

---

---

*Б. Н. Клабуков*

## **ВОЗМОЖНОСТИ ПЕТРОЭЛЕКТРИКИ В ИЗУЧЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРЕЛИИ**

### **Введение**

Электропроводность весьма чувствительна к объемному содержанию флюидов и электропроводящих минералов в земной коре. Распределение тех и других связано с особенностями геологического строения. Изучение характеристик вещества земной коры расширяет наши представления о ее строении. Основная масса электрических данных получена в виде кажущихся сопротивлений ( $\rho_k$ ). В связи с этим они являются интегральной характеристикой корового вещества и не могут быть прямо использованы для анализа. Значительная часть материалов касается сопротивления минерального скелета ( $\rho_m$ ) и никак не освещает фазовое состояние вещества горных пород. Цель настоящей работы – получить истинные удельные электрические характеристики вещества земной коры ( $\rho$ ) и с помощью совокупности данных уточнить связи электропроводности с особенностями геологических структур.

В статье проводится анализ накопленных в процессе многолетних исследований собственных и опубликованных материалов по изучению электрического сопротивления разновозрастных комплексов кристаллических пород, выведенных на поверхность современного эрозионного среза. Анализируемые данные получены с помощью традиционных методов электроразведки ВЭЗ, ДЭЗ и электропрофилеирования, а также аэрометодов (БДК и МВП) и параметрических измерений на обнажениях пород. Аэроэлектроразведка дает весьма разнородный и несопоставимый материал о сопротивлении пород, однако на некоторых участках работы проведены различными методами, в том числе и наземными. Это позволяет сравнить материалы. Сравнивались электрические и магнитные аномалии тех структур региона, где породы несут одновременно графитовую (шунгитовую) и пирротиновую минерализацию. Корреляции использовались для расчета  $\rho$ . Обработка электрических зондирований проводилась с использованием программы статистической интерпретации по алгоритму Л. Н. Пороховой (1981). В основе программы лежит метод подбора. Для оценки влияния естественных условий на величину  $\rho$  привлечены лабораторные измерения сопротивления пород при температурах  $20 \div 1000$  °С, а также при различной

влажности. Обработка кажущихся сопротивлений позволила получить истинные электрические характеристики вещества земной коры, сравнимые с параметрическими измерениями на обнажениях геологических структур.

В работе принято последовательное рассмотрение электрических характеристик пород от древних к молодым для трех геоструктур I-го порядка: Карельского кратона, Беломорского складчатого пояса и Свеккофенской складчатой области. Существует ряд работ, где сделаны обобщения материалов исследований по электрическим свойствам (Строение..., 1983; Клабуков, 1990; Клабуков, Гришин, 1993; Golod, Klabukov, 1988). Их основной недостаток – отсутствие конкретной геологической привязки измерений. Отметим, что анализируемый материал приведен к одинаковым стандартам, с тем чтобы можно было сопоставлять данные, полученные разными методами.

### **Породы гранит-гранодиоритовой группы**

Для геологических образований, слагающих надбазальтовую часть земной коры, характерно значительное содержание высокоомных порообразующих минералов – плагиоклаза, кварца и микроклина. Наиболее высокоомным является микроклин, наименее – плагиоклаз. В связи с этим микроклиновые граниты должны иметь более высокое сопротивление в сравнении с плагиогранитами. Другим минералом, значимо воздействующим на сопротивление пород, является магнетит, образующийся в результате метасоматоза. При наличии в породе удлиненных кристаллов магнетита возможно образование сквозных каналов проводимости, определяющих величину  $\rho$ . Колебания электрического сопротивления зависят также от пористости и трещиноватости пород при условии их заполнения влагой. Заметная зависимость  $\rho$  от разуплотнения возникает при высокоомном минеральном скелете ( $>3 \cdot 10^5$  Ом·м). Этому условию удовлетворяют почти все породы гранит-гранодиоритовой группы. По лабораторным измерениям электрического сопротивления, приведенного к естественным условиям, сопротивление гранитов должно варьировать вокруг величины  $10^4$  Ом·м.

*Беломорский складчатый пояс*

В качестве пород гранит-гранодиоритовой группы представлены гнейсы различного состава. Минеральный состав гнейсов простой, их породообразующими высокоомными минералами являются: кварц, плагиоклаз и биотит. Среди гранитных тел встречаются диориты, эндербиты, чарнокиты, гранодиориты и плагиомикроклиновые граниты (Геология Карелии, 1987).

В пределах структуры исследовано семь участков: Нильмозеро, Мурашово, Кузема, Юлозеро, Пуатараваара, Колежма и Соловки. По результатам интерпретации (табл. 1) наблюдается значительное снижение  $\rho$  у измененных разностей. Использование данных минералогического анализа позволило установить повышенное содержание тяжелой фракции в составе пород. По данным электропрофилеирования в субширотных зонах Чупино-Лоужского района (Меламед, 1968) фиксируется снижение  $\rho$  гнейсов до 2000 Ом·м на фоне 10 тыс. Ом·м вмещающих эти зоны пород. Пониженное сопротивление гнейсов здесь связано, скорее всего, с их трещиноватостью. Пористость таких пород по данным лабораторных исследований достигает 4% на фоне 1–2 неизмененных разностей.

*Карельский кратон*

В качестве пород гранит-гранодиоритовой группы в нижнем структурном этаже следует отметить

многократно деформированные различные по составу и возрасту архейские тоналиты, гранодиориты и диориты (табл. 2). В верхнем структурном этаже породы данной группы представлены гранитами рапакиви Салминского и Улялегского массивов.

Породы нижнего этажа составляют естественный высокоомный фон земной коры. Вариации  $\rho$  этих пород связаны с повсеместной гранитизацией и диафторезом. В северной части кратона в пределах Пяозерского блока широко развиты плагиомикроклиновые и существенно микроклиновые граниты.

*Свекофеннская складчатая область (в пределах региона – Ладожский геоблок)*

Наиболее представительны в этой структуре гранито-гнейсы на контакте с Карельским кратоном в гранито-гнейсовых куполах северного Приладожья. В качестве примера приводятся данные о Коккосельском куполе. Подобно другим куполам он имеет сложное строение. Преобладающими породами являются архейские гнейсо-граниты, мигматиты. Присутствуют реликты разнообразных гнейсов. По данным параметрических измерений архейские гранитоиды обладают достаточно высоким сопротивлением (8–18) тыс. Ом·м при среднем 16 тыс. Ом·м. По результатам ВЭЗ, поставленных на гранитах вблизи контакта с породами сортавальской серии, сопротивление достигает величины 26 тыс. Ом·м.

Таблица 1

**Удельное электрическое сопротивление измененных и неизмененных пород  $\rho$ , тыс. Ом·м**

Участок	Породы	Количество измерений	Измененные	Неизмененные
Мурашово	Биотитовые гнейсы	22	19–21	20–30
Нильмозеро	Амфиболсодержащие гнейсы	17	5–9	12–30
Юлозеро	Гранат-биотитовые гнейсы	56	5–7	9–16
	Дистен-гранат-биотитовые гнейсы	34	3–4	8–10
Кузема	Граниты	30	8–10	30–40

Таблица 2

**Электрическое сопротивление пород Карельского кратона**

Участок работ	Геологическая характеристика	$\rho$ , тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Лексозеро – оз. Тулос	Эндербиты и двупироксен-амфиболовые сланцы	14	22	18
		10	12	11
		19	26	22
Вокнаволоок	Вокнаволоокский комплекс	8	12	10
Ровкульский	Гранитоиды и гранито-гнейсы	10	18	14
Пяозерский	Тавоярвинский комплекс гранитов	2	10	6
Яглярви	Гнейсо-граниты и мигматиты	16	30	23
		19	25	22
Вохтозеро	Гранит-мигматиты	5	–	–
		7	70	38
		27	–	–
Нелгомозеро	Тоналито-гнейсы	20	30	25
		–	–	–
Панозеро	Микроклиновые и микроклино-плагиоклазовые граниты	4	–	–
		–	–	–
Водлозерский блок	Гранитизированные породы	10	–	–
		9	–	–
		17	20	18
Салми	Рапакиви	10	20	15
		0,8	17	9
		10	26	18
		2	–	–
Сыссойла	Рапакиви	10	35	22

В пределах Ладожского геоблока в северо-восточном Приладожье магнетизм рифейской эпохи выразился в формировании Салминского и Улягского массивов гранитов рапакиви. Согласно представлениям Л. П. Свириденко (1968), Салминский массив образовался при пятикратном внедрении магм рапакиви. Соответственно она выделяет пять фаз. Выделяемые фазы несколько различаются по физическим свойствам, таким как плотность и магнитная восприимчивость. Величина  $\rho$  меняется от 0,8 до 17 тыс. Ом·м.

Для гранитов рапакиви характерна тенденция увеличения  $\rho$  с уменьшением плотности и магнитной восприимчивости. Установлен также рост сопротивления  $\rho$  с глубиной. Рапакиви Улягского массива имеют несколько пониженное сопротивление (10 тыс. Ом·м). Заметна тенденция: в высокоомных блоках сопротивление с глубиной растет быстрее, чем в низкоомных.

### Породы осадочно-вулканогенной группы

Эти образования развиты на двух структурных этажах – Лопийском и Карельском.

#### Лопийские образования

Осадочно-вулканогенный комплекс изучался в основном в пределах Карельского кратона. Среди пород этого комплекса особо выделяют формации черных сланцев (Галдобина и др., 1983), с которыми связано первое в эволюции земной коры сколько-нибудь значительное накопление электропроводящих минералов – графита и сульфидов. Для осадочно-вулканогенных пород характерны три типа разреза, отличающихся по соотношению осадков и вулканитов. Электрическое сопротивление пород этой группы связано, главным образом,

с присутствием в породах рудных минералов (железа и сульфидов), а также со структурно-текстурными особенностями (рассланцеванием). Как правило, эти образования пространственно совпадают со специфическими структурами Балтийского щита, называемыми мобильно-проницаемыми зонами (МПЗ), где за счет особого геодинамического режима в лопии создались благоприятные условия для связи кора – мантия (Гришин, 1990). Вследствие концентрации углерода в таких зонах они являются проводящими. Колебания  $\rho$  пород этой группы приведены в табл. 3.

#### Карельский структурный этаж

Геологические образования этого этажа представляют собой чехол Карельского кратона. В составе стратифицированных образований этого чехла выделяются шесть надгоризонтов от сумия до вепсия (Геология Карелии, 1987).

В нижнем протерозое усиливается активизация эндогенных процессов в земной коре, которые приводят к более резкой дифференциации вещества и к формированию Карельского структурного этажа. Продукты вулканизма и осадконакопления занимают в нем ведущее место. Геологические образования нижнего протерозоя расчленены на ряд ярусов, которые неравномерно развиты в различных частях Карельского кратона. Характерным для нижнепротерозойского времени является дальнейшее развитие черносланцевых формаций и накопление в их составе углерода в значительно больших количествах, чем в лопии (Галдобина и др., 1983). Интенсивность вариаций  $\rho$  слагающих этаж горных пород настолько значительна, что составляет несколько порядков, отражая сложность строения земной коры Карельского структурного этажа (табл. 4).

Таблица 3

### Электрическое сопротивление осадочно-вулканогенных пород, слагающих лопийский структурный этаж

Участок работ	Геологическая характеристика	$\rho$ , тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Мегриярви	Кварц-биотитовые сланцы	25	53	39
	Кислые вулканыты	9	11	10
	Порфириды	3	9	6
	Серицит-кварц-полевошпатовые сланцы	22	–	–
Киндасово	Биотит-амфиболовые сланцы	8	–	–
	Амфиболиты	–	–	–
Корпанга	Графитистые сланцы	3	–	–
	Магнетитовые руды	0,05	2	1
Хаутаваара	Вмещающие руды породы	300	4000	2000
	Графитистые сланцы	1,3	1,5	1,4
	Базальты	3,4	7,5	–
Чалка	Колчеданные руды	0,001 и меньше	–	–
	Габбро-диабазы	1	–	–
	Кремнистые туффиты	24	–	–
	Порфириты	5	–	–
	Туфы андезитовых порфиритов	2,0	32	17
Карбозеро	Лавы порфиритов	0,4	5	2,7
	Андезиты	6	30	18
	Габбро-диориты	5	8	6
Койкары	Гипербазиты	1,3	2,0	1,6
	Графитистые сланцы	0,8	4	2,4

Таблица 4

## Электрическое сопротивление осадочно-вулканогенных пород, слагающих Карельский структурный этаж

Участок работ	Геологическая характеристика	ρ, тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Михайловское	Ятулийские эффузивы	3,5	9,4	7,5
	Осадочные образования	3,6	12	8,8
Гумарино Волозеро	Габбро-диабазы	–	–	5
	Вулканы основного состава	5	–	–
Онежская структура	Шунгитовые сланцы	0,13	–	–
	Породы, не содержащие шунгит	0,5	10	5,2
	Шунгитсодержащие сланцы	0,001	300	100
пр. Вярсиля – Кааламо	Графитсодержащие сланцы	0,001	0,01	0,05
	Кварциты	5	10	7
	Сланцы, не содержащие графит	–	–	–
оз. Вахвяярви п. Салми	Порфириты	1	5	3
	Кварц-биотитовые сланцы	14	–	–
	Песчаники	3	8	5,5
	Вулканы	7	9	8
	Кварциты	15	20	17
	Порфириты	1,4	–	–

Наиболее проводящей частью Карельского структурного этажа является шунгитоносный комплекс пород людиковия. Именно с ним связано масштабное накопление шунгитового вещества (ШВ), характеризующегося высокой электропроводностью. Наиболее полный разрез людиковия установлен в Онежской структуре, где он представлен заонежской и суйсарской свитами. В зависимости от содержания ШВ в шунгитоносных породах (ШНП) величина ρ меняется на 8 порядков. Наиболее высокоомными из ШНП являются образования суйсарской свиты при содержании ШВ в породах не более 5%.

Образования салминской свиты завершают в основном разрез осадочно-вулканогенных пород на территории Карелии. Распространение верхнепротерозойских и палеозойских пород носит спорадический характер, поэтому их электрические характеристики здесь не приводятся.

#### Интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава

Образования, которые можно сопоставить с веществом «базальтового» и подкорового слоев, на поверхности земной коры формируют массивы основных, ультраосновных и щелочных пород. Сложность оценки электрических параметров «базальтового» слоя по данным породам связана с необходимостью учета термодинамических условий, в которых находится вещество на этих глубинах.

Предполагается, что главную массу «базальтового» слоя вместе с интрузиями основного состава слагают породы гранулитовой фации метаморфизма, такие как гранулиты и эклогиты. Автор допускает, что в составе «базальтового» слоя могут находиться серпентинизированные разности ультраосновных пород (Резанов и др., 1984). Данные показаны в табл. 5.

Таблица 5

#### Электрическое сопротивление основных и ультраосновных пород

Участок работ	Породы	ρ, тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Бураковский массив	Плагиопироксениты	4	10	7
	Дуниты	0,1	2	1,0
	Габбро-нориты	0,1	0,2	0,5
Кааламо	Габбро-диориты	2,5	9	5,5

#### Четвертичные отложения

Как первый от поверхности слой, отложения четвертичного возраста интересуют геоэлектрику с точки зрения экранирования электрического поля. Однако электрическая характеристика рыхлых отложений важна также для изучения геологического строения этой части земной коры. Для оценки экранирования строят карты продольной проводимости (S). Существующая карта продольной проводимости осадочного чехла территории бывшего СССР масштаба 1 : 8 000 000 не отражает деталей. Так, например, вся территория Карелии на этой карте отмечена как зона пониженных S.

Впервые попытка детализировать карельскую часть карты была предпринята М. И. Голодом и А. Д. Лукашовым (1978). Ими на основе анализа геолого-геофизического материала была построена схема S четвертичных отложений Карелии в масштабе 1 : 2 500 000. В качестве экспериментальных данных использовалась информация, полученная при проведении работ методами ВЭЗ, электрического профилирования, в том числе индукционного, параметрические измерения на конкретных объектах. Подтвердились данные о малой величине продольной проводимости первого слоя. В среднем она составляет сотые доли сименса. Однако появились и детали. Увеличение проводимости отмечено для зоны сочленения Балтийского щита и платформы, в прибрежной части больших озер, где наряду с увеличением мощности отложений

увеличивается в разрезе мощность их глинистых разностей. Накопление данных по электрическому изучению рыхлых отложений (работы ПГО Севзапгеология и Карельского научного центра) за последнее время реализовано Б. Н. Клабуковым в уточненной схеме S (Строение литосферы..., 1993). В ней значительно детализированы южная и юго-восточная части Карелии по границе с Архангельской и Ленинградской областями. Продольная проводимость осадков здесь достигает 1 сименса.

Для четвертичных отложений в регионе характерны два типа электрических разрезов – двухслойный и трехслойный. В каждом из разрезов в качестве маркирующего горизонта используется поверхность коренных пород, которые в Карелии имеют, как правило, очень высокое электрическое сопротивление. Таким образом, мощность четвертичных отложений по экспериментальным данным определяется или по мощности первого горизонта в двухслойном, или по суммарной мощности двух первых горизонтов в трехслойном разрезе. По данным анализа параметрических измерений  $\rho$ , мощность четвертичных отложений оказывается завышенной в сравнении с истинными значениями. Суммарная мощность двух верхних горизонтов по данным ВЭЗ в Северной и Центральной Карелии колеблется от 13 до 120 м при средней величине в 50 м, тогда как по геоморфологическим данным (Лукашов, 1976) мощность рыхлых отложений в районе исследований не превышает 20 м. Статистический анализ результатов интерпретации ВЭЗ указывает на связь сопротивления коренных пород фундамента с величиной суммарной мощности двух верхних горизонтов (табл. 6). Логично следующее объяснение этой связи. При снятии ледниковой нагрузки за счет дилатансии и процессов физического выветривания происходит значительное разуплотнение верхней части фундамента. Образующие послеледниковые коры выветривания заполняются влагой, что резко увеличивает их проводимость. Проникновение воды в трещины коренных пород также увеличивает мощность второго обводненного горизонта. Интенсивность и глубина расстрескивания, исходя из положений физики твердого тела, должны увеличиваться для более жестких и прочных массивов горных пород, имеющих, как правило, в обезвоженном состоянии высокое сопротивление.

Таблица 6

**Связь сопротивления коренных пород Карелии с величиной суммарной мощности двух верхних горизонтов**

$\rho$ коренных пород, тыс. Ом·м	$H_{1+2}$ , м
>40	74
30÷40	52
20÷30	43
10÷20	34
1–10	19
<1	13

Следовательно, между сопротивлением коренных пород и суммарной мощностью двух верхних горизонтов должна существовать положительная корреляционная связь. Для групп, представленных в табл. 6, связь надежна ( $r = 0,97$ ).

Таким образом, проводимость первого от поверхности коренных пород слоя определяется суммой проводимостей горизонтов, сложенных моренными отложениями и корой выветривания коренных пород.

#### Схематическая модель проводимости земной коры

На основании геолого-геофизических данных о строении земной коры и результатов петроэлектрического анализа можно построить схематическую модель продольной проводимости земной коры, которая представляет определенный интерес. Модель складывается из проводимостей отдельных слоев.

$$S_{з.к.}^* = S_a + S_{гр.} + S_{ос.-вул.} + S_{баз.}$$

где  $S_{з.к.}$ ,  $S_a$ ,  $S_{гр.}$ ,  $S_{ос.-вул.}$ ,  $S_{баз.}$  – соответственно проводимости земной коры, четвертичных отложений, «гранитного»\*\* слоя, осадочно-вулканогенного и «базальтового» слоев.

Примем, что точность расчетов проводимости земной коры в каждой точке равна  $\pm 1$  См. Тогда величина  $S_a$ , равная на большей части региона сотым или десятым долям сименса, оказывается в пределах погрешности и ее можно не учитывать.

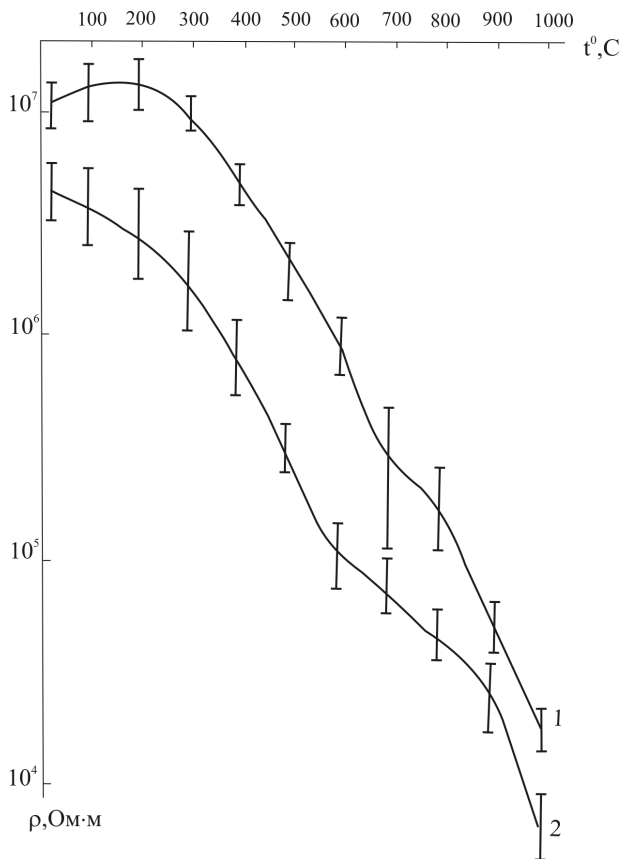
Для оценки проводимости нижележащих слоев предварительно рассмотрим температурные зависимости  $\rho$  слагающих пород. Исследования проводились на карельском материале (Голод, Клабуков, 1976; Клабуков, Голод, 1979; Строение..., 1983). Получены зависимости  $\rho = f(t^\circ C)$  для большинства наиболее распространенных пород. По распределению  $\rho$  в поле температур изученные породы можно объединить в две группы. Первая группа пород представлена гранитами, гнейсами, гранодиоритами и осадочно-вулканогенными образованиями – гипотетически наполнителями верхней части земной коры. Вторая – основными и ультраосновными породами – более вероятными образованиями, слагающими низы коры и подкордовый слой верхней мантии.

Обобщенные кривые  $\rho = f(t^\circ)$  (рис.) 1 и 2 характеризуют распределение сопротивления соответственно первой и второй групп пород. Они четко дифференцированы и постепенно сближаются в высокотемпературной области. Максимальное различие по средним величинам  $\rho$  наблюдается при температуре, близкой к  $600^\circ C$ , и составляет приблизительно один порядок. Характерным для обобщенных кривых является температурный интервал  $25 \div 250^\circ$ . В пределах

\*  $S' = H/\rho$ , где  $H$  – мощность слоя, а  $\rho$  – удельная проводимость.

\*\* «Гранитный» слой – условное наименование «гранито-ультраметаморфического» и «диоритового» слоев.

этого интервала с увеличением температуры наблюдается или некоторое увеличение сопротивления (породы первой группы), или очень слабое уменьшение  $\rho$  (породы основного и ультраосновного состава).



**Обобщенные кривые зависимости удельного электрического сопротивления от температуры в 65% доверительных интервалах:**

1 – для верхней части коры, 2 – для нижней части коры и верхней мантии

Исследованиями показано, что для водонасыщенных образцов электропроводность до температур 200–250 °С уменьшается (Строев, 1983). Так как в естественном залегании породы кристаллического фундамента увлажнены, можно предполагать, что электрическое сопротивление вещества земной коры увеличивается до глубин, соответствующих этим температурам. Согласно геотермическим кривым (Клабуков, 1990), увеличение  $\rho$  происходит до 15–20 км, где, вероятно, должен быть его максимум. Аномальное поведение кривых  $\rho = f(t^\circ)$  наблюдается также в интервале 500–600 °С, что соответствует низам земной коры.

Использование температурных зависимостей сопротивления горных пород (рис.) совместно с геотермическим разрезом позволяет учесть влияние температуры на электропроводность слоев земной коры.

Определим  $S_{гр.}$ , используя следующие исходные данные и допущения. Величина  $\rho$  пород гранитного состава на поверхности меняется от 2 до 10 тыс.

Ом·м. Допуская, что по объему количество проводящих и высокоомных пород одинаково,  $\rho_{ср.} = 6$  тыс. Ом·м. Оценки  $\rho$  древнего фундамента на глубинах в несколько километров, приведенные выше, составляет 30 тыс. Ом·м. Считая их максимальными и учитывая рост сопротивления с глубиной, по температурной кривой (1 на рис.) определим  $\rho_{ср.}$  в слое, которое равно 18 тыс. Ом·м. Тогда  $S_{гр.} = 1,1$  См. Допустим, что под существенно «диоритовыми» блоками сопротивление пород с глубиной нарастает быстрее и уже на небольших глубинах достигает максимальной величины. В этом случае  $S_{гр.} = 0,7$  См.

Вычислим  $S_{баз.}$ , для чего принимаем мощность «базальтового» слоя постоянной и равной 20 км. Средняя величина электрического сопротивления малоизмененных пород основного состава по оценкам на поверхности равна 4 тыс. Ом·м. При температуре 300–400 °С  $\rho$  пород основного состава уменьшается примерно в 2 раза и будет равно 2 тыс. Ом·м. Допустим в составе «базальтового» слоя наличие серпентинизированных разностей с сопротивлением 200 Ом·м и объемом хотя бы в 5% и будем считать, что эти породы составляют прослойку в слое. С учетом этих допущений  $S_{баз.} = 14,5$  См.

Итак, фоновая проводимость земной коры с учетом погрешности составляет 15 См. Для нее возможны некоторые колебания, связанные с мощностью коры. Так, в Беломорье, где  $h_m = 47$  км, проводимость земной коры составляет 16 См. Как видим, вариации фоновой проводимости невелики и не превышают 3 См.

Таким образом, можно утверждать, что наибольшее влияние на проводимость коры будут оказывать  $S_{ос.-вул.}$  в связи с резкими вариациями электрического сопротивления слагающих осадочно-вулканогенный слой пород (от 10 Ом·м до 15 тыс. Ом·м) и переменной мощностью слоя (от 0 до 7 км). Для расчетов  $S_{ос.-вул.}$  в плане использована схема сопротивления коренных пород, выполненная на геолого-геофизической основе (Клабуков, 1990). Учет изменения  $\rho$  на глубину в конкретной точке схемы проводился с использованием данных петрозлектрического анализа наиболее типичных структур и конкретных разрезов.

### Коровые зоны проводимости

*Заонежская аномалия.* Впервые аномалия описана М. И. Голодом (1984) и позднее уточнена Б. Н. Клабуковым (Органическое вещество..., 1994). Она является одной из крупнейших электрических аномалий восточной части Балтийского щита и пространственно совпадает с Онежской структурой, размеры которой 130×120 км. Мощность слагающих ее геологических образований оценивается в 1,5–2 км. Аномальная проводимость связывается с содержанием в породах людииковийского надгоризонта минерала шунгита, обладающего электронной проводимостью.

При мощности наиболее проводящих шунгитовых пород порядка 600 м и их среднем удельном сопротивлении 0,5 Ом·м продольная проводимость в

восточной части Заонежского полуострова может достигнуть 1000–1200 См.

*Ладожская аномалия.* В тектоническом отношении Ладожская аномалия приурочена к Ладожскому геоблоку. В верхах коры она связывается с присутствием в породах сортавальской и ладожской серий этого района графита и рудных минералов – пирита и пирротина. Графитоносные сланцы образуют субширотную полосу протяженностью свыше 70 км в юго-западном обрамлении Карельского массива. При среднем сопротивлении проводящих пород 100 Ом·м и средней мощности 200 м продольная проводимость этих образований составит 20 См. При фоновой проводимости коры в Ладожском геоблоке 16 См суммарная проводимость коры в северном Приладожье составит 36 См.

Электрическими зондированиями (Вагин и др., 1982) установлено существование глубинной части аномалии значительно большей проводимости. Ось ее направлена на северо-запад через Ладожское озеро. Скрытая часть аномалии детально изучена АМТ-зондированиями (Попов, 1988). Показано, что она имеет несколько горизонтов разной проводимости. Предполагается, что аномалия внутри коры, так же как и на поверхности, связана с концентрациями графита и сульфидов.

*Бураковская аномалия.* Пространственно аномалия совпадает с Бураковским массивом основных и ультраосновных пород. Все породы массива характеризуются пониженным электрическим сопротивлением. Наименьшие  $\rho$  (единицы-доли Ом·м) имеют серпентинизированные породы. При среднем сопротивлении таких пород 1 Ом·м и их мощности 400 м проводимость толщи измененных гипербазитов в пределах Аганозерского блока составит 400 См. Средняя проводимость Бураковской аномалии при среднем сопротивлении массива 600 Ом·м и мощности 6 км равна 10 См.

*Хаутаваарская аномалия.* Геологические образования, слагающие названную проводящую зону, представлены осадочно-вулканогенными породами лопийского возраста, вмещающими месторождения и рудопроявления серного колчедана. В составе этих пород присутствуют графитистые сланцы, с которыми также связано образование проводящей зоны. Общая мощность разреза 4,5–5 км. Наиболее низкими  $\rho$  характеризуются серно-колчеданные руды Хаутаваарского месторождения (доли и единицы Ом·м). При мощности рудных тел 400 м величина  $S$  достигает значений 300–400 См. Примерно те же величины  $S$  получены по результатам аэроэлектроразведочных работ. Вмещающие породы за счет графита и рассеянных сульфидов имеют пониженную проводимость ( $S = 70–80$  См).

*Кукаозерская аномалия.* Пространственно эта аномалия связана с Кукаозерской синклиналью (Демидов, Кратц, 1974). Размеры структуры 15×80 км. Проводящими породами являются графитистые образования нижнепротерозойского возраста. Они четко фиксируются аэроэлектроразведкой в виде интенсивной зоны полосовых аномалий. Графитистые сланцы почти целиком состоят из графитистого или сероглинистого вещества с сопротивлением 1÷2 Ом·м. Видимая мощность пачки графитистых пород до 10 м. Продольная проводимость зон с графитистыми образованиями достигает 7–8 См. Суммарная проводимость толщи пород, слагающих Кукаозерскую структуру, мощностью до 2 км, может достигать 1000 См за счет понижения сопротивления карбонатной и вулканогенной толщ, пронизанных тонко распыленным графитом.

*Парандовская аномалия.* Аномалия связана с Парандовским месторождением серного колчедана, расположенного в пределах Парандовско-Тикшозерского зеленокаменного пояса (Рыбаков, 1987). Мощность горизонтов, к которым приурочены пирит-пирротиновые залежи, достигает 60 м. Сопротивление рудных объектов по оценкам Ю. Д. Бородулина (Гришин и др., 1983) – 20 Ом·м, а проводимость – 3 См. При мощности терригенно-осадочной толщи 1,5 км и толщи графитистых сланцев 1 км суммарная проводимость обеих толщ при среднем сопротивлении пород 100 Ом·м составит 25 См. Общая проводимость земной коры в районе аномалии – 37 См.

### Заключение

Фоновая проводимость земной коры определяется в основном электрическими свойствами пород гранодиоритовой группы и характерна для блоковых структур. Высокоомный фон на уровне эрозионного среза земной коры Карелии лежит в пределах (10÷30) тыс. Ом·м. Колебания этого фона связаны больше с возрастом коры, чем с составом. Аномалии электропроводности могут быть как в блоковых, так и в линейных структурах, но природа их разная. Линейные аномалии больше связаны с углеродом. Архейская кора кажется более высокоомной, чем нижнепротерозойская. С другой стороны, петроэлектрический анализ докембрийских образований показывает, что наиболее высокоомными являются породы, которые в значительной степени сохранили свою первоначальную структуру, текстуру и состав, т. е. претерпели минимум химико-физических и механических преобразований независимо от возраста.

### ЛИТЕРАТУРА

Вагин С. А., Добровольская М. А., Ковтун А. А. и др. Ладожская аномалия электропроводности коры // Вопросы геофизики. Вып. 29. Л., 1982. С. 15–19.

Галдобина Л. П. и др. Комплексное изучение черносланцевых формаций Карелии // Фонды Карельского НЦ РАН. Петрозаводск, 1983. 438 с.

- Геология Карелии*. Л., 1987. 231 с.
- Голод М. И.* Заонежская аномалия проводимости // Коровые аномалии электропроводности. Л., 1984. С. 75–79.
- Голод М. И., Клабуков Б. Н.* О влиянии температуры на электрические свойства гнейсов // Информационные материалы за 1974 г. Петрозаводск, 1976. С. 42–46.
- Голод М. И., Лукашов А. Д.* Электропроводность четвертичных отложений Карелии // Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1978. С. 4–9.
- Гришин А. С.* Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 112 с.
- Гришин А. С., Голод М. И., Бородулин Ю. Д. и др.* К методике поисков зон протоактивизации // Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 51–55.
- Демидов Н. Ф., Кратц К. О.* Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 95–116.
- Клабуков Б. Н.* Результаты проведения магнито-теллурических зондирований в Карельском регионе Балтийского щита // Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск, 1990. С. 18–40.
- Клабуков Б. Н., Голод М. И.* Исследования электрических свойств горных пород Северной Карелии при высоких температурах // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1979. С. 147–156.
- Клабуков Б. Н., Гришин А. С.* Связь электропроводности с элементами глубинного строения литосферы юго-восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 107–117.
- Лукашов А. Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л., 1976. 109 с.
- Меламед Г. Ш.* Применение электроразведки при крупномасштабном картировании дизъюнктивных нарушений на слюдяных месторождениях Северной Карелии // Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1968. С. 31–37.
- Органическое вещество* шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. 207 с.
- Попов М. К.* Геоэлектрическая модель земной коры в районе Ладожской аномалии электропроводности по данным АМТ-зондирований: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1988. 14 с.
- Порохова Л. Н.* Статистическая интерпретация при решении обратной задачи // Статистическая интерпретация геофизических данных. Л., 1981. С. 18–26.
- Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопецева Г. В.* Природа границы Мохоровичича. М., 1984. 219 с.
- Рыбаков С. И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987. 269 с.
- Свириденко Л. П.* Петрология гранитов рапакиви Салминского массива. Петрозаводск, 1968. 116 с.
- Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным*. Л., 1983. 180 с.
- Строение литосферы Балтийского щита*. М., 1993. 166 с.
- Golod M. I., Klabukov B. N.* Review of bedrock and overburned resistivity // Geoelectrical model of the Baltic shield. University of Oulu (Finland), 1988. P. 30–32.