

А. А. Ковтун

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОЙ ГЕОЭЛЕКТРИКИ

В начале 60-х годов с момента получения первых результатов глубинных магнитотеллурических зондирований, отражающих электропроводность земной коры и верхней мантии до глубины 300–400 км, возникла идея использовать полученные данные о проводимости Земли для оценки температуры. Толчком к развитию этой идеи послужила одна из первых работ по исследованию проводимости горных пород, входящих в состав мантии при высокой температуре, выполненная Х. Хьюзом в 1955 г. Им было установлено, что удельная проводимость оливина, главной компоненты пиrolитовой мантии, при температуре около 1000 °С начинает быстро расти с ростом температуры по известному для полупроводников и диэлектриков закону:

$$\sigma = \sigma_0 \exp[-E/(kT)], \quad (1)$$

где E в зависимости от типа проводимости — энергия образования и переноса дефекта либо энергия активации электрона; σ_0 — коэффициент пропорциональности, слабо зависящий от температуры T ; T — температура, К.

Быстрый рост удельной электропроводности указывал на изменение типа носителя заряда. Работа Х. Хьюза вызвала большой интерес геофизиков и послужила толчком к широким исследованиям проводимости горных пород при высокой температуре. В Советском Союзе первые результаты были получены в институте Физики Земли АН уже к середине 60-х годов и обобщены в монографии Э. И. Пархоменко и В. П. Бондаренко [1].

Интерес к исследованию электропроводности горных пород был связан не только с возможностью оценки температуры, но и с возможностью оценить по электропроводности такие характеристики среды, как трещиноватость горной породы, влагонасыщенность, вязкость, пластичность, вызванную приближением к зоне частичного плавления. Последнее стало особенно актуальным в связи с принятием в 1978 г. Международной ассоциацией геомагнетизма и аэронавтики проекта ELAS, направленного на изучение процессов плавления в астеносфере, конечной целью которого являлось определение глубины залегания астеносферы по величине электропроводности пород мантии. Проект ELAS вывел геоэлектрику на решение задач геодинамики. В этом направлении наиболее ярким примером было применение методов глубинной геоэлектрики при изучении зоны субдукции на Тихоокеанском побережье Северной Америки в зоне погружения микроплиты Хуан де Фука под континент [2].

В статье поставлена довольно скромная задача: рассмотреть результаты, полученные методами глубинной геоэлектрики на территории стабильной докембрийской плиты. В первую очередь остановимся на зависимости удельной проводимости горных пород от температуры, давления, влажности, плавления и покажем, какое отражение эти закономерности находят в данных геоэлектрики, полученных, в основном, методом магнитотеллурического зондирования, в течение последних 50 лет.

Электропроводность пород, входящих в состав земной коры и верхней мантии. Главными факторами, влияющими на электропроводность горных пород, являются минералогический состав, температура, давление и влажность. Породы, слагающие земную кору и мантию, представляют собой многокомпонентные силикатные системы, находящиеся в кристаллическом состоянии. Главным элементом кристаллической структуры породообразующего минерала является отрицательно заряженный ион SiO_2^- . Связь между ионами SiO_2^- осуществляется посредством кислорода и положительно заряженных ионов металлов Fe^{++} , Ca^{++} , Mg^{++} и т. д. Проводимость кристаллов с ионной связью складывается из проводимости полупроводникового типа, возникающей вследствие перехода электронов с примесных уровней и из валентной зоны в возбужденное состояние, и из собственной ионной и примесной проводимостей, возникающих вследствие наличия дефектов в кристалле. Проводимость всех типов зависит от температуры и давления. Зависимость проводимости каждого типа от температуры при постоянном давлении может быть приближенно описана функцией (1). Полная электропроводность ионных кристаллов будет описываться суммой таких экспонент с разными коэффициентами E и σ_0 . С изменением температуры роль того или иного типа проводимости будет меняться. Как правило, при малых температурах ($t < 600\text{--}700^\circ\text{C}$) и малых давлениях основную роль играет примесная составляющая (ионная и полупроводниковая), а при больших температурах главной становится собственная ионная проводимость. В пределах одного типа проводимости зависимость $\lg \sigma$ от $1/T$ будет линейной. Излом на кривой, наступающий при определенной температуре, указывает на смену носителя заряда и переходу к новому типу проводимости. В монографии Э. И. Пархоменко и А. Т. Бондаренко [1] приведены результаты, полученные для основных типов пород, предположительно слагающих кору и верхнюю мантию.

На рис. 1 показано изменение электропроводности для кислых (гранит) и основных (базальт) пород. Эти породы могут моделировать химический состав «гранитного» и «базальтового» слоев коры. Поведение проводимости пород ультраосновного типа (перидотит), входящих в состав верхней мантии, представлено на рис. 1, в. Электропроводность всех групп пород мала в области низких температур, так как в этих условиях существенную роль играет примесная проводимость. Электропроводность резко увеличи-

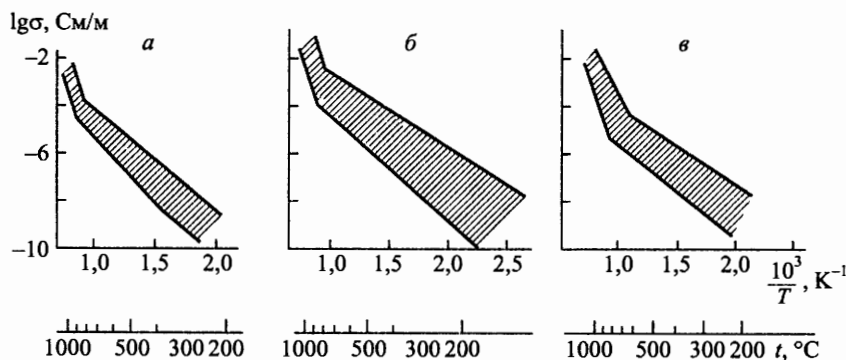


Рис. 1. Область зависимости удельной проводимости горных пород типа гранита (а), базальта (б), перидотита (в) от температуры

чивается при $t > 700^\circ\text{C}$. В области низких температур $t < 700^\circ\text{C}$ различие в электропроводности отдельных образцов велико, в области больших температур ($t > 700^\circ\text{C}$) это различие уменьшается. Смена примесной проводимости на собственную ионную для всех образцов происходит в близких интервалах температур (700 – 1000 °C).

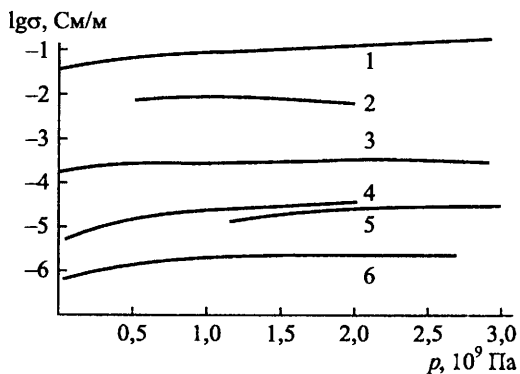


Рис. 2. Зависимость проводимости горных пород: фаяллита (1), эклогита (2), пироксенита (3), перидотита (4), оливина (5), базальта (6) от давления при температуре 500°C [1]

тропроводности отдельных типов горных пород и минералов от давления по данным [1].

Влияние давления в области высоких температур ($t > 700^\circ\text{C}$) оставалось малоизученным. Имелась, по существу, одна работа Х. Хьюза, в которой рассматривалось поведение электропроводности оливинов при $t = 1063 - 1216^\circ\text{C}$ и давлении до 104 атм, что соответствует приблизительно 106 кПа. По данным Х. Хьюза, величина собственной ионной проводимости уменьшается вследствие увеличения энергии образования дефекта с градиентом до $4,8 \cdot 10^6$ эВ/атм ($4,8 \cdot 10^{11}$ эВ/Па) [3].

Все сказанное о зависимости электропроводности пород от температуры и давления относилось к породам, в которых вода находится в кристаллически связанном состоянии. Однако в породах присутствует вода и в свободном состоянии, характеризуя их влажность. На больших глубинах вода в свободном состоянии сильно минерализована (от 3 до 20 г/л NaCl) и ее проводимость велика. Поэтому даже небольшое процентное содержание воды в порах породы может значительно повысить ее удельную электропроводность. Несмотря на то, что пористость горных пород типа гранита или базальта мала (не превышает 3%) и влагоемкость незначительна, при наличии мало минерализованной воды (3 г/л NaCl), электропроводность этих пород увеличивается на порядок и более. Поскольку удельная электропроводность влагонасыщенной породы содержит как слагаемое и электропроводность поровой минерализованной воды, которая обладает электролитической проводимостью, зависимость удельной электропроводности от температуры описывается той же формулой (1), но величина E для влагонасыщенной породы становится близкой к величине E для чистого электролита. Увеличение давления снижает удельную проводимость влажной породы и поэтому в какой-то мере может компенсировать рост электропроводности с глубиной в верхней части коры. По мере погружения, уплотнения пород и повышения температуры до $150-200^\circ\text{C}$ вода, нахо-

Влияние давления на поведение электропроводности горных пород до середины 60-х годов оставалось малоизученным. Во всех экспериментах давление не превышало $30 \cdot 10^3$ атм ($3 \cdot 10^6$ кПа), что соответствует давлениям на глубинах до 50 км. Большая часть экспериментов проводилась при температуре, не превышающей 700°C , когда в электропроводности пород основную роль играют примесная и ионная проводимости. В этой области давлений и температур электропроводность пород, как правило, медленно растет с увеличением давления. Рост происходит вследствие уменьшения энергии E , коэффициент σ_0 практически не меняется. На рис. 2 представлена зависимость электропроводности отдельных типов горных пород и минералов от давления по дан-

дящаяся в свободном состоянии, практически полностью исчезает. Поэтому влажность горной породы как фактор, влияющий на ее удельную электропроводность, имеет существенное значение только для верхних 10 км коры, где температура близка к 200 °С. Однако на больших глубинах вода в свободном состоянии все же может появиться вследствие дегидратации.

Примерно такую же роль, как вода, может играть частичный расплав в горной породе, образующей твердый плохо проводящий скелет. Проводящая выплавка, так же как вода, заполняет образовавшиеся поры. Такая двухфазная горная порода может возникнуть на глубинах, где из первичных пород мантии может выплавиться базальт, содержащий низкоплавкие породы мантии. Проводимость такой двухфазной системы будет определяться проводимостью расплава, а коэффициент σ_0 — геометрией порового пространства и наличием каналов связи между расплавленными объемами. На рис. 3 представлены зависимости сопротивления частично расплавленных пород верх-

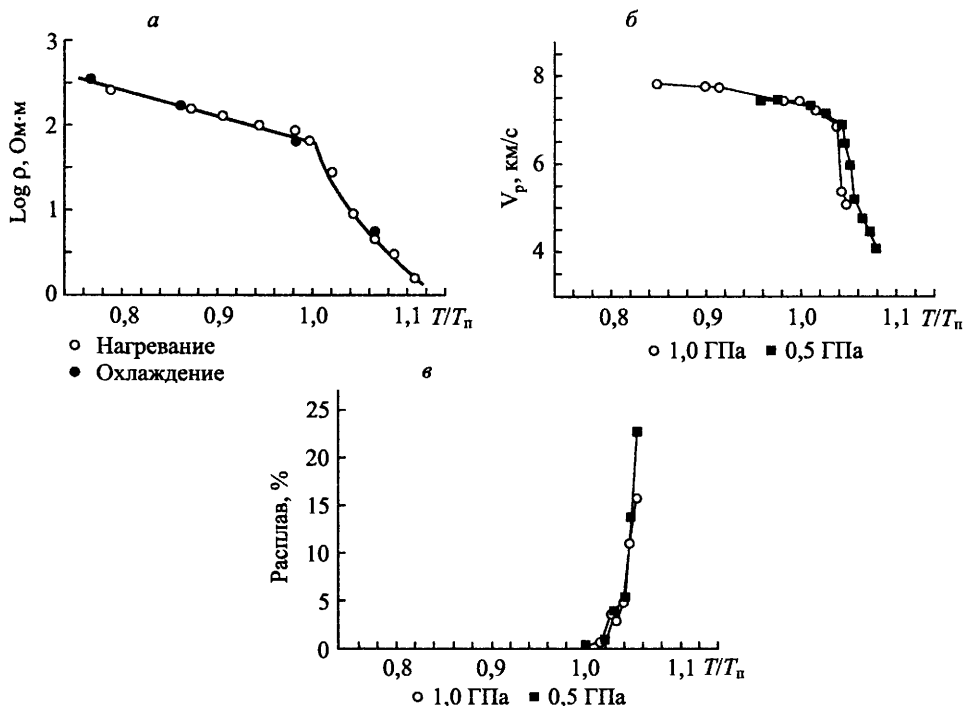


Рис. 3. Зависимость удельного сопротивления (а), скорости продольных волн (б) и содержания расплава (в) от температуры. T_n — температура плавления

ней мантии от процентного содержания расплавленных пород и количества расплава в горной породе в зависимости от близости температуры к температуре плавления. Поведение сопротивления вблизи температуры плавления очень сходно с поведением скорости поперечных волн. Сопротивление и скорость поперечных волн при температуре, близкой к плавлению базальта, резко уменьшаются, причем сопротивление уменьшается в 100 раз, а скорость в 2 раза, что говорит о перспективности исполь-

зования удельного сопротивления в качестве индикатора глубины залегания области частичного расплава в верхней мантии. Однако при использовании этого подхода для оценки температуры следует учитывать, что присутствие воды в свободном состоянии может значительно понизить температуру плавления легкоплавкой компоненты коры и мантии. Согласно современным представлениям, астеносфера, являющаяся границей между жесткой литосферой и конвектирующей мантией, находится в состоянии, близком к частичному плавлению. Интервал сопротивлений в области частичного плавления перidotитовой мантии, являющейся поставщиком базальтовой магмы в кору, 10–40 Ом·м.

Зависимость электропроводности верхней мантии от температуры. Основным минералом, входящим в породы верхней мантии, является оливин. Этот минерал по современным представлениям и должен определять удельную проводимость верхней мантии. Оливин — твердый раствор фаялита (Fe_2SiO_4) и форстерита (Mg_2SiO_4). Причем содержание последнего в оливинах мантии достигает 80–90%. Удельная проводимость оливина зависит от соотношения в нем фаялита и форстерита. Проводимость в области $t < 700^\circ\text{C}$ с ростом процентного содержания фаялита растет. Фаялит обладает большой проводимостью полупроводникового типа, которая и определяет характер проводимости оливина при $t < 700^\circ\text{C}$. При $t > 700^\circ\text{C}$ преобладает ионный тип проводимости.

Так как ион Mg^{++} обладает большей подвижностью, чем ион Fe^{++} , роль фаялита как проводника падает. Кривые зависимости удельной электропроводности оливинов от температуры в этих условиях при различном содержании фаялита сближаются (рис. 4).

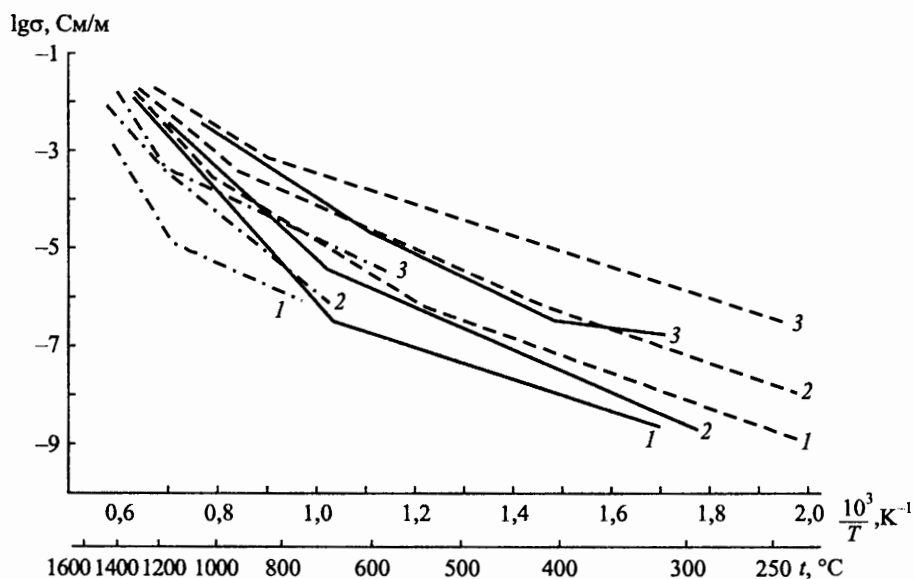


Рис. 4. Зависимость проводимости оливинов Красного моря (штрихпунктир); Кольского п-ова (сплошные кривые) и Якутии (пунктир) от температуры
1, 3 — верхняя и нижняя граница проводимости; 2 — среднее значение

В среднем, по данным многочисленных лабораторных исследований, при температуре, близкой к 1200°C , проводимость оливинов приближается к $0,01 \text{ См/м}$. Пример статистической обработки данных приведен на рис. 5.

Моделируя верхнюю мантию оливинами с разным содержанием фаялита, можно оценить температуру на глубинах, где известна величина удельной электропроводности. Предполагалось, что до глубины порядка 400 км роль давления будет не очень велика, поскольку увеличение давления при полупроводниковом типе проводимости приводит к увеличению энергии активации и к уменьшению удельной электропроводности оливинсодержащих пород. При собственном ионном типе проводимости, согласно данным Х. Хьюза, удельная электропроводность оливинов с ростом давления уменьшается. Для того чтобы учесть влияние давления на проводимость оливинов, В. Н. Жарковым было предложено вводить поправку на давление в величину энергии активации E [5]. Теоретические оценки влияния давления на величину собственной ионной проводимости неплохо согласуются с данными Х. Хьюза. Поправка приводила к увеличению энергии активации на глубине 400 км всего на 20% , чем в принципе можно было пренебречь, если использовать зависимость (1) для оценки температуры в мантии на глубинах до 400 км . Так, по данным магнитотеллурических зондирований были проведены оценки температуры в мантии в пунктах зондирования, расположенных на северо-западе Восточно-Европейской платформы. В среднем удельное сопротивление мантии на глубине около 300 км равно $40\text{--}50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Используя средние кривые зависимости удельной проводимости от температуры для оливинов Кольского п-ова, получили приближенные оценки температуры $1700\text{--}1800 \text{ К}$ в мантии на этой глубине. Эти данные не очень отличались от результатов, полученных другими методами, однако большого доверия не внушали. Уже в середине 60-х годов появилось серьезное предупреждение относительно возможности использования ранее полученных лабораторных результатов по электропроводности оливина для оценки температуры в мантии. В двух лабораториях мира (в Австралии А. Э. Рингвуда и в Японии С. Акимото) были получены уникальные данные о фазовых и минералогических превращениях оливина и пироксена при больших давлениях, соответствующих глубинам в мантии от 400 до 700 км . Эти эксперименты заставили с большой осторожностью отнестись к возможности проведения оценок температуры мантии подобным образом, поскольку в условиях больших температур и давлений возможны минералогические превращения, которые могут скачкообразно изменить величину электропроводности. Тут же появилась новая идея использовать проводимость для определения положения границ фазовых переходов в верхней мантии. Эти надежды возникли на основании лабораторных исследований

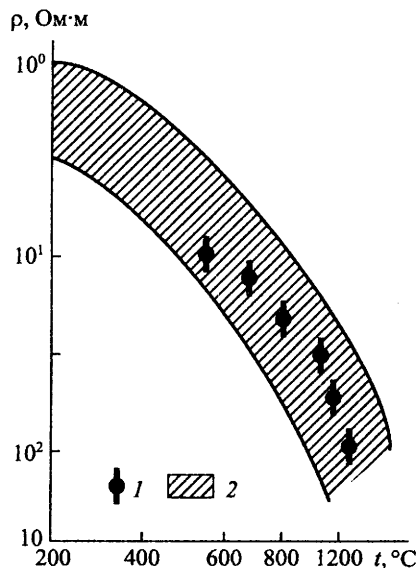


Рис. 5. Зависимость удельного электрического сопротивления ультраосновных пород от температуры:

1 — данные С. С. Рэя и М. Г. Маньяни; 2 — область экспериментальных результатов различных авторов [4]

фаялита при высоких давлениях, проведенных в японской лаборатории С. Акимото в 1964 г. [9].

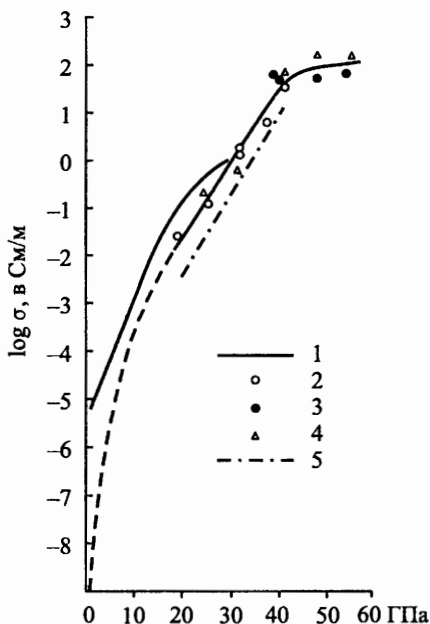


Рис. 6. Зависимости электропроводности фаялита от давления по результатам экспериментов при статическом (1) и ударном сжатии (2,3,4); 5 — коррекция на изотермическое сжатие

Было установлено, что при давлении $59 \cdot 10^3$ атм ($59 \cdot 10^5$ кПа) и температуре 630°C происходит полиморфный переход фаялита, имеющего ромбическую структуру, в шпинель с кубической структурой. При полиморфном переходе фаялит-шпинель в экспериментах наблюдалось увеличение удельной электропроводности на два порядка. Дальнейшие эксперименты с фаялитом показали, что с ростом давления проводимость фаялита растет, достигая стабильной величины ~ 100 См/м при давлении около 40 ГПа [6]. На рис. 6 приведены результаты этих экспериментов. Результаты получены при разных Р-Т-условиях при статическом и ударном сжатии, но, несмотря на это, между результатами существует принципиальное согласие. Подобных исследований поведения удельной проводимости чистого форстерита в области фазовых переходов в верхней мантии не проводилось, но предполагалось, что возможен также рост проводимости. Отсутствие ясности в этом вопросе практически закрыло возможность использовать результаты лабораторных экспериментов для оливинов, полученных при малых давлениях, для оценки температуры на глубинах уже более 200 км.

Фазовые переходы в верхней мантии и возможность их выявления по данным электропроводности. Рассмотрим строение верхней мантии в области фазовых переходов. В изложении этого вопроса будем использовать, главным образом, работу В. Н. Жаркова [7], в которой подведен итог почти 40-летней истории изучения фазовых переходов в пиrolитовой мантии.

В первую очередь остановимся на составе мантии. Согласно А. Э. Рингвуду [13], первичная недифференцированная силикатная мантия Земли состоит из пиrolита — условной пироксено-оливиновой породы. Состав пиrolита определяется тем, что при фракционном плавлении он дает базальтовую магму. В пиrolите отношение базальт-перидотит принято равным примерно 1/3. Различные базальты дают несколько различающиеся составы пиrolита. Приведем средний состав мантийного пиrolита, % (по массе) (по А. Э. Рингвуду):

SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	NiO	MgO	K ₂ O
45.1	38.1	7.6	0.3	4.6	3.1	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1	0.02

Петрохимические исследования при высоких давлении и температуре показали, что в верхней мантии до глубин 350–400 км вещество пиrolитового состава должно кристаллизоваться в форме минеральной ассоциации, содержащей: оливин $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$,

57%), ортопироксен ((Mg, Fe)SiO₃, 17%), клинопироксен ((Ca, Mg, Fe)₂Si₂O₆ NaAlSi₂O₆, 12%), гранат ((Mg, Fe, Ca)₃(Al, Cr)₂Si₃O₁₂, 14%).

Молекулярное отношение Fe/(Fe+Mg) в пиролите составляет 11%. Главным минералом, входящим в ультраосновные породы, является оливин (MgFe)₂SiO₄.

Для установления структуры мантии огромную роль сыграло определение фазовой диаграммы оливинов А.Э.Рингвудом и А.Майжором [8] в Австралии и специалистами по высоким давлениям во главе с С.Акимото в Японии. Впервые полная фазовая диаграмма оливинов была продемонстрирована А.Э.Рингвудом и А.Майжором на симпозиуме в Канберре (Австралия) в январе 1969 г. (рис. 7). Эти исследования позволили не только объяснить основные границы раздела в мантии, но по существу привели к оценке температуры в верхней мантии. Определение температуры оказалось возможным благодаря сейсмическим данным, с помощью которых удалось установить связь между выделенными границами скачка скоростей сейсмических волн, наблюдаемых на глубинах 430 и 670 км, и P-T-условиями фазовых переходов (см. таблицу).

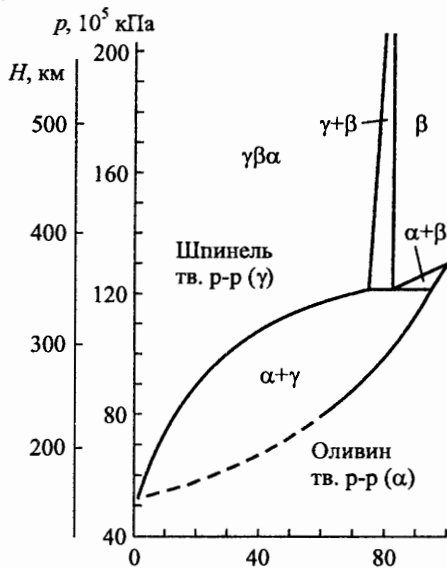


Рис. 7. Диаграмма фазового состояния системы фаялит—форстерит α, β, γ — разные фазовые состояния оливина

Цепочка фазовых переходов оливина

Давление, ГПа	Глубина, км	Состав
13-14	410	(Mg, Fe) ₂ SiO ₄ = (Mg, Fe) ₂ SiO ₄ оливин — α = вадслеит — β
18	520	(Mg, Fe) ₂ SiO ₄ = (Mg, Fe) ₂ SiO ₄ вадслеит — β = рингвудит — γ
23	660	(Mg, Fe) ₂ SiO ₄ = (Mg, Fe)SiO ₃ + (Mg, Fe)O рингвудит — γ = перовскит + магнезиовустит

Картина фазовых переходов и предполагаемые распределения температуры в верхней мантии, приведенные в работе [10], немного в измененном виде показаны на рис. 8, б. В интервале глубин 400–700 км оливин перестраивается из одной фазы в другую, обозначенную греческими буквами α, β и γ. На рис. 8, б. представлено положение границ фазовых переходов для наиболее распространенной структуры оливина в мантии (Mg_{0.89}, Fe_{0.11})₂SiO₄. Сплошные прямые линии 5–9 проведены на основе фазовых границ (оливин — вадслеит — рингвудит), 10 — граница (диссоциации) рингвудита на перовскит (Mg,Fe)SiO₃ и магнезиовустит (Mg, Fe)O; там же на фазовой диаграмме приведено поведение распределения минимальной и максимальной (1, 2) температур в литосфере докембрийской платформы по В.В.Гордиенко [11], температура плавления сухих пород в мантии 3 и температура в средней (нормальной) верхней мантии по О.Г.Сорохтину [12] — 4.

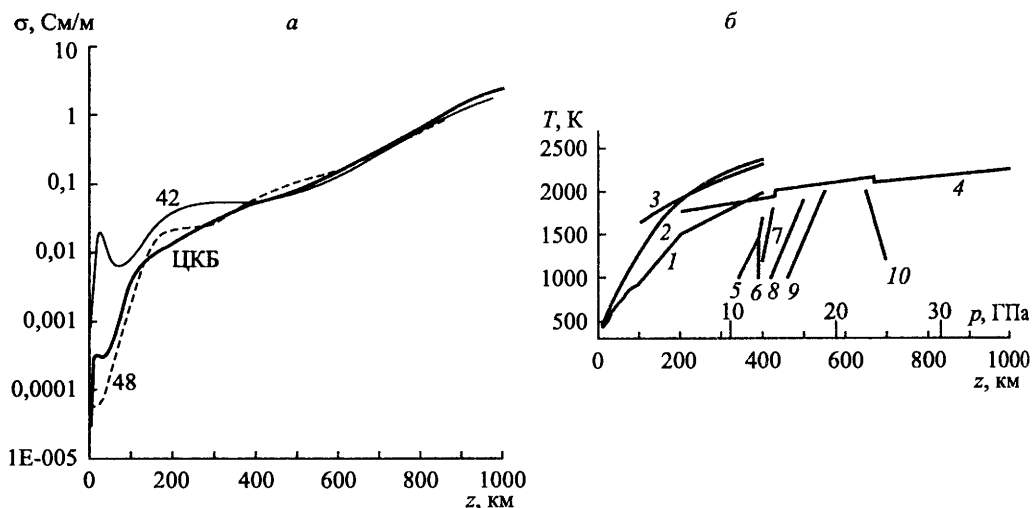


Рис. 8. Распределения удельной проводимости в мантии на Фенноскандинавском щите и предполагаемое распределение положения зон фазового перехода и температуры:

a — распределение удельной сглаженной проводимости на Фенноскандинавском щите по данным совместной интерпретации «продольных» кривых зондирования и кривой ГМВЗ; *б* — положение границ фазовых переходов для наиболее распространенной структуры оливина в мантии ($Mg_{0.89}, Fe_{0.11}SiO_4$)

Первый переход имеет положительный наклон производной dP/dT ($3 \text{ МПа} \cdot \text{К}^{-1}$), а последняя реакция имеет отрицательный наклон ($-2 \text{ МПа} \cdot \text{К}^{-1}$), что и отражено наклоном границ, разделяющих одну фазу от другой. В этом интервале глубин скачки в плотности имеет только оливиновая компонента. Фазовые изменения пироксеновой и гранатовой компонент пиролитовой верхней мантии происходят непрерывно, без скачков плотности. Вначале пироксен на глубинах 350–500 км растворяется в гранатовой структуре с образованием майжорита [13]. На глубине 580 км из майжорита, который в этой области составляет примерно 30% биминеральной мантии (майжорит + рингвудит), выделяется несколько процентов кальциевого перовскита ($CaSiO_3$).

Далее, на глубинах 660 и 750 км (давление 23 и 26 ГПа), майжорит постепенно растворяется в перовскитовой фазе, которая первоначально возникла при диссоциации рингвудита.

Учитывая все сказанное выше, нетрудно понять, что выделить границы фазовых переходов в верхней мантии по характеру электропроводности будет невозможно, поскольку в интервале глубин 400–700 км происходит практически непрерывное изменение строения вещества, что подтверждается магнитотеллурическими данными. На рис. 8, *a* для примера приведено распределение удельной проводимости на Фенноскандинавском щите по данным совместной интерпретации магнитотеллурических и магнитовариационных данных. Грубые оценки разрешающей способности магнитотеллурических методов показывают, что выделить границы фазовых переходов в интервале глубин 300–700 км практически невозможно. Можно лишь надеяться на выделение границ самой переходной области, в которой происходит уплотнение вещества при малом изменении температуры. Этим фактически объясняется отсутствие лабораторных экспериментов по изучению поведения электропроводности оливинов и пироксенов, ха

рактерных для переходной области верхней мантии. Так, в экспериментах с фаялитом, подвергнувшимся сжатию ударными волнами оставалось неопределенным кристаллическое строение, хотя первичное строение было определено как соответствующее фазе шпинели. Что произошло с кристаллом в процессе эксперимента, где давление достигло 57 ГПа, не было исследовано.

Большой интерес представляет работа Т. Шенкланда [14], в которой было проведено исследование главных компонент мантии, прошедших стадию последнего фазового перехода на глубине 670–700 км. Изучалось поведение удельной проводимости образцов энстатита и оливина в зависимости от давления и температуры после фазового перехода, осуществленного в лабораторных условиях. Давление изменялось от 1,2 до 40 ГПа (глубина 100 и 1000 км соответственно). Изменение температуры производилось в интервале 20–400 °С.

На рис. 9 приведено изменение проводимости оливина в структуре перовскит—магнезиовюстит при двух давлениях и температуре, меняющейся от 20 до 400 °С. Нетрудно заметить, что проводимость оливина в фазе перовскит—магнезиовюстит более чем в 1000 раз превосходит проводимость оливина до фазового перехода в этом же интервале температур (см. рис. 4). Эти измерения позволили определить неизвестные коэффициенты в выражении, описывающем зависимость проводимости от температуры с учетом давления

$$\sigma = \sigma_0 e^{-(\Delta U + P\Delta V)/kT}, \quad (2)$$

где ΔU — энергия активации носителя заряда; P — давление; ΔV — изменение объема активации. Приведем значения энергии активации, объема и σ_0 для всех исследованных образцов, которые позволяют рассчитать проводимость пород на разных глубинах нижней мантии при известной температуре:

Образцы	$\ln \sigma_0$	σ_0 , См/м	ΔU , эВ	ΔV , см ³ /моль
(Mg _{0.84} Fe _{0.16}) ₂ SiO ₄	2.90	18	0.40	-0.18
(Mg _{0.89} Fe _{0.11}) ₂ SiO ₄	2.82	17	0.42	-0.10
(Mg _{0.89} Fe _{0.11})SiO ₃	1.92	7	0.48	-0.26

Далее воспользуемся этой зависимостью при анализе значений электропроводности нижней мантии, полученных в результате магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований.

Электропроводность коры и мантии Земли по магнитотеллурическим данным. Наибольший объем информации об электропроводности Земли на глубинах до 300–400 км получен по данным магнитотеллурических зондирований [5, 15]. Об электропроводности Земли на больших глубинах можно судить по результатам глобальных

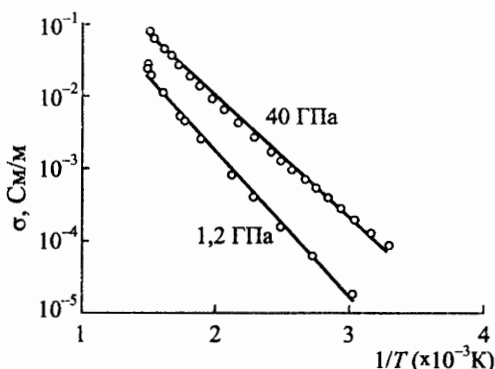


Рис. 9. Зависимость удельной проводимости образца оливина Mg_{0.84}Fe_{0.16})₂SiO₄ после перехода на глубине 630 км в фазу перовскит—магнезиовюстит от температуры в интервале значений 20–400 °С при давлении 1.2 и 40 ГПа

магнитовариационных зондирований, дающих среднюю картину распределения электропроводности в Земле с глубины 400–500 км до 2000–2500 км [16–20]. В последнее десятилетие получил распространение метод магнитовариационных зондирований по длительным обсерваторским наблюдениям в предположении упрощенной модели источника в виде кольцевого тока, расположенного в экваториальной плоскости с радиусом, значительно превышающим радиус Земли, что позволяет аппроксимировать поле в окрестности Земли одной первой сферической гармоникой [20]. Однако это предположение не позволяет использовать вариации с периодами менее 20–30 ч, дающими информацию о глубинах до 600–700 км. Но, интерпретируя совместно локальные магнитотеллурические и магнитовариационные данные, можно в некоторых случаях построить локальное распределение проводимости в Земле от самых верхних этажей Земли почти до ядра.

Наибольшая часть выполненных зондирований получена на континентах, докембрийских щитах и платформах. Именно этим результатам уделим в статье внимание. На территории платформ, покрытых мощным осадочным чехлом, почти невозможно проследить распределение проводимости в коре и подкоровой области, если там не содержится крупных коровых аномалий. При постановке первых зондирований мы исходили из представления, распространенного в геофизике в 50-е годы. Земная кора древних платформ имеет большое сопротивление, поскольку в процессе развития породы коры подвергались нагреванию под большим давлением. И только верхний слой осадков, накопленный за время сравнительно стабильного развития платформы, может иметь небольшие сопротивления: 1–100 Ом·м. В связи с этим в геоэлектрике рассматривалась упрощенная модель коры: проводящий осадочный чехол расположен на непроводящем основании или, как говорили в 60-е годы, «фундаменте». Изучение строения осадочного чехла и определение глубины залегания непроводящего фундамента являлось важной задачей электроразведки. Однако магнитотеллурический метод, обладающий огромной глубиной по сравнению с другими методами электроразведки, мог дать представление о строении фундамента. Уже первые выезды в поле преподнесли сюрпризы. Выполняя в 1962 г. зондирования, мы обнаружили в районе г. Любим резкое понижение сопротивления коры на глубине около 10 км. Проводящее тело обладало продольной проводимостью свыше 5000 См. В последующие годы в средней части коры на глубине от 5 до 20 км нами было выявлено под осадочным чехлом еще несколько проводящих зон. Все коровые аномалии расположены вблизи зон глубинных разломов. По магнитотеллурическим данным удалось дать примерное строение аномальных зон [15]. Под осадочным чехлом, имеющим сопротивление 4–20 Ом·м, на общем фоне удельного сопротивления 3000–5000 Ом·м наблюдается понижение сопротивления верхней части коры до сотен ом-метров. Скорее всего оно связано с графитизацией и сульфидизацией пород в зоне разлома. На глубине 15–20 км сопротивление понижается до первых десятков ом-метров. Эта область является ядром аномалии и вносит главный вклад в величину продольной проводимости аномалии — S_a . Поскольку проводящая область ограничена по ширине, то за характеристику аномалии принимают величину проводимости поперечного сечения G , определяемого по формуле

$$G = S_a d_a.$$

В случае большинства аномалий, имеющих ширину $d_a \sim 60$ –70 км, величина $G \sim 5 \cdot 10^7$ См·м.

Наличие областей пониженного сопротивления в коре чаще всего связывают с широким распространением в ослабленных зонах графита и сульфидов (А. С. Семенов, А. А. Жамалетдинов), которые имеют повышенную электронную проводимость [21, 22]. Проведенный нами тщательный анализ поведения кривых зондирования в этих районах показал, что сульфидизация и графитизация, безусловно, приводят к понижению сопротивления в верхней части коры. Однако самая проводящая часть аномалии, расположенная ниже 5–10 км, может иметь другое происхождение. В настоящее время нам представляется правдоподобной идея В. Н. Николаевского [23] и Н. И. Павленковой о широком распространении зон горизонтальной трещиноватости на этих глубинах и присутствием свободной воды, которая при повышенной температуре обладает способностью хорошо растворять соли. Минерализованная вода заполняет трещины и значительно понижает сопротивление пород. Появление воды на этих глубинах может вызываться разными причинами. Главным источником воды может быть дегидратация — высвобождение связанной воды в областях, где температура превышает определенный уровень (300–500 °С). Однако до окончательного решения проблемы образования зон пониженного сопротивления в коре еще далеко.

Пока исследования проводились на территории, покрытой мощным проводящим чехлом, мы были лишены возможности изучить «нормальное» геоэлектрическое строение коры. Нам удалось только выявить крупные аномалии электропроводности коры, продольная проводимость которых значительно превышала продольную проводимость осадочного чехла. Уникальную возможность для изучения геоэлектрического строения коры представляет Балтийский (Фенноскандинавский) щит, практически лишенный верхнего проводящего покрова.

Главной задачей, решаемой при зондировании на Балтийском щите, являлось изучение вертикального распределения сопротивления в коре и подкоровой области в условиях «нормального» залегания, т. е. в районах, лишенных крупных проводящих аномалий, связанных с присутствием хорошо проводящих включений типа сульфида, графита и зон повышенной трещиноватости. Уже первые зондирования, проведенные нами в интервале периодов 10^{-3} – 10^4 с на Кольском п-ове вблизи пос. Терiberка и в Центральной Карелии, привели нас к новым взглядам на «нормальное» строение коры.

Ранее представления о распределении сопротивления в коре до глубины 30–40 км складывались на основании лабораторных измерений сопротивления горных пород, входящих в состав «гранитного» и «базальтового» слоев коры. Согласно лабораторным данным верхняя часть коры имеет сопротивление 10^3 – 10^4 Ом·м, оно медленно растет до 10^4 – 10^6 Ом·м на глубине 20–30 км. Повышение сопротивления до этой глубины происходит вследствие уменьшения пористости и влажности. С глубины 30 км должно происходить понижение сопротивления, вызванное ростом температуры. Однако, по данным зондирований на Кольском п-ове и в Карелии, сопротивление коры ведет себя иначе: рост сопротивления наблюдается до глубины 8–10 км, где оно достигает 10^4 – 10^5 Ом·м, но на глубине 10–20 км оно уменьшается в десятки, а иногда и в сотни раз. Глубина залегания верхней кромки проводящего слоя в коре меняется от 10 до 20 км. Продольная проводимость корового слоя мала по сравнению с продольной проводимостью аномально проводящих зон в коре, обнаруженных нами под осадочным чехлом. Если в аномальных областях она нередко превышает 10^3 См, то на Балтийском щите «нормальная» проводимость корового слоя не превышает 60–70 См, а в некоторых районах Карелии продольная проводимость корового слоя пониженного

сопротивления составляет всего 2–4 См. Интересно отметить, что положение верхней границы корового слоя близко к положению верхней границы крупных аномалий, обнаруженных под осадочным чехлом на платформе, что может указывать на единую природу их происхождения, а именно, существование горизонтальной трещиноватости вызванной горизонтальным смещением плит. Скорее всего, проводящий слой на глубине около 10 км, выделенный в эксперименте А. П. Краева и А. С. Семенова, проведенном искусственными источниками на Финском заливе, имеет такую же природу [24].

На территории всего Фенноскандинавского щита выявлено огромное число зон повышенной проводимости коры. Практически все области повышенной проводимости как и на территории платформы, приурочены к зонам глубинных разломов коры, являющихся границами блоков и обладающих повышенной трещиноватостью. По данным, предоставленным участниками проекта BEAR, построена карта продольной проводимости коры, на которой выделяются области с продольной проводимостью коры, превышающие 2000 См [25]. Наибольший объем данных был представлен сотрудниками

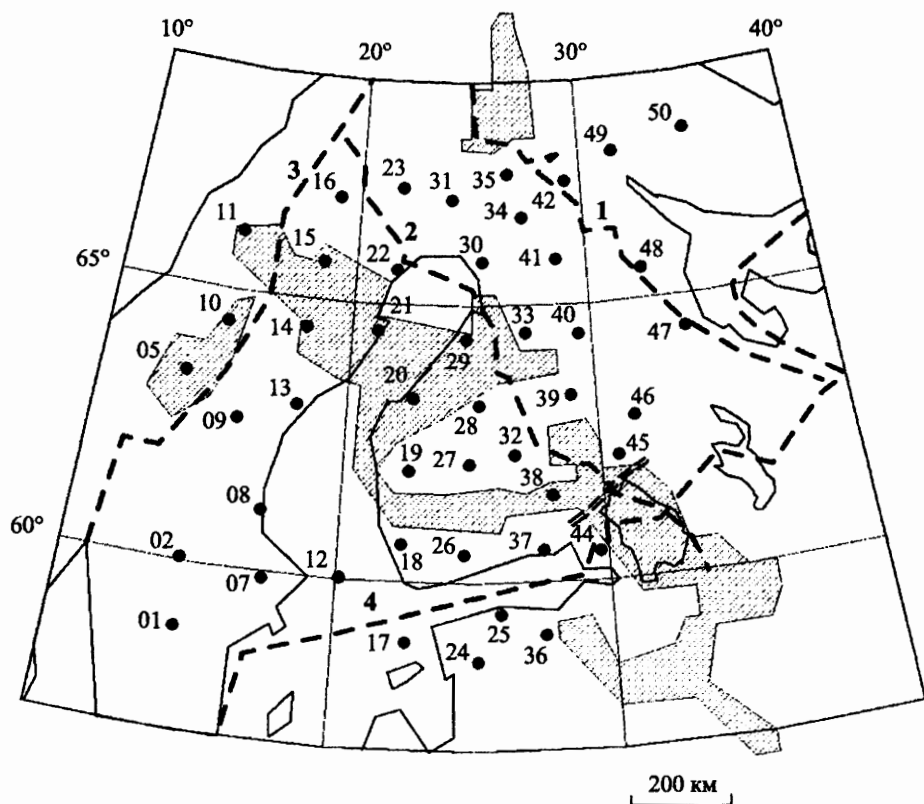


Рис. 10. Схема расположения пунктов GMT3 в международном сеансе BEAR, 1998 г.

Пунктирные линии — границы геоблоков с корой разного возраста: 1 — между Карельским и Беломорским геоблоками; 2 — между Svecofенским и Карельским геоблоками; 3 — между Svecofенским геоблоком и более молодыми каледонидами. Заштрихованные области — зоны повышенной проводимости коры

ми Университета Оулу для центральной части Свекофении, Шведским университетом Уппсала для западной части Свекофении и СПбГУ для Карельского геоблока и южного склона Фенноскандинавского щита [25–36]. Положение главных коровых аномалий показано на рис. 10 штриховкой. Геометрия проводящих зон по результатам интерпретации примерно одинакова. В большинстве пунктов, где суммарная продольная проводимость близка к 2000 См , на глубине около 5–10 км расположен проводник с сопротивлением 1–10 Ом·м. При ширине проводящей зоны, превышающей в ряде случаев 100 км и мощности проводящей толщи 5–10 км величина проводимости поперечного сечения, оцениваемая по магнитовариационным данным, достигает $10^8 \text{ См} \cdot \text{м}$ [15]. Ярким примером одной из крупных аномалий может служить Ладожская аномалия, изученная по магнитовариационным и магнитотеллурическим данным [26].

Ладожская аномалия имеет сложное строение. Она возникла в зоне стыковки двух крупных геоблоков — Свекофенского на юге и Карельского на севере. Зона сочленения геоблоков идет по Янисъярвинскому разлому, который на этом участке имеет северо-западное направление, а затем на территории Финляндии поворачивает на север. Положение профиля зондирования указано на рис. 10 двойной пунктирной линией. Профиль пересекает несколько блоков 3-го порядка. Почти каждый разлом отразился на профиле большим понижением сопротивления на глубине ~ 5 –10 км. Но эпицентры проводящих областей смещены от выходов разломов на поверхность в юго-западном направлении. Анализ данных геоэлектрики и других геофизических исследований, проведенный совместно с геологами, позволит в дальнейшем понять особенности в тектоническом развитии двух геоблоков.

Чтобы увидеть особенности строения верхней и нижней мантий, также лучше всего обратиться к результатам, полученным на Фенноскандинавском щите, лишенном осадочного чехла. По данным глубинных магнитотеллурических зондирований по международному проекту SVEKALAPKO в результате полуторамесячных синхронных наблюдений (BEAR) получено распределение удельной проводимости до глубины более 400 км [27]. На рис. 10 представлено распределение пунктов зондирования.

Как уже отмечалось, положение зон пониженного сопротивления в коре и верхней мантии до глубины 100 км не очень стабильно. Пункты в эксперименте BEAR расположены на расстоянии 150–200 км, интервал регистрации периодов 10–100000 с, поэтому не всегда удается надежно проследить за изменением глубины проводящих объектов, расположенных выше 100 км. Изменение проводимости до 100 км носит достаточно локальный характер. Распределение проводимости в мантии Фенноскандинавского щита наилучшим образом отражают результаты, полученные непосредственно по проекту BEAR. На рис. 11 представлены сглаженные значения удельной проводимости, полученные методом эффективной линеаризации (МЭЛ) по результатам совместной интерпретации кривых зондирования в пунктах BEAR и глобальной кривой ГМВЗ [35,36]. Интерпретировались как «продольные» кривые, так и фазы максимального импеданса, хорошо согласующиеся по амплитуде с фазовой кривой ГМВЗ. Всего для интерпретации «продольных» кривых было взято 16 пунктов, а фазовых — 19. В четырех пунктах были проинтерпретированы «продольные» кривые и фазы максимального импеданса. На рис. 11, а приведены кривые распределения удельной проводимости по глубине по интерпретации фаз максимального импеданса, на рис. 11, б — «продольных» кривых. На рисунке показаны также средние кривые по пунктам и среднеквадратичное отклонение.

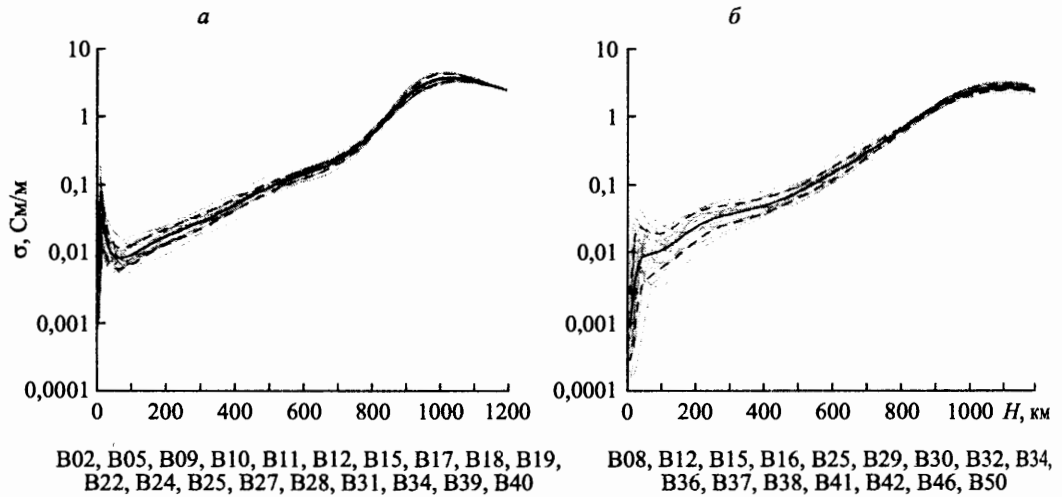


Рис. 11. Распределение удельной проводимости по глубине на Фенноскандинавском щите по результатам 1D-интерпретации: а — фазовых кривых максимального импеданса, б — «продольных» кривых; жирная линия — среднее значение; пунктир — среднее квадратичное отклонение

Наблюдаются две особенности в поведении распределений проводимости, которые вызваны, как показано численным моделированием, влиянием коровых проводящих аномалий. До глубины 100 км при интерпретации фазовых кривых значения удельной проводимости больше, чем при интерпретации «продольных» кривых. До глубины 300 км расхождение кривых распределения проводимости, полученных по «продольным» кривым, значительно больше, чем при интерпретации фазовых кривых. Однако средние кривые распределения проводимости для обоих случаев с глубины 200 км практически совпадают. На рис. 12 приведены средние кривые для обоих случаев, а также средняя кривая для всех пунктов. Видно, что в интервале глубин 100–900 км кривые распределения, полученные по «продольным» и фазовым кривым, практически совпадают и не выходят за пределы среднеквадратичного отклонения общей кривой.

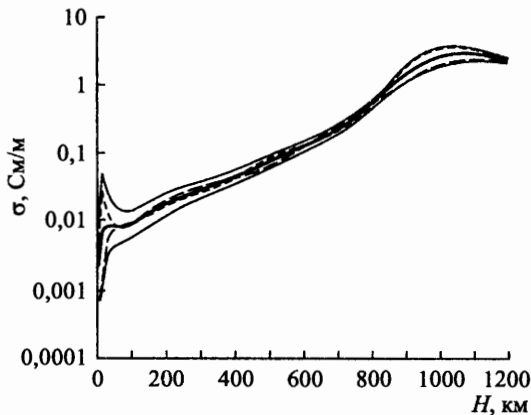


Рис. 12. Среднее распределение удельной проводимости по глубине на Фенноскандинавском щите по результатам 1D-интерпретации: мелкий штрих — фазовые кривые максимального импеданса, крупный штрих — «продольные» кривые, жирная линия — фазовые и «продольные» кривые; тонкая линия — среднее квадратичное отклонение для общей кривой

Среднее распределение близко к «нормальному», полученному для восточной части Фенноскандии по результатам интерпретации данных МТЗ, выполненных в интервале периодов 10^{-3} – 10^4 с на Центрально-Карельском блоке (ЦКБ) и глобальной кривой. Этой кривой ранее было

условно присвоено название «нормальной» кривой, отвечающей холодной и сухой мантии. Обе кривые представлены на рис. 13. Видно, что проводимость верхней части Фенноскандинавского щита значительно выше, чем проводимость ЦКБ, но с глубины 200 км обе кривые сближаются.

Как видим (см. рис. 12) на глубине 100 км сопротивление во многих пунктах достигает максимальной величины, но его значение в силу H -эквивалентности точно определено быть не может. Достаточно общим можно сделать вывод о практически повсеместном увеличении проводимости с глубины 100–150 км. Примечательно то, что в этом интервале глубин происходит быстрое уменьшение сопротивления с ростом глубины и достижение на глубине 200 км практически повсеместно величины 100 Ом·м, характерной для оливиновой мантии, имеющей температуру 1000–1200 °С. На глубине 200–250 км роль давления еще можно не учитывать, что позволяет ориентироваться на результаты измерений электропроводности оливины с 10–15-процентным содержанием фаялита, проведенные при атмосферном давлении (см. рис. 5). Сопоставление распределения температуры, приведенной для докембрийских щитов на рис. 8, и проводимости делают вполне правомочным этот вывод. Рост проводимости на этих глубинах обусловлен переходом к ионной проводимости. Причем, по оценкам В. Н. Жаркова, носителем заряда на глубинах 100–200 км является, по-видимому, ион Mg, обладающий малым радиусом и большой подвижностью. Однако вполне возможен и вклад в рост проводимости второй компоненты оливина — фаялита, который на этих глубинах претерпевает первый фазовый переход.

Поведение проводимости на глубинах от 200 до 400 км можно трактовать как приближение оливины к температуре частичного плавления (базальта). Достаточно всего несколько процентов расплава, чтобы сопротивление оливинов упало до 20–30 Ом·м (0,05–0,03 См/м) [4]. Данные значения сопротивления характерны для этих глубин в большинстве пунктов зондирования (в некоторых пунктах этот уровень проводимости сохраняется до 600 км). Что касается температурного режима верхней мантии, то именно на глубинах 250–400 км распределение температуры в мантии стабильных щитов и платформ близко к температуре плавления оливиновой мантии (рис. 7). Вполне возможно, что в этом интервале глубин расположен астеносферный слой, вдоль которого может происходить смещение Фенноскандинавского щита.

Ниже, в переходном слое верхней мантии, расположенном на глубине 400–700 км, где, согласно лабораторным исследованиям образцов пород широлитовой мантии при давлениях до 200 Кбар (20 ГПа), следует ожидать серию полиморфных переходов в двух основных горных породах, входящих в состав верхней мантии, — оливинах и пироксенах, которые, в принципе, могут привести к изменению типа проводимости и ее

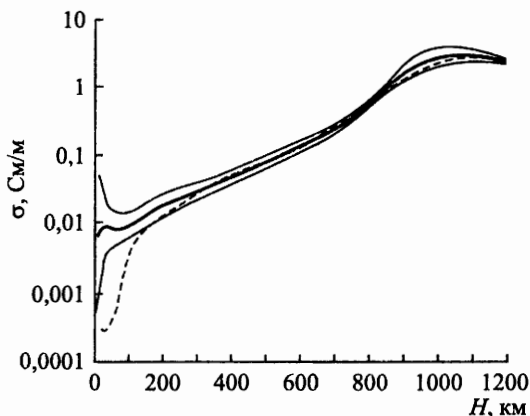


Рис. 13. Сравнение среднего распределения удельной проводимости по глубине на Фенноскандинавском щите (сплошная линия) и на Центрально-Карельском блоке (пунктир); тонкие линии — среднее квадратичное отклонение для кривых Фенноскандинавского щита

величины, резкого изменения проводимости на глубине около 400 км и ниже не происходит. Скорее всего это говорит о том, что переход оливинов в фазы β и γ , имеющих структуру шпинели, не приводит к большому увеличению проводимости (рис. 8). Однако средняя удельная проводимость на этих глубинах превышает среднюю удельную проводимость верхней мантии на глубинах от 50 до 350 км более чем в 7 раз [32].

На границе с нижней мантией, на глубине более 600–700 км, наблюдаемый рост проводимости обусловлен переходом оливина в фазе шпинели (рингвудит) в перовскит $(\text{MgFe})\text{SiO}_3$ и магнезиовюстит $(\text{MgFe})\text{O}$. Возможно, что на этих глубинах рост электропроводности происходит за счет роста электронной проводимости второй компоненты оливина — фаялита $(\text{Fe}_2\text{SiO}_4)$. Как уже отмечалось, большой рост электронной проводимости фаялита с ростом давления отмечался во многих экспериментах при статическом сжатии до 30 ГПа, что соответствует глубине более 800 км, и подтвержден опытами по ударному сжатию до давлений 55 ГПа [6]. В этом эксперименте показано, что при давлениях более 42 ГПа, рост проводимости прекращается, достигнув величины 100 См/м. Фаялит составляет 10–15% в пиrolитовой мантии и может поднять среднюю проводимость мантии на глубине 800–1000 км до 1 См/м. Это предположение в какой-то степени подтверждается работой Т. Шенкланда [14], в которой был перекрыт интервал статических давлений от 1 до 40 ГПа при исследовании образцов оливина и пироксенов с разным содержанием фаялита $(\text{Fe}_2\text{SiO}_4)$ и ферросилита (FeSiO_3) , однако изменение температуры было осуществлено в малых пределах: 20–400 °С. Для этих образцов были получены энергии активации менее 0.5 эВ и отрицательные значения объема активации, характерные для полупроводников с электронной проводимостью. Полученные экспериментальные значения по формуле (2) были пересчитаны в область предполагаемых температур и давлений в мантии. Температура в мантии, как отмечалось выше, ими была взята близкой к температуре, полученной в работе О. Г. Сорохтина, — 1900–2800 К [12]. Результаты пересчета экспериментальных данных в область глубин, соответствующих нижней мантии, приведенных в работе [14], дали значение проводимости, близкое к полученному в нашей работе на

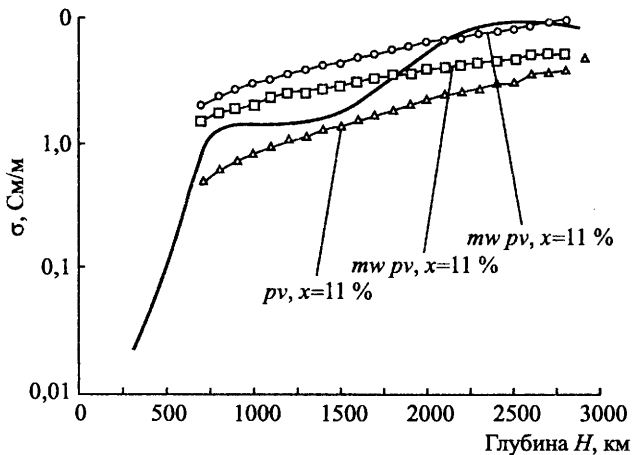


Рис. 14. Сравнение распределения проводимости в нижней мантии, полученного в результате совместной интерпретации наземных и спутниковых данных ГМВЗ (сплошная линия) и предполагаемого распределения, полученного по лабораторным экспериментам Шенкланда и др. [14] для минерала перовскит (треугольники), магнезиовюстит и перовскит при разном содержании железа (кружки и квадраты)

ными исследованиями электропроводности компонент пиrolитовой мантии. Остановимся на этом более подробно.

Электропроводность нижней мантии. Электропроводность нижней мантии

риментальные значения по формуле (2) были пересчитаны в область предполагаемых температур и давлений в мантии. Температура в мантии, как отмечалось выше, ими была взята близкой к температуре, полученной в работе О. Г. Сорохтина, — 1900–2800 К [12]. Результаты пересчета экспериментальных данных в область глубин, соответствующих нижней мантии, приведенных в работе [14], дали значение проводимости, близкое к полученному в нашей работе на глубинах 700–1000 км. Таким образом, можно утверждать, что в первом приближении наблюдается согласие между экспериментальными данными глубинной геоэлектрики и лабораторными исследованиями электропроводности компонент пиrolитовой мантии. Остановимся на этом более подробно.

изучена недостаточно. Наиболее интересный результат получен в работе [37] по результатам совместной интерпретации обсерваторских и спутниковых данных. Данные охватывают интервал периодов от суток до 11 лет, что позволило получить информацию об электропроводности Земли на глубинах до 2500 км. Интерпретация проводилась методом эффективной линеаризации, дающим сглаженные значения электропроводности в интервале глубин 500–2500 км. На глубинах более 1000 км интервал сглаживания превышает 300–500 км, что позволяет надеяться на выделение только мощных, значительно выделяющихся по электропроводности слоев в нижней мантии. На рис. 14 приведено полученное в работе [14] распределение проводимости в нижней мантии. Главной его особенностью является наличие на глубине 800–1200 км области почти постоянного значения удельной проводимости на уровне 1 См/м. Ниже электропроводность мантии медленно растет, приближаясь на глубине 2500 км к 8–10 См/м.

Полученное распределение удельной проводимости в нижней мантии авторы попытались проинтерпретировать с позиций теории физики полупроводников. В предположении прыжкового механизма движения заряженной частицы в нижней мантии были рассчитаны главные множители, входящие в выражение (2) для полупроводниковой проводимости — σ_0 и $C = e^{-(\Delta U + P\Delta V)/kT}$.

Кроме того, они оценили энергию активации ΔU , характеризующую тип проводимости вещества. При проведении расчетов, связанных с приближенным решением системы уравнений, необходимо было использовать распределение температуры в мантии, которое до настоящего времени остается не очень определенным, но благодаря экспериментам по статическому сжатию пород пиролитовой мантии пределы возможных изменений температуры на разных глубинах нижней мантии ограничены, что позволило авторам достаточно убедительно провести все оценки, взяв распределение температуры из работы [14], в которой эти же температуры использовались для пересчета данных лабораторных экспериментов, полученных при давлениях в нижней мантии, но низких температурах. На рис. 14 и 15 представлены результаты расчетов этих величин. Анализ полученных результатов указывает на существование на глубинах 700–1200 км заметной особенности в поведении проводимости мантии.

В рассматриваемой работе нет однозначной трактовки полученного результата с точки зрения теории проводимости. Авторы, ограничиваясь общим заключением, утверждают, что на глубинах 500–2500 км вещество мантии является полупроводником с электронно-дырочной проводимостью, которая определяется в основном изменением числа и подвижностью носителей заряда.

Проводимость пород на глубинах 700–1200 км, определенная по результатам интерпретации глобальной магнитовариационной кривой, оказалась близкой к полученной для компонент пиролитовой мантии по данным лабораторных экспериментов в работе Т. Шенкланда [14]. Полученные результаты не носят, как отмечают и сами авторы, окончательного характера.

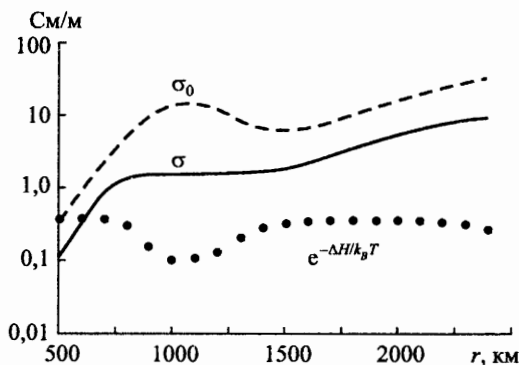


Рис. 15. Глобальная модель электропроводности и рассчитанные по ней значения сомножителей в формуле (2)

Близость полученного распределения проводимости мантии и результатов лабораторных экспериментов позволяет надеяться на верно выбранный минеральный состав нижней мантии и сравнительно правильно выбранную температуру мантии на глубине около 1000–2000 км, близкой к температуре при адиабатическом сжатии. Кроме этого, улучшая данные ГМВЗ и развивая лабораторные исследования, удастся более надежно определить минеральный состав и распределение температуры в нижней мантии. Намечен путь, двигаясь по которому можно будет в дальнейшем, уточняя результаты магнитотеллурических, магнитовариационных и лабораторных исследований, провести интерпретацию данных по электропроводности с позиций теории физики полупроводников. Как видим, используя результаты глубинной геоэлектрики, можно получить дополнительные сведения о минералогическом составе и физическом состоянии вещества мантии Земли. Результаты этой работы могут считаться достоверными при серьезном улучшении данных ГМВЗ во всем интервале периодов, особенно в области периодов более года. Для этого необходимо, в первую очередь, создать сеть обсерваторий, равномерно распределенных на континентах и ведущих многолетнюю регистрацию компонент магнитного поля.

За последние 50 лет в области глубинной геоэлектрики достигнуты значительные успехи. Опровергнуто существовавшее до 60-х годов представление о коре как объекте, обладающем малой электропроводностью. В большинстве регионов достаточно надежно выявлен астеносферный слой, являющийся подошвой жесткой литосферы. Сравнение поведения удельной проводимости в верхней мантии по данным магнитотеллурических и магнитовариационных исследований и данных лабораторных экспериментов согласуются при предположении о пиролитовом составе верхней мантии.

Указатель литературы

1. *Пархоменко А. И., Бондаренко А. Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. Л., 1972. 279 с.
2. *Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Пушкарев П. Ю., Романюк Т. В.* Геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны // Физика Земли. 2002. № 10. С. 23–53.
3. *Hughes H.* The pressure effect on the electrical conductivity of peridotite // *J. Geophys. Res.* 1955. V. 60. N 12. P. 187–191.
4. *Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Пушкарев П. Ю.* Астеносфера в свете магнитотеллурических данных // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГН РАН» № 2(17), 2001.
5. *Ковтун А. А.* Использование естественного электромагнитного поля при изучении электропроводности Земли: Уч. пособие. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 196 с.
6. *Mashimo T., Kondo K. et al.* Electrical Conductivity measurement of Fayalite under shock compression up to 56 GPa // *Gephysical Research.* 1980. V. 85. NB4. P. 1876–1881.
7. *Жарков В. Н.* Геофизические исследования планет и спутников // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» № 1 (21) 2003.
8. *Ringwood A. E., Major A.* The system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ at high pressures and temperatures // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1970. V. 3. P. 89–108.
9. *Akimoto S., Fujisawa H.* Olivine-spinel solid solution equilibrium in the system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 1467–1479.
10. *Akaogi M., Ito E., Navrotsky A.* Olivine-modified spinel transitions in the system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$: calorimetric measurements, thermochemical calculations, and geophysical application // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 15671–15685.

11. Гордиенко В. В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. НАН Украины. Киев. 1998. 85 с.
12. Сорохтин О. Г. Распределение температуры в Земле // Физика Земли. 2001. № 3. С. 71–78.
13. Ringwood A. E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 2083–2110.
14. Shankland T. J., Peyronneau J., Poarier J. P. Electrical conductivity of the Earth's lower mantle // Monthly Nature, 1993. V. 1. N 12. P. 80–82.
15. Ковтун А. А. Стрoение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. 284 с.
16. Бердичевский М. Н., Ванян Л. Л., Файнберг Э. Б. Частотное зондирование Земли по результатам сферического анализа электромагнитных вариаций // Геомагнетизм и аэрoномия. 1969. Т. 9. № 2. С. 372–374.
17. Ковтун А. А., Порохова Л. Н., Чичерина Н. Д. Совместная интерпретация магнитотеллурических и глобальных магнитовариационных данных в рамках сферической модели Земли // Вопросы геофизики. Л., 1977. Вып. 26. С. 146–153.
18. Ораевский В. Н., Ротанова Н. М., Дмитриев В. И., Бондарь Т. Н., Абрамова Д. Ю. Результаты глубинного магнитовариационного зондирования Земли по наземным данным и спутниковым измерениям («Magcat») // Геомагнетизм и аэрoномия. 1993. Т. 33. № 2. С. 120–127.
19. Ротанова Н. Н., Фискина М. В., Захарова О. К. Экспериментальные данные по глобальному магнитовариационному зондированию // Геомагнетизм и аэрoномия. 1986. Т. 26. № 1.
20. Setenov V. Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle. Publications of the institute of geophysics polish academy of sciences. Warszawa 1998. 120 p.
21. Жамалетдинo А. А. Модель электропроводности континентальной литосферы // Вопросы геофизики. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2005. Вып. 38. С. 115–129.
22. Семенов А. С. Структура и природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Вопросы геофизики. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. Вып. 21. С. 2–26.
23. Никoлаевский В. Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалия геофизических полей // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 4. С. 41–50.
24. Краев А. П., Семенов А. С., Тархов А. Г. Сверхглубинное электрoзондирование // Разведка недр. 1947. № 3. С. 40–41.
25. Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. and the BEAR working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // Earth Planet Space, 2002. V. 54. P. 535–558.
26. Kovtun A. A., Vasin N. D., Popov M. K. et al. Model of Ladoga–Bothnia zone according to MT–AMT soundings // Fiz. Zemli, 1990. N 11. P. 43–48.
27. Ковтун А. А., Вагин С. А., Вardанянц И. Л. и др. Анализ магнитотеллурических и магнитовариационных результатов в интервале периодов суточных вариаций по данным BEAR и определение «нормального» разреза Балтийского щита // Известия РАН. Физика Земли. 2002. № 11. С. 34–53.
28. Korja T., Hjelt S.-E. Electromagnetic studies in the Fennoscandian Shield – electrical conductivity of Precambrian crust. Phys // Earth and Planet. Inter., 1993. V. 81. P. 107–138.
29. Korja T., Koivukoski K. Magnetotelluric investigation along the SVEKA profile in central Fennoscandian Shield, Finland // Geophys. J. Int., 1993. V. 116. P. 173–197.
30. Korja T., Hjelt S.-E., Kaikkonen P. et al. The geoelectric model of the POLAR profile, Northern Finland // Tectonophysics, 1989. V. 162. P. 113–133.
31. Kovtun A. A., Vagin S. A., Vardaniants I. L. et al. Magnetotelluric investigation of the crust and upper mantle structure of the eastern part of the Baltic Shield // P. Kaikkonen (Editor), Proc. Jubilee Symp. of 10 Years Finnish–Soviet Co-work in Geoelectrics, Oulu, 18–19 December 1991. Department of Geophysics, University of Oulu, 1992. Rep. 18. P. 47–54.

32. *Rasmussen T. M., Roberts R. G., Pedersen L. B.* Magnetotellurics along the Long Range Profile // *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1987. V. 89. P. 799–820.
33. *Rokitynsky I. I.* Geoelectromagnetic studies of the Baltic and Ukrainian Shield: review of some result // S.-E.Hjelt (Editor). The Development of the Deep Geoelectric Model of the Baltic Shield, part 2. Proc. 1st Project Symp., Oulu, 15–18 November 1983. Department of Geophysics. University of Oulu, Rep. 8, 1984. P. 110–150.
34. *Pajunpaa K.* Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland. // *Geophysics. J. R. Astron. Soc.*, 1987. V. 91. P. 657–666.
35. *Porokhova L. N., Kharlamov M. N.* The solution of the one-dimensional inverse problem for induction sounding by an efficient linearization technique // *Earth and Planet. Inter.* 60, 1990. P. 68–79.
36. *Ковтун А. А., Варданянц И. Л., Легенькова Н. П.* Электропроводность мантии Фенноскандинавского щита по результатам совместной интерпретации магнитотеллурических и магнитовариационных данных // *Вопросы геофизики.* СПб.: Изд-во СПбГУ, 2005. Вып. 38. С. 72–87.
37. *Порохова Л. Н., Абрамова Д. Ю., Порохов Д. А.* Модели электропроводности мантии, построенные методом эффективной линеаризации по глобальным наземным и спутниковым данным // *Геомагнетизм и аэрономия.* 1996. Т. 36. № 5. С. 228–237.