>3</sup> у опоквидных глин. Наибольшими значениями плотности (2.55–2.65 г/см<sup>3</sup>) отличаются известняки и доломиты. Плотность осадочных пород зависит как от литологического состава, так и от обводненности отдельных горизонтов. Плотность сухих и водонасыщенных пород может различаться на 10–20% и более.

Осадочный чехол ВЕП до глубины порядка 3000 м изучен по одиночным глубинным скважинам. По литологическому составу и физическим свойствам осадочная толща ВЕП, включающая верхнепротерозойские, нижнекембрийские, девонские, каменноугольные, пермские и четвертичные отложения, расслаивается на крупные фацциально-литологические комплексы с чередованием терригенных и карбонатных разностей.

Терригенный комплекс представлен преимущественно песчаниками, алевролитами, аргиллита-



**Рис. 1.** Диаграмма распределения плотности осадочных горных пород (Дортман, 1976).

I – глинистые и песчано-обломочные, II – карбонатные, III – гидрокимические.

**Fig. 1.** Chart of density distribution of sedimentary rocks (Дортман, 1976).

I – clayey and sand-clastic, II – carbonaceous, III – hydrochemical.

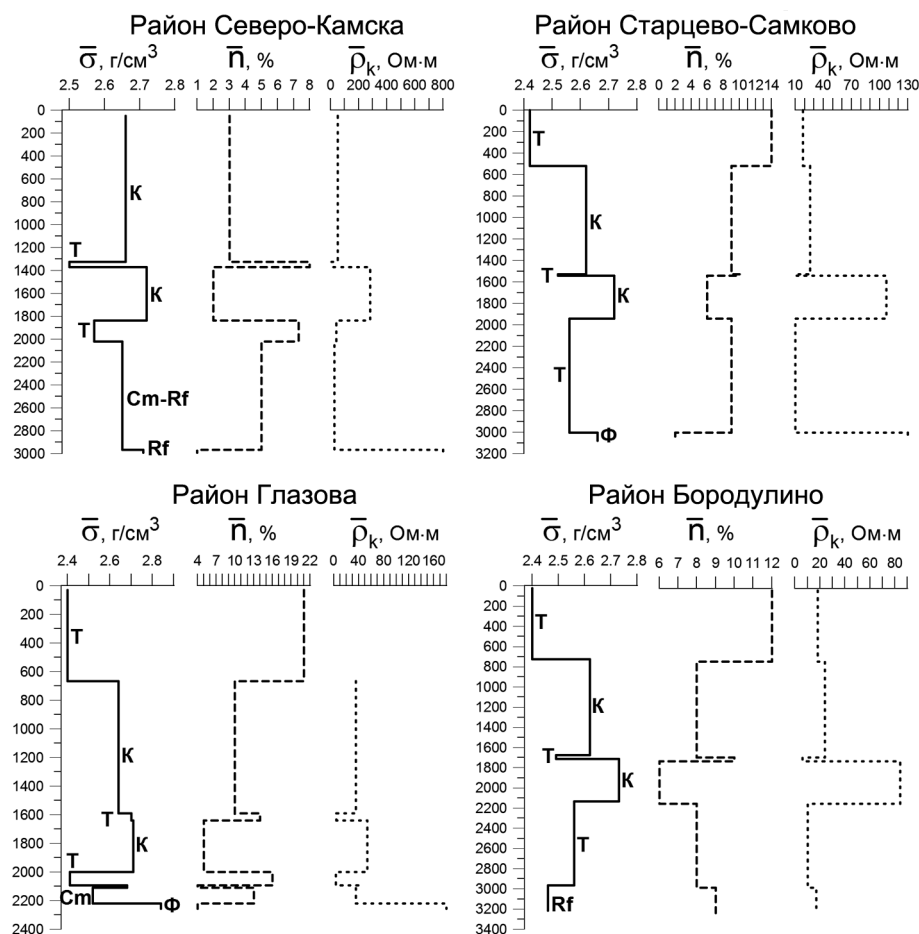
ми, глинистыми сланцами, гравелитами, песчано-глинистыми толщами с прослоями мергелей, известняков и конгломератов. Карбонатный комплекс сложен известняками, доломитами с прослоями ангидритов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и глин.

На рис. 2 приведено общее изменение физических параметров стратиграфо-литологических комплексов, на которые расчленяется осадочная толща восточной окраины ВЕП по данным каротажных исследований и лабораторного изучения образцов (Озерская, Подоба, 1967). Несмотря на то что скважины расположены на значительном удалении друг от друга, здесь наблюдается устойчивая тенденция зависимости удельного электрического сопротивления и плотности от пористости. Повышение плотности терригенных образований от 2.4 до 2.6 г/см³ и более отмечается с глубиной, в связи с диагенезом, в том числе за счет уменьшения пористости. В дальнейшем, учитывая направленность данной работы, при оценке средних плотностей будут выборочно использованы только те материалы, которые получены с определениями пористости влагонасыщенных пород.

Плотностные свойства пород палеозойского фундамента на рассматриваемой территории изучены недостаточно в связи с малым количеством глубинных скважин. По имеющимся определениям вещественного состава, складчатое основание представлено следующими группами пород: оса-

дочные, эффузивно-осадочные, эффузивные, интрузивные и метаморфические. Особо следует выделить вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы триаса, представленные, как правило, менее метаморфизованными кайнотипными разностями. Для отложений фундамента, вне зависимости от петрографических разностей, характерен широкий диапазон изменения плотности, обусловленный различными процессами, протекающими в земной коре (метаморфизм, условия образования и залегания горных пород, температура, давление и др.). Анализ физических свойств пород показал сопоставимость данных (Озерская, Подоба, 1967; Туезова и др., 1975; Дортман, 1976) с результатами Е.М. Ананьевой (1983), что позволяет нам в дальнейшем при исследованиях на Урале и в ЗСП использовать материалы уральских исследователей.

Для вулканогенных образований, слагающих фундамент, довольно четко проявляется зависимость плотности от основности пород. Плотность эффузивов от альбитофиров и андезитовых порфиров до базальтов и диабазов изменяется от 2.58–2.72 до 2.85–3.00 г/см³. Петрографические определения интрузивных образований по скважинам, пробуренным в пределах Урала и прилегающей к нему части ЗСП, позволили установить особенности изменения плотности для всех разновидностей гранитов и габбро, а также для промежуточных разностей. Наиболее вероятные плотности гра-



**Рис. 2.** Расслоенность осадочного чехла ВЕП по физическим параметрам.

Средневзвешенные значения: плотность влагонасыщенных пород ( $\bar{\sigma}$ ), пористость ( $\bar{n}$ ), кажущееся удельное сопротивление (зонд M2A0,5B) ( $\bar{\rho}_k$ ), по данным (Озерская, Подоба, 1967). Индексы на рисунке: литологические комплексы – К (карбонатные), Т (терригенные); возраст отложений фундамента – Cm (кембрий), Rf (рифей ?).

**Fig. 2.** Stratification of a sedimentary cover of East-European Platform on physical properties.

Weighted-mean values: density of water-saturated rocks ( $\bar{\sigma}$ ), porosity ( $\bar{n}$ ), apparent specific resistivity (well-logging sonde M2A0,5B) ( $\bar{\rho}_k$ ), according to data (Озерская, Подоба, 1967). Indexes in figure: lithologic complexes – К (carbonaceous), Т (terrigenous); age of basement deposits – Cm (Cambrian), Rf (Riphean ?).

нитов 2.60–2.62 г/см<sup>3</sup>, с ними соизмеримы сиениты и плагиограниты (2.61 г/см<sup>3</sup>). Плотность гранодиоритов в среднем около 2.73, диоритов – 2.84, габбро – 2.95–3.00 г/см<sup>3</sup>. Наиболее высокие плотности характерны для неизмененных ультрабазитов (до 3.30 г/см<sup>3</sup>).

Метаморфические образования представлены в основном различными сланцами, гнейсами, порфидитами, амфиболитами и серпентинитами. Плотность метаморфических образований, за исключением серпентинитов, находится в прямой зависимости от состава материнских пород. Выделяют две группы гнейсов. Первая: гранито-гнейсы, биотитовые гнейсы с плотностью 2.61–2.68 г/см<sup>3</sup>, как правило, развиты в зонах поднятий, в пределах крупных гранитоидных комплексов. Вторая груп-

па объединяет амфиболовые, биотит амфиболовые гнейсы повышенной плотности (2.80–2.83 г/см<sup>3</sup>), амфиболиты (2.90–3.00 г/см<sup>3</sup>). На две группы также делятся и многочисленные разновидности сланцев, широко развитые в пределах исследуемой территории. Сланцы по осадочным породам имеют плотность 2.62–2.74 г/см<sup>3</sup>, сланцы по эффузивам – до 2.80–2.90 г/см<sup>3</sup>. К сожалению, анализ определений плотности сланцев по скважинам показывает, что определения минералогического состава сланцев выполнены не всегда достаточно надежно, поэтому плотность глинистых сланцев колеблется от 2.48 до 2.73 г/см<sup>3</sup>. Угристо-кремнистый сланец имеет плотность 2.80–2.84 г/см<sup>3</sup>, а сланец хлоритовый аповулканогенный – всего 2.74 г/см<sup>3</sup>. Плотность гипербазитов изменяется в зависимости

**Таблица 2.** Плотность и пористость пород палеозоя (по материалам Н.А. Туезовой)**Table 2.** Density and porosity of Paleozoic rocks (on materials N.A. Tuezova)

| Порода                  | $\bar{p}$ , % | $\sigma$ , г/см <sup>3</sup> | $\bar{\sigma}$ , г/см <sup>3</sup> | $\bar{\sigma}^*$ , г/см <sup>3</sup> |
|-------------------------|---------------|------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|
| Порфиры кварцевые       | 4             | 2.48–2.82                    | 2.60                               | 2.57                                 |
| Порфириты               | 4.6           | 2.47–2.78                    | 2.66                               | 2.74                                 |
| Альбитофиры             | 5             | 2.50–2.80                    | 2.70                               | 2.64                                 |
| Базальты                | 4.5           | 2.48–2.86                    | 2.66                               | 2.70                                 |
| Диабазы                 | 1.8           | 2.50–2.80                    | 2.68                               | 2.80                                 |
| Граниты                 | 3.8           | 2.50–2.70                    | 2.60                               | 2.59                                 |
| Гранито-гнейсы          | 2             | 2.66–2.77                    | 2.72                               | 2.62                                 |
| Гнейсы                  | 2.2           | 2.64–2.80                    | 2.69                               | 2.70                                 |
| Монцитониты             | 1.6           | 2.50–2.73                    | 2.70                               | 2.68                                 |
| Сиениты                 | 2             | 2.59–2.6                     | 2.60                               | 2.65                                 |
| Габбро-диабазы          | 2             | 2.54–2.85                    | 2.68                               | 2.92                                 |
| Гипербазиты             | 1.2           | 2.50–3.10                    | 2.80                               | 2.90                                 |
| Туфы                    | 5.2           | 2.40–2.87                    | 2.61                               | 2.69                                 |
| Туфобрекчии, туффиты    | 13            | 2.39–2.76                    | 2.52                               | 2.64                                 |
| Сланцы кварц-хлоритовые | 4             | 2.61–2.77                    | 2.72                               | 2.72                                 |
| Песчаники               | 6             | 2.31–2.75                    | 2.61                               | 2.58                                 |
| Гравелиты               | 15            | 2.47–2.75                    | 2.50                               | 2.65                                 |
| Алевролиты              | 5             | 2.45–2.77                    | 2.64                               | 2.63                                 |
| Аргиллиты               | 7             | 2.44–2.65                    | 2.60                               | 2.62                                 |
| Мергели                 | 9             | 2.55–2.76                    | 2.63                               | 2.67                                 |
| Известняки              | 3             | 2.64–2.72                    | 2.69                               | 2.70                                 |

Примечание.\*Средние значения плотности по материалам Е.М. Ананьевой и др.

Note.\*The average values of density by materials E.M. Ananyeva et al.

от степени серпентинизации. У гипербазитов полностью превращенных в серпентиниты плотность 2.58–2.62 г/см<sup>3</sup>.

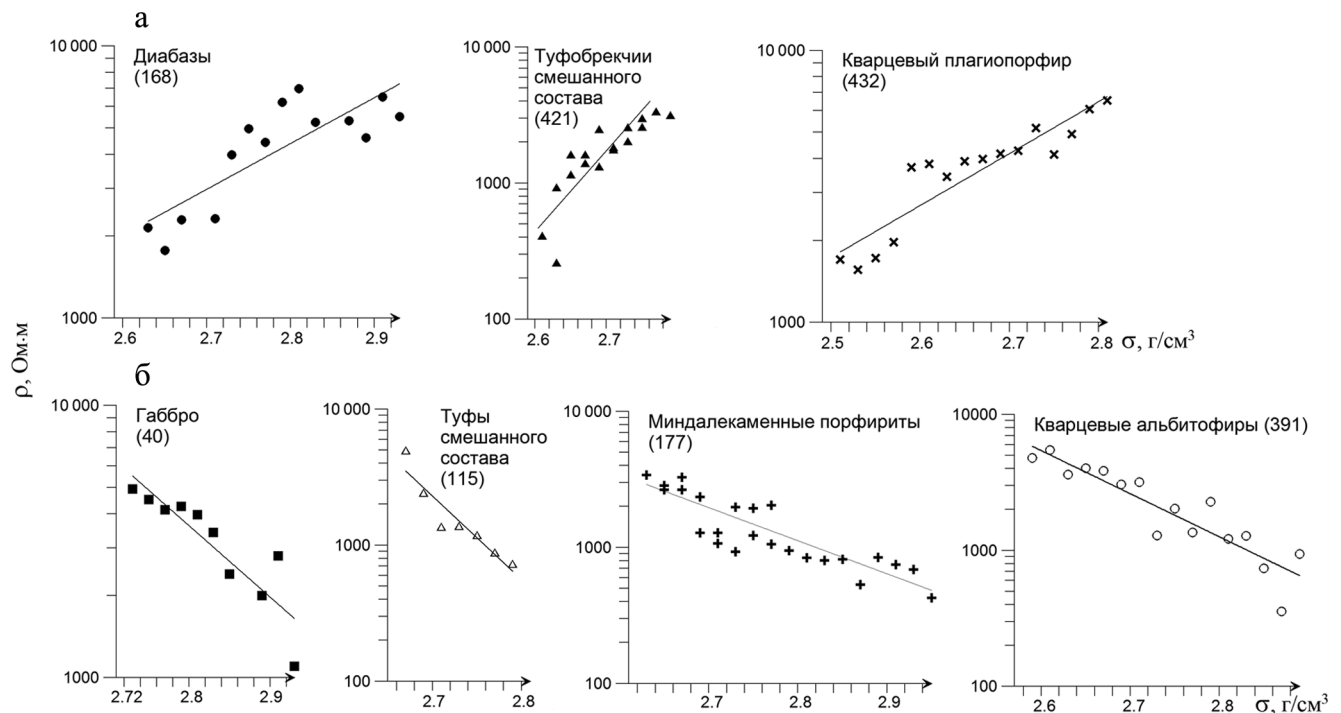
В табл. 2 приведены средние значения плотности и пористости палеозойских комплексов, выходящих на дневную поверхность в “открытой” части Урала и слагающих фундамент ЗСП, определенных по образцам горных пород (Туезова и др., 1975). Следует учитывать, что эти определения носят оценочный характер, поскольку при бурении в основном вскрываются только верхние выветрелые участки разреза. Как видно из приведенной таблицы, для осадочных и эффузивно-осадочных пород фундамента прослеживается некоторая связь между плотностью и пористостью.

Таким образом, перекрытие средних значений плотности для разных петрофизических групп горных пород существенно затрудняет идентификацию пород по плотности и требует привлечения дополнительной информации (по данным других геофизических методов).

Важной особенностью настоящих исследований является обобщение фактических материалов, полученных в результате измерений физических свойств образцов керна глубоких скважин по ряду месторождений Урала (Редозубов, 1975). Вы-

явлена зависимость между плотностью, удельным электрическим сопротивлением и пористостью по одним и тем же образцам горных пород (более 5000 определений). Поскольку исследования проводились на определенных видах горных пород (некоторых типах интрузивных и эффузивных пород), то полученные результаты не претендуют на универсальность, однако они показывают, что в естественных условиях для исследуемых горных пород имеют место прямые и обратные зависимости между  $\rho$  и  $\sigma$ , обусловленные смешанным типом электропроводности с преобладанием ионной проводимости (рис. 3а) и проводимости минерального скелета пород (рис. 3б).

Сопоставление значений удельного электрического сопротивления и пористости эффузивных пород (кайнотипных и палеотипных) указывает на наличие корреляционной зависимости между этими параметрами (рис. 4а), а для плотности и пористости, измеренных на тех же образцах горных пород, такой зависимости не наблюдается (рис. 4б). Зависимость построена для значений пористости от 0.1 до 2.6%, поскольку более высокой пористостью обладали лишь единичные образцы. Коэффициенты корреляции между удельным сопротивлением и пористостью варьировали от 0.77 до



**Рис. 3.** Зависимость удельного электрического сопротивления от плотности горных пород (по материалам И.И. Бреднева).

а – преобладание ионного типа проводимости; б – преобладание проводимости минерального скелета пород.

**Fig. 3.** Dependence of specific electrical resistivity on density of rocks (by materials I.I. Brednev).

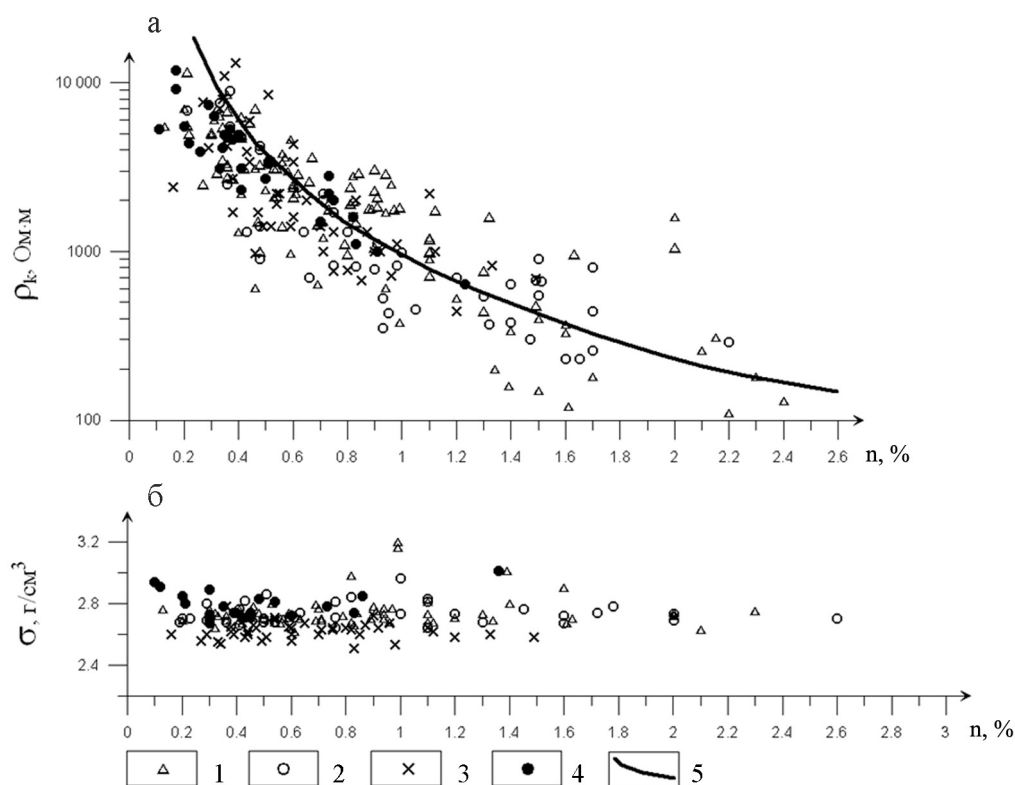
а – prevalence of ionic conductivity type; б – conductivity of the mineral rock skeleton.

0.93 (577 определений). В данной ситуации наиболее информативным параметром является удельное электрическое сопротивление, которое изменяется в зависимости от пористости на несколько порядков.

Таким образом, в процессе исследований нами проанализированы сведения об удельном электрическом сопротивлении, плотности и пористости магматических, метаморфических и осадочных пород Урала и прилегающих к нему платформенных областей, а также исследованы зависимости между этими физическими параметрами. Приведенные данные наглядно демонстрируют, что пористость водонасыщенных горных пород однозначно отражается на величине удельного сопротивления, даже у пород с уплотненными текстурами и на плотности для пород с пористыми текстурами (осадочные образования, кайнотипные эффузивы). Пористость менее 4% практически не отражается на величине плотности изверженных пород, из чего следует, что изучение такого параметра горных пород, как удельное электрическое сопротивление, позволяет получать обоснованное представление о нарушении и проницаемости среды, особенностях структурно-тектонического и геологического строения земных недр.

### ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО СЕРОВСКОМУ ПРОФИЛЮ

Основу для разработки электрогравитационной модели составил экспериментальный материал, полученный сотрудниками лаборатории электрометрии Института геофизики УрО РАН методами геоэлектрики (ИЭМЗ-АМТЗ-МТЗ-ГМТЗ) вдоль Серовского геотраверса протяженностью порядка 500 км (рис. 5), пересекающей все основные тектонические структуры I порядка в северном сечении Урала с выходом на восточную часть ВЕП и западную часть ЗСП. Данный профиль отрабатывался фрагментарно в течение ряда лет с использованием различных комплектов аппаратуры. На заключительной стадии, с внедрением в практику работ широкополосных цифровых измерительно-вычислительных комплексов “Метроникс” (Германия) и “Феникс” (Канада), выполнена апостериорная проверка ранее полученных результатов (Дьяконова и др., 2001) со сгущением сети наблюдений, что позволило нам получить более полную информацию об электрических параметрах разреза в диапазоне глубин от первых метров до сотен километров. Методические аспекты опубликованы нами ранее (Дьяконова и др., 2007а).



**Рис. 4.** Зависимость удельного электрического сопротивления (а) и плотности (б) от пористости (по материалам И.И. Бреднева и А.А. Редозубова).

1 – туфы и туфобрекчии смешанного состава; 2 – кварцевые альбитофиты; 3 – кварцевые плагиопорфиты; 4 – диабазы; 5 – обобщенная эмпирическая зависимость, рассчитанная для различных по составу пород, вмещающих ряд месторождений Южного Урала.

**Fig. 4.** Dependence of specific electrical resistivity (a) and density (б) from porosity (by materials I.I. Brednev and A.A. Redozubov).

1 – tuffs and tuff breccias mixed composition; 2 – quartz albitophytes; 3 – quartz plagioporphry; 4 – diabases; 5 – the generalized empirical dependence calculated for various composite rocks, containing a row of deposits of the Southern Urals.

С учетом направленности настоящих исследований геоэлектрический разрез в дальнейшем рассматривается в усеченном виде до глубин  $\approx 50$  км (рис. 6).

Основные особенности геоэлектрической модели заключаются в следующем:

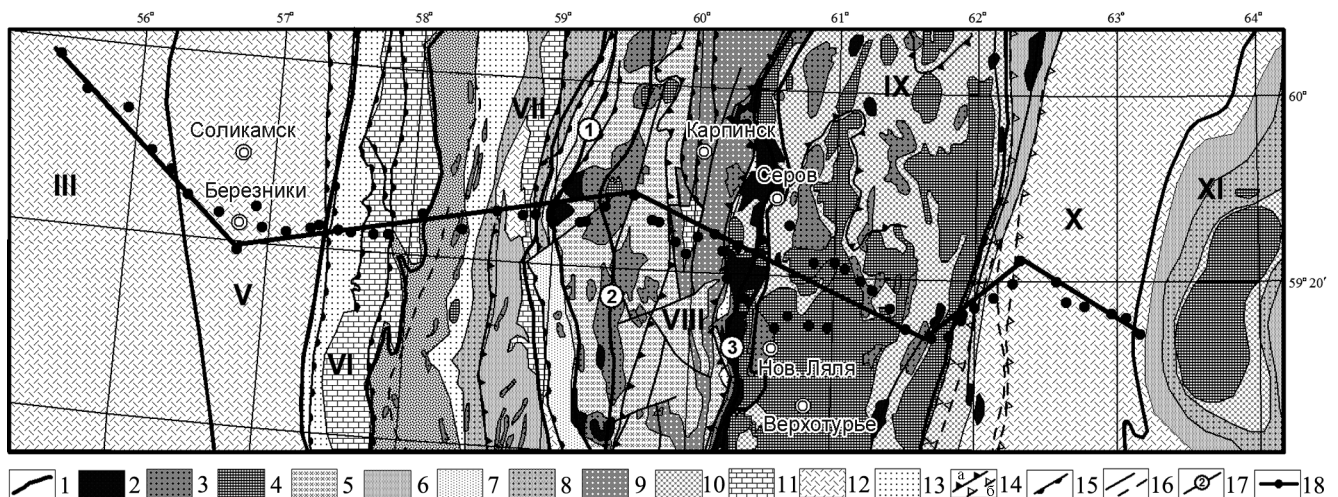
- земная кора характеризуется глыбово-блоковым строением: участки высокоомных пород перемежаются с ослабленными зонами пониженного сопротивления;

- геологические границы первого порядка выделяются разломами различной ориентации до глубин порядка 10 км и более;

- граница между ВЕП и Предуральским краевым прогибом выделяется флексурообразным уступом, вероятно возникшим в результате опусканий окраины платформы по глубинному разлому. В п. 62 наблюдается его связь с астеносферным проводником;

- наклонные разломы восточного падения четко фиксируют надвиговую природу западного склона Урала (см. VI, VII на рис. 6в) в диапазоне глубин 4–10 км и фрагментарно сопровождаются кливажом с участками повышенной электропроводности вплоть до Восточно-Уральского поднятия (IX); это свидетельствует о наложенном характере палеозойских отложений на древний, возможно рифейский, фундамент ВЕП;

- Серовско-Маукский глубинный разлом маркирует границу Восточно-Уральского блока, представляющего собой “гранитную ось” Урала. Граница между Восточно-Уральским поднятием (IX) и прогибом (X) проведена условно, поскольку гнейсо-магматические комплексы здесь перекрыты мезокайнозойским чехлом осадочных отложений ЗСП. По данным геоэлектрики, к этой границе приурочены выклинки астеносферного проводника, который уверенно прослеживается под ЗСП.



**Рис. 5.** Схема структурно-тектонического районирования домезозойского складчатого фундамента Урала (Тектоническая карта Урала..., 1983).

1 – границы структур I порядка: III – восточная окраина Восточно-Европейской платформы, V – Предуральский краевой прогиб, VI – Западно-Уральская зона складчатости, VII – Центрально-Уральское поднятие, VIII – Тагильская мегазона, IX – Восточно-Уральское поднятие, X – Восточно-Уральский прогиб, XI – Зауральское поднятие. Геологические формации и их состав: 2 – перидотиты и серпентинизированные ультрабазиты; 3 – диабазы, габбро-диабазы; 4 – граниты, гранодиориты; 5 – кварцевые альбитофиты, базальты, базальтовые порфириты; 6, 7 – филлитизированные и зеленые сланцы разного состава раннего (6) и среднего (7) ордовика; 8 – кварциты, кварцевые парасланцы и песчаники; 9 – порфириты и их туфы, туфы разного состава; 10 – амфиболиты, амфиболовые сланцы; 11 – известняки; 12 – пески, алевроиты, глины; 13 – валунные супеси, пески; 14 – разрывные нарушения сбросового характера: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – надвиги по данным ВСЕГЕИ (2002 г.); 16 – тектонические нарушения достоверные и предполагаемые; 17 – фиксированные интрузиями осевые линии зон глубинных разломов: 1 – Салатимский, 2 – Платиноносный, 3 – Серовско-Маукский; 18 – профиль наблюдений и пункты зондирования.

**Fig. 5.** The scheme of structural-tectonic zoning of the pre-Mesozoic folded basement of the Urals (Тектоническая карта Урала..., 1983).

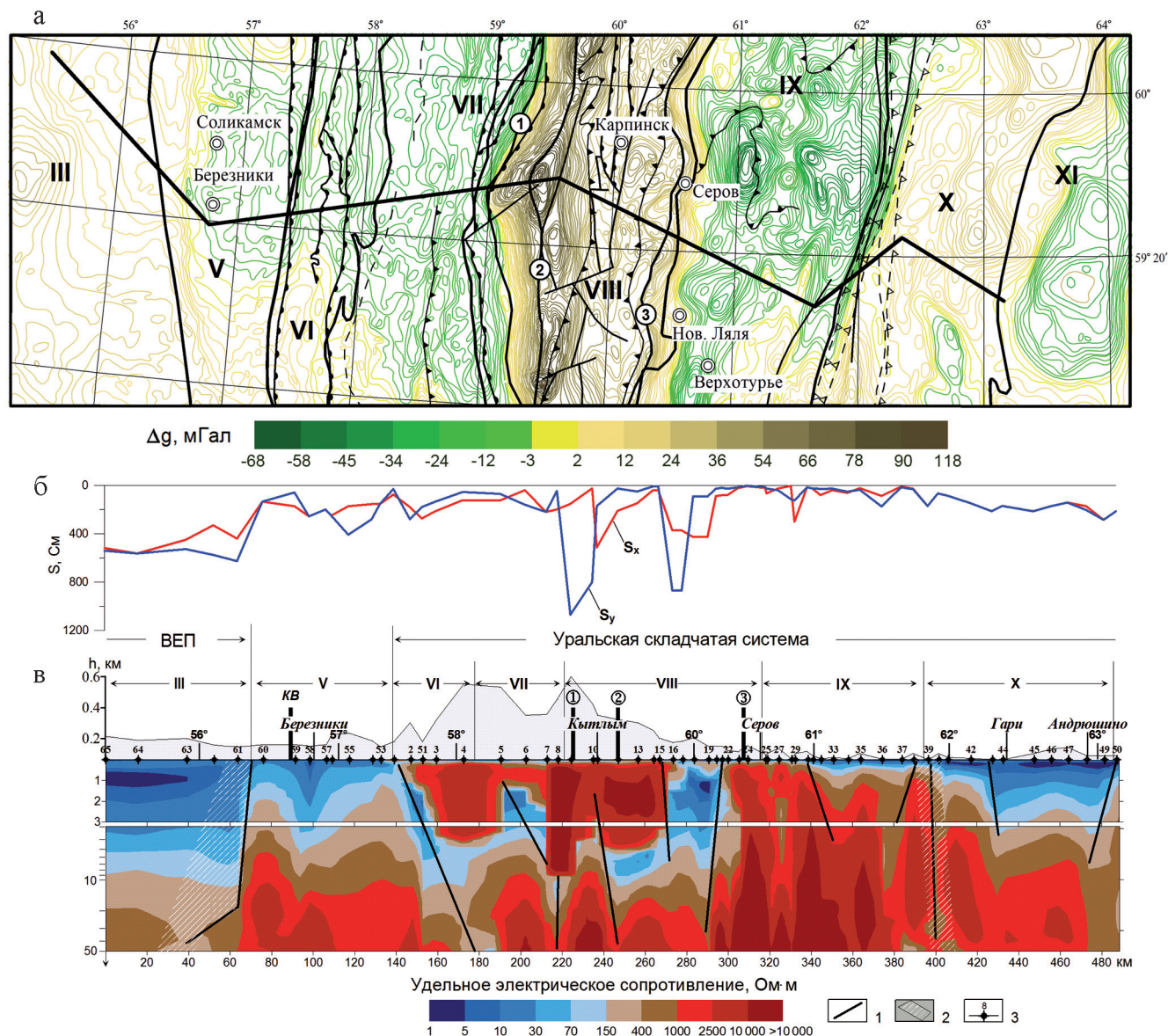
1 – boundaries of the I-st-order structures: III – eastern edge of the East European Platform, V – the Pre-Urals foredeep, VI – the West Urals zone of folding, VII – the Central Urals uplift, VIII – the Tagil megazone, IX – the East Urals uplift, X – the East Urals trough, XI – the Trans-Urals uplift. Geological formations and their structure: 2 – peridotites and serpentinous ultrabasites; 3 – diabases, gabbro-diabases; 4 – granites, granodiorites; 5 – quartz albitophytes, basalts, basalt porphyrites; 6, 7 – phyllitized and green schists of different composition: Early (6) and Middle (7) Ordovician; 8 – quartzites, quartz parashchists and sandstones; 9 – porphyrites and their tuffs, tuffs of different composition; 10 – amphibolite, amphibole schists; 11 – limestones; 12 – sands, aleurites, clays; 13 – bouldery sandy loams, sands; 14 – disjunctive dislocation of fault nature: a – reliable, b – prospective; 15 – thrusts according to VSEGEI (2002); 16 – tectonic deformations reliable and prospective; 17 – the centerlines of deep break zones committed by intrusions: 1 – Salatimsky, 2 – Platinonosny, 3 – Serov-Mauksky; 18 – profile and points of electromagnetic sounding.

Помимо структурно-тектонических особенностей земной коры Северного Урала в геоэлектрическом разрезе достаточно уверенно прослеживается расслоенность осадочного чехла ВЕП и ЗСП по электрическим параметрам, а также выделяются тектонически ослабленные зоны повышенной электропроводности, корнями уходящие на большие глубины, ограничивающие Уральскую складчатую систему с востока и запада (см. рис. 6).

Сравнение результатов геоэлектрики с особенностями распределения гравитационного поля указывает на наличие четкой пространственной связи, что отражается в графиках суммарной продольной проводимости коры (см. рис. 6).

## РАЗРАБОТКА ЭЛЕКТРОГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ

На основании выявленной эмпирической зависимости удельного электрического сопротивления и плотности пород от пористости обосновывается разработанный авторами методический подход к построению согласованных электрогравитационных моделей (Сурина и др., 2012; Сурина, Дьяконова, 2013). Согласно разработанной ранее методике моделирования распределения плотности верхней части земной коры в блоках, выделенных по электромагнитным данным, с помощью модулей программных средств, интегрированных в GIS ArcView, выполнена интерпретация поля силы тяжести в двумерном варианте (рис. 7). Учитывая ре-



**Рис. 6.** Результаты электромагнитных исследований по Серовскому профилю.

а – характер гравитационного поля с элементами структурно-тектонического районирования; б – суммарная продольная проводимость литосферы для меридионального ( $S_x$ ) и широтного ( $S_y$ ) направлений; в – геоэлектрический разрез верхней части земной коры (метод ИЭМЗ-АМТЗ-МТЗ). 1 – тектонические нарушения по данным геоэлектрики; 2 – аномальные зоны повышенной электропроводности; 3 – пункты наблюдений.

**Fig. 6.** Results of electromagnetic investigations along Serov profile.

а – gravity field with elements of structural-tectonic zoning; б – the total longitudinal conductance of the lithosphere for meridional ( $S_x$ ) and latitudinal ( $S_y$ ) directions; в – the geoelectric section of the upper part of the Earth's crust (IEMS-AMTS-MTS methods). 1 – tectonic deformations by the EM sounding data; 2 – high conductivity zones; 3 – points of electromagnetic sounding.

гиональный характер электромагнитных исследований (пункты зондирования располагались на расстоянии от 2 до 10 и более км друг от друга), в качестве экспериментального поля использовалась аномалия Буге масштаба 1 : 1 000 000. Геологические образования в модели рассматриваются как совокупность полигональных объектов произвольного

сечения с неограниченным числом вершин, каждый из которых наделен постоянной плотностью и намагниченностью. Это дает возможность получать в цифровом виде координаты всех вершин и с помощью математического блока рассчитывать модельные кривые. Расчетный блок программы основан на формулах для комплексного логариф-

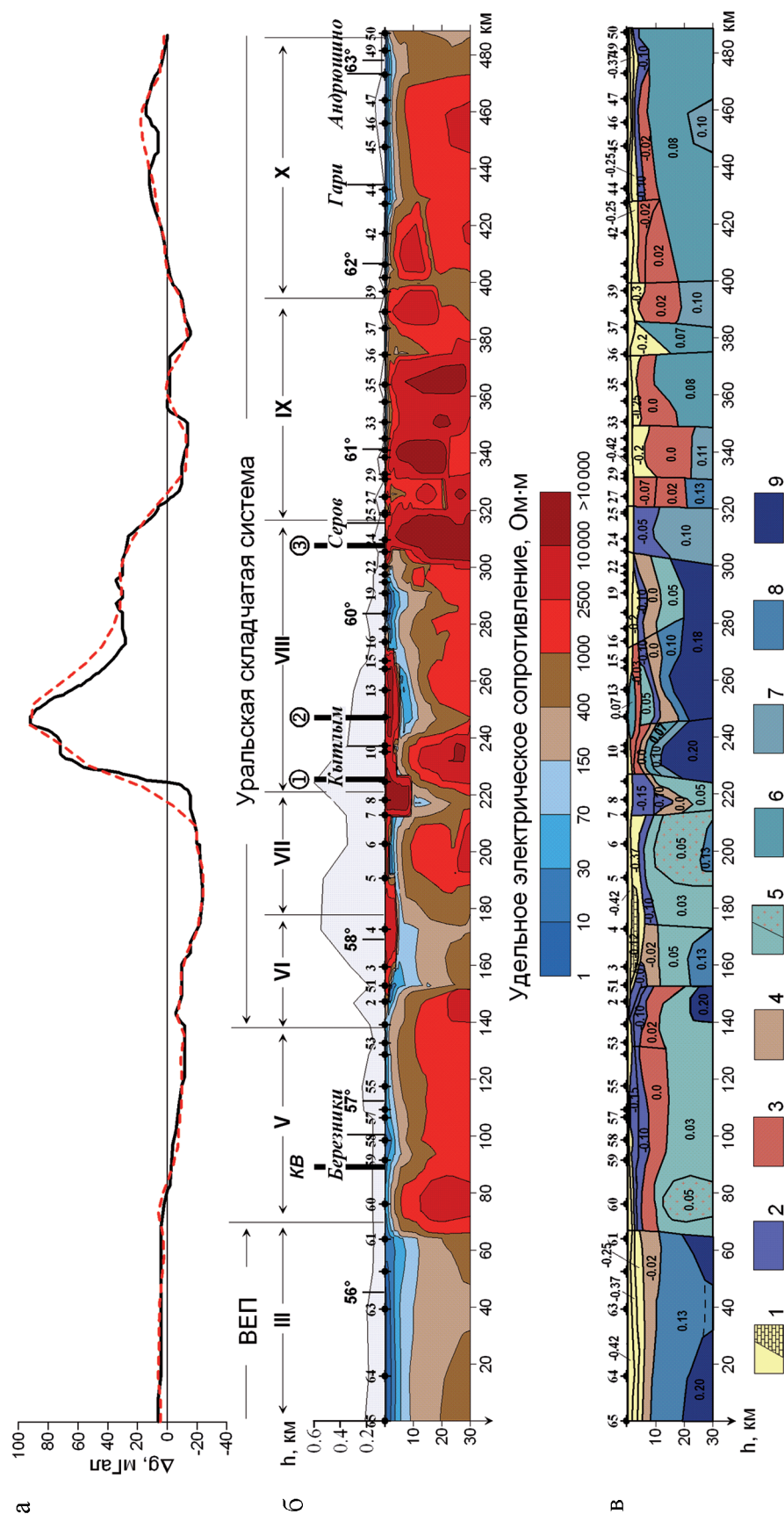


Рис. 7. Результаты 2D интерпретации.

а – кривые аномалии силы тяжести ( $Dg$ ): практическая кривая (сплошная линия), расчетная кривая (красная пунктир); б – геоэлектрический разрез верхней части коры по данным комплексных электромагнитных зондирований; в – плотностная модель.

1 – осадочный чехол (пески, глины, мергели, опоки, терригенно-карбонатные комплексы); 2 – флиш и моласса, серпентиниты, андезиты, базальты, риолиты; 3 – граниты, плагиограниты, гранито-гнейсы; 4 – углито-глинистые сланцы, флигизированные глинистые, углито-кремнистые сланцы; 5 – кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые порфиры и метаморфические сланцы, включения гранитоидов; 6 – андезит-базальтовые, базальтовые порфиры их туфы, туфопесчаники, туфобрекчии; 7 – габбро-долериты, кварцевые диориты, гранито-гнейсы диорит-плагиогранитного ряда; 8 – габбро-диабазы, габбро-нориты, амфиболиты.

Fig. 7. Results of 2D interpretation.

а – gravity anomaly curves ( $Dg$ ): observed curve (black line), calculated curve (red dotted line); б – geoelectric section of the Earth crust by the EM sounding data; в – density model.

1 – sedimentary cover (sands, clays, marls, flasks, terrigenous-carbonaceous complexes); 2 – flysch and molasse, serpentinites, andesites, basalts, rhyolites; 3 – granites, plagiogranites, granito-gneisses; 4 – coaly-clayey shales, phyllitized clayey, coaly-siliceous shales; 5 – quartzites, quartzites-sandstones, quartz porphyries and metamorphic schists, inclusions of granitoids; 6 – andesite-basalt, basalt porphyrites their tufts, tuft sandstones, tuft breccias; 7 – gabbro-dolerites, tuff breccias; 8 – gabbro-norites, amphibolites. 9 – granulite-basite complexes; 9 – diabases, gabbro-norites, amphibolites.

**Таблица 3.** Вещественный состав пород и средние значения плотностей по результатам моделирования**Table 3.** Lithological composition of rocks and average values of density by modeling results

| Геологические комплексы                                                                         | Избыток (дефицит) плотности по результатам моделирования $\Delta\sigma$ , г/см <sup>3</sup> | $\bar{\sigma}^*$ , г/см <sup>3</sup> |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| Осадочный чехол:                                                                                |                                                                                             |                                      |
| пески, глины, мергели, опоки                                                                    | –0.42...–0.25                                                                               | 2.32                                 |
| терригенно-карбонатные комплексы                                                                | –0.25...–0.12                                                                               | 2.52                                 |
| Флиши моласса, серпентиниты, андезиты, базальты, риолиты                                        | –0.15...–0.05                                                                               | 2.56                                 |
| Граниты, плагиограниты, гранито-гнейсы                                                          | –0.07...–0.02                                                                               | 2.62                                 |
| Углисто-глинистые сланцы, филлитизированные глинистые, углисто-кремнистые сланцы                | –0.05...0.02                                                                                | 2.66                                 |
| Кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые порфиры и метаморфические сланцы, включения гранитоидов | 0.03–0.05                                                                                   | 2.71                                 |
| Андезито-базальтовые, базальтовые порфириты их туфы, туфопесчаники, туфобрекчии                 | 0.07–0.08                                                                                   | 2.75                                 |
| Габбро-долериты, кварцевые диориты, гранито-гнейсы диорит-плагиогранитного ряда                 | 0.10–0.11                                                                                   | 2.79                                 |
| Гранулит-базитовые комплексы                                                                    | 0.13                                                                                        | 2.80                                 |
| Диабазы, габбро амфиболизированное, габбро-диабазы, габбро-нориты, амфиболиты                   | 0.18–0.20                                                                                   | 2.85–2.87                            |

\*Плотность определена исходя из средней плотности пород до кровли консолидированного фундамента 2.67 г/см<sup>3</sup> (Красовский, 1989).

\*Density is determined proceeding from the average density of rocks to the top surface of the consolidated basement of 2.67 g/cm<sup>3</sup> (Красовский, 1989).

мического потенциала притяжения и формулах Пуассона–Этвеша для составляющих магнитной индукции. С использованием функции ввода и редактирования данных системы ArcView отклонения модельной кривой от экспериментальной минимизируются за счет положения и угла наклона изменяемых контактов, коррекции значений избыточной плотности и введения предполагаемых глубинных объектов по геолого-геофизическим данным. В процессе интерпретации был осуществлен подбор кривой поля силы тяжести (сплошная линия на рис. 7а – практическая кривая, пунктир – расчетная кривая поля силы тяжести).

Детали расслоенности осадочных образований в верхних частях разреза и особенности структурно-тектонического строения более четко проявлены в геоэлектрическом разрезе, однако были учтены при построении согласованной электрогравитационной модели.

Значения плотности, представленные в табл. 3, согласуются с независимыми оценками данного физического параметра по результатам бурения глубоких скважин в Тимано-Печорской провинции (Дедеев, Запорожцева, 1985; Ананьева и др., 2008), гамма-гамма каротажа Миннибаевской скв. 20000 (Татарстан), вскрывшей кристаллический фундамент в интервале 1914–4566 м (Карус и др., 1980), и петрофизическим исследованиям на образцах горных пород. В целом электрогравитационная

модель содержит обобщающую пространственную характеристику рассматриваемой территории, поскольку пункты зондирования местами располагались на значительном удалении от профиля и могут отражать особенности различной литологии горных пород. Детальные исследования, проведенные в западной части ЗСП (Шаимский нефтегазовый район), с построением трехмерных плотностных моделей рассмотрены в работе (Иванов и др., 2013).

Анализ полученных результатов позволяет проследить следующие особенности.

– Пассивная окраина ВЕП (пп. 61–65) характеризуется мощностью терригенно-карбонатного комплекса осадочных отложений около 6–8 км, плотность пород здесь варьирует от 2.25 до 2.65 г/см<sup>3</sup>. В приуральской части ВЕП выявлена авлакогенная зона на глубине 8–20 км, в центре которой наблюдается мантийный диапир и прослеживается его связь и астеносферным проводником.

– Предуральский краевой прогиб (см. V на рис. 7) выделяется как самостоятельный структурный блок. Западная граница с ВЕП фиксируется флексуобразным разломом. Прогиб заполнен терригенными осадками верхнего палеозоя и отчасти триаса с переменной мощностью от 4 до 6 км.

– На восточной границе Предуральского прогиба и Западно-Уральской зоны складчатости выделяется крупный надвиг (Яйвинский) восточно-

го падения. Западно-Уральская мегазона (VI) вмещает преимущественно палеозойские шельфовые комплексы.

– Центрально-Уральская мегазона (VII) сложена главным образом метаморфизованными осадочными докембрийскими (?) и раннепалеозойскими толщами, слагающими осевую, наиболее приподнятую, часть Уральских гор.

– В пределах осевой структуры Урала (VIII), в западной ее части, прослеживаются глубинные “корни” Салатимского разлома (ГУГР) и Платиноносного пояса, представленного в данном сечении Кытлымским дунит-клинопироксен-габбровым массивом со средней плотностью  $2.74 \text{ г/см}^3$ , нижняя кромка которого выражена в модели очень четко на глубине 3–4 км. Особого внимания заслуживает обнаруженная нами зона аномально высокой проводимости в районе  $60^\circ \text{ с.ш.}$ , где, по геологическим данным, установлена нарушенность коры уже вблизи земной поверхности (см. рис. 6). К ней приурочен целый набор известных месторождений полезных ископаемых рудной и нерудной спецификации. Так, на восточном контакте рифовых известняков в районе г. Карпинска (п. 18) располагается мощный триасовый угленосный грабен. Другой особенностью является пространственная связь зоны с целой цепочкой скарновых магнетит-титановых месторождений и рудопроявлений Серовско-Невьянского пояса. Далее на восток по профилю в пределах задернованной территории выделяются серпентиниты (пп. 23, 24) со средней плотностью  $2.62 \text{ г/см}^3$ , образующие Серовский серпентинитовый массив с выходом на земную поверхность. Этот массив приурочен к одному из наиболее крупных и хорошо выраженных разломов Урала – Серовско-Маукскому. По данным электромагнитных исследований, установлено западное падение этого разлома, что соответствует геологическими и сейсмическими наблюдениям. На глубине свыше 20 км в Тагильской зоне и фрагментарно в приуральской части ВЕП выделяется меланократовый фундамент с плотностью  $2.85\text{--}2.87 \text{ г/см}^3$ . Габбровый и габбро-амфиболитовый комплекс, содержащий в своем составе более или менее значительные реликты гипербазитовых тел, представляет собой меланократовый фундамент, на котором развивалась Уральская эвгеосинклиналь. Этот комплекс сопоставляется с “базальтовым” слоем современных океанов” (Иванов и др., 1972).

– Зона сочленения Урала и ЗСП (п.п. 25–50) перекрыта чехлом рыхлых мезокайнозойских осадков. Несмотря на то что уральские ученые внесли немалый вклад в изучение строения фундамента ЗСП (Смирнов и др., 2003; Ананьева и др., 2008; Иванов и др., 2012), информации об его глубинном строении несоизмеримо меньше, чем о западных зонах Урала, в данной связи большую цен-

ность приобретают результаты электромагнитных зондирований. В п. 31 нами выделено тектоническое нарушение, приуроченное к западному контакту Салдинского метаморфического комплекса. Согласно электрогравитационной модели, в пределах Восточно-Уральского поднятия верхняя граница консолидированного фундамента залегает вблизи земной поверхности. К восточной границе Восточно-Уральского поднятия (п. 39) приурочен региональный разлом-сброс восточного падения. Он прослеживается на всех геологических картах на достаточно большие расстояния. В пределах Восточно-Уральского прогиба располагается палеозойская Пелымская структурно-формационная зона, сложенная преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами девона и карбона, в составе которой выделяется Даниловский грабен (до глубин 3–4 км), где преобладают раннетриасовые кайнотипные базальты и риолиты с плотностью  $2.57\text{--}2.65 \text{ г/см}^3$  (Иванов и др., 2004). По данным геоэлектрики, западный борт грабена прослеживается между пп. 43 и 44, падающим на восток разломом, а восточный – между пп. 48 и 50 – четким сбросом западного падения.

## ВЫВОДЫ

В данной работе представлен новый подход к интерпретации результатов комплексных геофизических исследований. С этой целью привлекались материалы двух независимых методов: геоэлектрики и гравиметрии, и на основании анализа эмпирической зависимости физических параметров удельного электрического сопротивления, плотности и пористости горных пород обосновывается переход к петрофизической и структурно-тектонической трактовке полученных результатов.

Таким образом, получены ценные сведения о расслоенности и обоснованные оценки вещественного состава горных пород верхних частей литосферы Урала и прилегающих к нему частей ВЕП и ЗСП до глубин порядка 30 км. Прослеживаются структурно-тектонические связи строения верхних горизонтов коры по геологическим данным с особенностями глубинного геоэлектрического строения рассматриваемой территории. В дальнейшем полученные результаты будут увязаны с особенностями строения верхней мантии с привлечением данных геотермии и других геолого-геофизических методов.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7 (№ 15-18-5-54) и гранта РФФИ № 14-05-31213.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьева Е.М. (1983) Методические рекомендации при интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании. Свердловск: Уралгеология, 301 с.
- Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. (2008) О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 114 с.
- Дедеев В.А., Запорожцева И.В. (1985) Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 96 с.
- Дортман Н.Б. (1976) Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М.: Недра, 527 с.
- Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. (2007а) Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала. *Геология и геофизика*. 48(10), 1086-1095.
- Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. (2007б) Геоэлектрический разрез литосферы Северного Урала. *Физика Земли*. (4), 15-20.
- Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. (2008) Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным. *Докл. АН*. 423(5), 685-688.
- Дьяконова А.Г., Коноплин А.Д., Вишнев В.С., Астафьев П.Ф., Иванов Н.С. (2001) Результаты электромагнитных исследований на профиле Яйва–Кытлым–Серов–Гари (Северный Урал). *Урал. геофиз. вестн.* (2), 30-36.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Писецкий В.Б., Пономарев В.С., Погромская О.Э. (2012) Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты. *Литосфера*. (4), 91-106.
- Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н., Кошевой В.Н., Кормильцев В.В., Печеркин М.Ф., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Калеганов Б.А., Сурина О.В., Князева И.В. (2004) Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. *Литосфера*. (2), 108-124.
- Иванов К.С., Костров Н. П., Манушко Е. А. (2013) Глубинное строение Даниловского грабена Западной Сибири: геологическая интерпретация плотностных моделей. *Докл. АН*. 451(5), 569-573.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М., Перфильев А.С., Смирнов Г.А. (1972) Природа Уральской геосинклинали. *Докл. АН СССР*. 206(5), 1177-1180.
- Карус Е.В., Резанов И.А., Хайретдинов Р.Ш., Широкова И.Я., Караниколо В.Ф., Балагина Г.П., Соколов Ю.И., Султанов С.А. (1980) Использование данных ГГК-II для характеристики пород скв. 20000 по плотности. *Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы*. (Под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской, И.Х. Кавеева). Казань: Татарское кн. изд-во, 176 с.
- Красовский С.С. (1989) Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наук. думка, 247 с.
- Озерская М.Л., Подоба Н.В. (1967) Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 772 с.
- Редозубов А.А. (1975) Об электрическом сопротивлении пород, вмещающих колчеданные месторождения Урала. *Методика поисков и разведки глубокозалегающих рудных месторождений: Свердловск: Тр. СГИ*. (128), 53-61.
- Родионов П.Ф., Краснобаева А.Г. (1965) Основные особенности геоэлектрического строения колчеданных месторождений Урала. *Тр. Ин-та геофизики УФАИ СССР*. (3), 155-168.
- Семенов А.С. (1970) Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента. *Вестн. Ленинград. ун-та*. (12), 19-26.
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*. (2), 40-56.
- Сурина О.В. (2012) Согласованные электрогравитационные модели строения земной коры по трем субширотным геотраверсам Среднего Зауралья. *XIII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Тез. докл.* Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 200-203.
- Сурина О.В., Дьяконова А.Г. (2013) Принцип построения электрогравитационных моделей на основе электромагнитных данных. *Изв. вузов. Горн. журн.* (5), 163-170.
- Сурина О.В., Дьяконова А.Г., Редозубов А.А. (2012) Корреляция физических параметров при построении электрогравитационной модели на примере Среднего Зауралья. *Изв. вузов. Горн. журн.* (7), 94-101.
- Тектоническая карта Урала (домезозойский складчатый фундамент). М-б 1 : 1 000 000. (1983) (Под ред. И.Д. Соболева). Свердловск: ПГО "Уралгеология".
- Туезова Н.А., Дорогиницкая М.М., Демина Р.Г., Брюзгина Н.И. (1975) Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 185 с.

Рецензент К.С. Иванов

## **Electrogravitational model development of the upper part of the lithosphere along Serov profile (Northern Urals)**

**O. V. Surina, A. G. Dyakonova**

*Institute of Geophysics, Ural Branch of RAS*

Additional regional electromagnetic field studies have been carried out in the northern section of the Urals. As a result of processing and interpretation of experimental materials on the basis of computational modeling of electromagnetic fields the geoelectric section of the upper part of the lithosphere along Serov geotraverse is constructed. Physical properties of rocks (specific electrical resistivity, density and porosity) of the Urals and adjacent platforms are generalized. Dependences between the physical properties received on observed data on core sample of wells and land methods of electrometry are investigated. The electrogravitational model of the Earth's crust on the basis of geoelectric structure using gravity data is developed. The received data allow to replenish, and in a number of cases to specify available geological and geophysical data on composition and structure of the Earth's crust of Northern Urals.

*Key words: North Urals, East-European Platform, West-Siberian Platform, electromagnetic sounding, geoelectric section, specific electrical resistivity, density, porosity, interpretation, electrogravitation model.*