

УДК 550.837

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СРЕДЫ В РАЙОНЕ ПУНКТА КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ “КАРЫМШИНА” (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2011 г. Ю. Ф. Мороз, Т. А. Мороз

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: morozyf@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 08.04.2009 г.

Рассмотрены особенности в поведении электромагнитного поля Земли, глубинного геоэлектрического разреза и динамики электропроводности среды. В основу анализа положены кривые МТЗ по направлениям, отвечающим в первом приближении простиранию и вкрест простирания южной Камчатки. Показано, что продольные и поперечные кривые МТЗ подвержены влиянию локальных и региональных геоэлектрических неоднородностей. Береговой эффект изучен с помощью трехмерного численного моделирования. Выявленные закономерности использованы для интерпретации обобщенных кривых МТЗ. Полученные параметры геоэлектрического разреза уточнены с помощью редуцирования продольной кривой к стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. Результаты интерпретации требуют уточнения по мере накопления геоэлектрической информации. Динамика электропроводности литосферы изучена по данным мониторинга магнитотеллурического импеданса в 2005–2008 гг. в диапазоне периодов от первых сотен до первых тысяч секунд. Основным для анализа принят поперечный импеданс и его фаза. В поведении фазы импеданса выявлены аномальные бухтообразные возмущения, которые могут быть связаны с землетрясениями. Обсуждается возможная природа аномалий фазы импеданса.

ВВЕДЕНИЕ

Электромагнитное поле Земли содержит информацию о физическом состоянии горных пород. Оно имеет внешние и внутренние источники. Внешние источники связываются с ионосферными и магнитосферными токами, возникающими за счет солнечной энергии. Внешнее электромагнитное поле индуцирует в Земле вторичное поле, изучение которого на земной поверхности дает возможность судить об электропроводности геологической среды. Внутриземные источники возникают за счет электрохимических, электрокинетических, пьезоэлектрических и многих других процессов. Эти источники создают электрическое поле, которое позволяет судить о физико-химических явлениях, протекающих в геологических средах. Таким образом, по данным мониторинга электромагнитного поля Земли можно получить представление об электропроводности геологической среды и физико-химических явлениях, протекающих в ней.

Следует отметить, что проблеме изучения электромагнитного поля Земли в связи с землетрясениями посвящено большое количество публикаций в нашей стране и за рубежом [Мороз, Напылова, 1993; Мороз, 1996; Мороз и др., 2007; Рикитакэ, 1979; Соболев, Морозов, 1970; Nagao et al., 2000; Noritomi, 1978; Mogi et al., 2000; Park, 1991; Park, Fitterman, 1990; Rikitake, Yamazaki, 1985; Sheng, Chen, 1988; Var-

otsos et al., 1993]. Однако, крайне мало данных по изучению динамики электропроводности литосферы с помощью магнитотеллурических методов. На Камчатке подобные исследования были начаты только в начале 90-х годов прошлого века [Мороз, Напылова, 1993]. Затем они получили развитие в работах [Мороз и др., 2006, 2007, 2008]. Большой научный интерес представляют данные многолетнего электромагнитного мониторинга, осуществляемого в обл. Карымшина на Южной Камчатке (рис. 1). Информация получена с использованием систем измерительных линий различной длины и высокой дискретностью регистраций вариаций электрического поля. Наряду с этим одновременно осуществляется регистрация вариаций геомагнитного поля. Полученные данные дают возможность с привлечением современных методик и технологий выполнить интерпретацию вариаций электромагнитного поля и получить представление о геоэлектрической модели геологической среды в районе обл. Карымшина. На этой основе с использованием специально созданных программ рассмотрена возможность изучения динамики электропроводности литосферы. Важное внимание уделено исследованию не только амплитудных, но и фазовых характеристик импеданса (комплексного электрического сопротивления среды). Принятые подходы позволяют получить принципиально новую информацию о геоэлектрических свойствах геологической среды

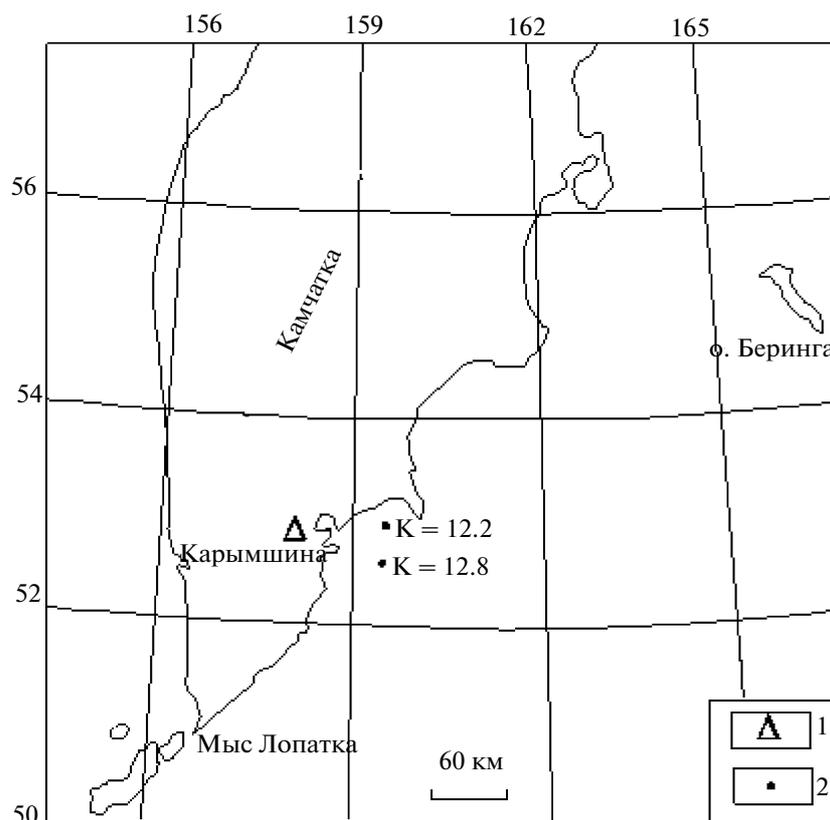


Рис. 1. Схема расположения пункта наблюдений.

1 – пункт Карымшина; 2 – эпицентры близких землетрясений с $K > 12$.

сейсмоактивного района. Этой теме и посвящена настоящая статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Район исследований характеризуется сложным геологическим строением. Здесь в отличие от других районов полуострова, где преобладают тектонические сооружения северо-восточного простирания, развиты поперечные структуры северо-западной ориентировки, получившие название Малко-Петропавловской зоны дислокаций [Геология ..., 1964]. Она включает Начикинский грабен и ряд других структур. О глубинных структурах северо-западной ориентировки свидетельствуют магнитное и гравитационное поля [Ривош, 1963; Декин, Зубин, 1976]. В поведении полей хорошо выражены зоны градиентов, вытянутых в северо-западном направлении. Пункт наблюдения Карымшина расположен в подобной зоне, связываемой с крупным глубинным разломом, разграничивающим крупные тектонические сооружения. Эти особенности геофизических полей нашли отражение на тектонической схеме Южной Камчатки [Апрелков, 1971]. Фрагмент этой схемы представлен на рис. 2. Здесь выделяется Начикинская складчатая зона, отвечающая в общих

чертах Начикинскому грабену [Геология ..., 1964]. Последняя по указанному глубинному разлому граничит с Южно-Камчатским антиклинорием с наложенным Восточно-Камчатским вулканическим поясом. Она характеризуется повышенной напряженностью магнитного и гравитационного полей, что отражает наличие в разрезе более плотных и намагниченных пород. Это связано с тем, что здесь приближены к дневной поверхности и выходят на поверхность более древние метаморфизованные породы, представляющие собой, по-видимому, фундамент. В пределах зоны выделяется ряд неотектонических структур, имеющих северо-восточное простирание. Среди них отмечается грабеновая структура долины реки Паратунка, недалеко от которой расположен пункт наблюдений Карымшина.

Геоэлектрический разрез по обобщенным данным электромагнитных исследований в рассматриваемом районе представляется следующим [Мороз, 1991]. Верхняя часть разреза сложена четвертичными вулканогенно-осадочными образованиями. Она имеет мощность первые сотни метров, удельное электрическое сопротивление от первых десятков – Ом · м до тысячи и более Ом · м. Ниже залегают кайнозойские вулканогенно-осадочные образования мощностью до 1.5 км с удельным электрическим со-

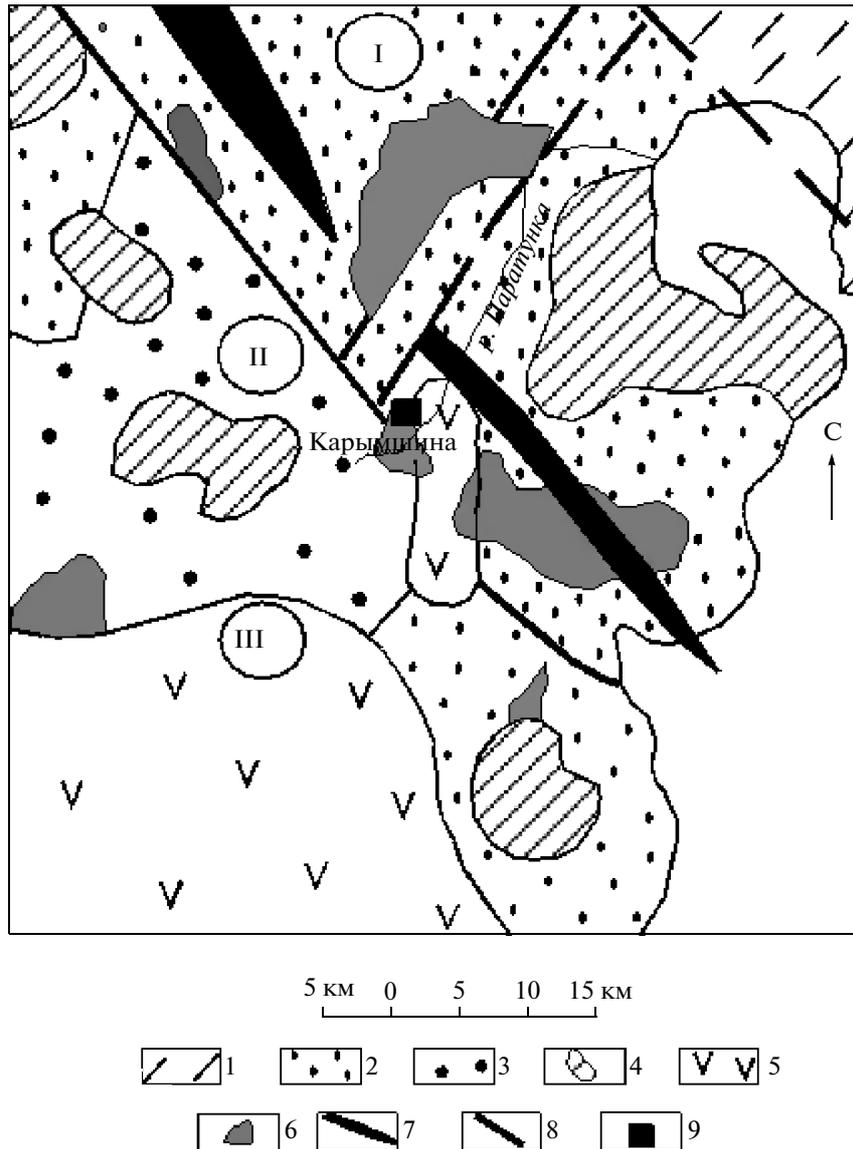


Рис. 2. Тектоническая схема района [Апрелков, 1971].

I – Начикинская складчато-глыбовая зона; II – Южно – Камчатский антиклинорий, III – Восточно-Камчатский вулканический пояс; 1–5 – ярусы: 1 – мезозойский, 2 – олигоцен-нижнемиоценовый, 3 – среднемиоценовый, 4 – верхне-неогеновый, 5 – четвертичный; 6 – миоценовые гранитоиды; 7 – оси антиклиналий; 8 – крупные разломы; 9 – пункт наблюдения электромагнитного поля.

противлением первые десятки Ом · м. В литосфере на глубинах 20–40 км выделяется слой повышенной электропроводности. Удельное электрическое сопротивление слоя составляет первые десятки Ом · м. Верхняя мантия на глубинах 100–200 км содержит астеносферный слой повышенной электропроводности.

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Пункт наблюдений заложен сотрудниками Токайского Университета Японии и Камчатской

опытно–методической сейсмологической партией Геофизической службы РАН в 2001 г. С 2005 года имеются непрерывные временные ряды разности потенциалов электрического поля, которые могут быть использованы для анализа.

Для измерений электрического поля использована Г-образная установка с центральным (нулевым) электродом (рис. 3). Приемные линии ориентированы в направлении С–Ю и З–В. Длина линий 01 и 04 – 80 м, 02 и 05 – 240 м; 03 и 06 – 480 м. В качестве заземлений использованы свинцовые электроды, опущенные на глубину 2–3 м. Измерения разности потенциалов электрического поля производятся с

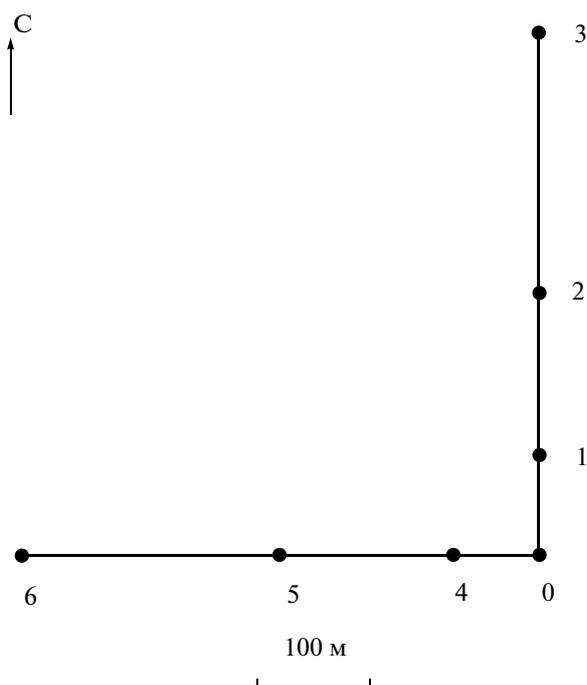


Рис. 3. Схема расположения измерительных линий электрического поля в п. Карымшина. Цифрами обозначены номера электродов. Масштаб приведен для измерительных линий.

помощью прибора “DATAMARK” [Toru Mogi et al., 2000]. Запись осуществляется в цифровом виде с дискретностью 1 секунда. Полученная информация поступает в центр обработки в г. Петропавловск-Камчатский.

Первичная обработка временных рядов разности потенциалов электрического поля сводится к редакции данных, выявлению технических сбоев, интерполяции, осреднению, масштабированию и т.д. В результате обработки формируется банк данных, который содержит временные ряды по годам, месяцам, суткам. На рис. 4 в качестве примера приведены графики напряженности электрического поля для временного интервала равным 5000 с. На нем хорошо видно, что напряженность электрического поля в направлении С–Ю, заметно меньше, чем в направлении З–В. Это различие, как будет показано ниже, связано с геоэлектрической региональной неоднородностью. Также следует отметить различие напряженностей электрического поля на приемных линиях одного направления, но разной длины, что обусловлено влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей.

Для более глубокой обработки данных создана специальная программа определения параметров, связанных с электропроводностью среды и другими физическими процессами. Она автоматически из банка данных, формирует синхронные временные ряды, электрического и геомагнитного полей заданной продолжительности. Полученные временные

ряды использованы для изучения геоэлектрического разреза и динамики электрического сопротивления литосферы в п. Карымшина с 2005 по 2008 гг.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В основе зондирования лежит соотношение между горизонтальными векторами электрического и магнитного полей в точке на земной поверхности [Бурдичевский, 1968].

$$\mathbf{H}_{\text{гор.}} = [\mathbf{Z}]\mathbf{H}_{\text{гор.}}, \text{ где } [\mathbf{Z}] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

или в развернутом виде:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y,$$

где $[\mathbf{Z}]$ – тензор импеданса; Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} – комплексные компоненты тензора импеданса, зависящие от частоты, распределения удельных электрических сопротивлений в Земле и ориентации координатных осей.

Тензор импеданса характеризует геоэлектрическую неоднородность среды. Информацию о ней можно получить с помощью импедансной полярной диаграммы. Она представляет собой годограф, описываемый концом вектора $|Z_{xx}|1_x$ при повороте 1_x на 2π . В случае горизонтально-однородной среды диаграмма $|Z_{xy}|$ имеет вид окружности, а диаграмма $|Z_{xx}|$ стянута в точку. Двумерно-неоднородные среды представлены овальными диаграммами $|Z_{xy}|$ и четырехлепестковыми диаграммами $|Z_{xx}|$. По полярным диаграммам импеданса $|Z_{xy}|$ определяют его максимальные и минимальные значения, отношения которых характеризуют степень геоэлектрической неоднородности среды.

Данные мониторинга электротеллурического и геомагнитного полей в пункте Карымшина дают возможность получить кривую магнитотеллурического зондирования (МТЗ), характеризующую геоэлектрический разрез литосферы. Тензор импеданса определен с помощью программы [Larsen и др., 1996], которая дает возможность выделять и эффективно подавлять электромагнитные поля не магнитотеллурического происхождения (солнечно-суточные и приливные гармоники, промышленные шумы и пр.).

Кривые МТЗ рассчитаны для двух диапазонов периодов: 64–1000 и 100–10000 с. В первом случае использованы массивы электромагнитных данных с дискретностью 1 с длительностью 10 суток. Во втором случае – массивы с дискретностью 1 мин длительностью 3 месяца. В результате обработки вариаций электротеллурического и геомагнитного полей получены тензоры импеданса в диапазоне периодов

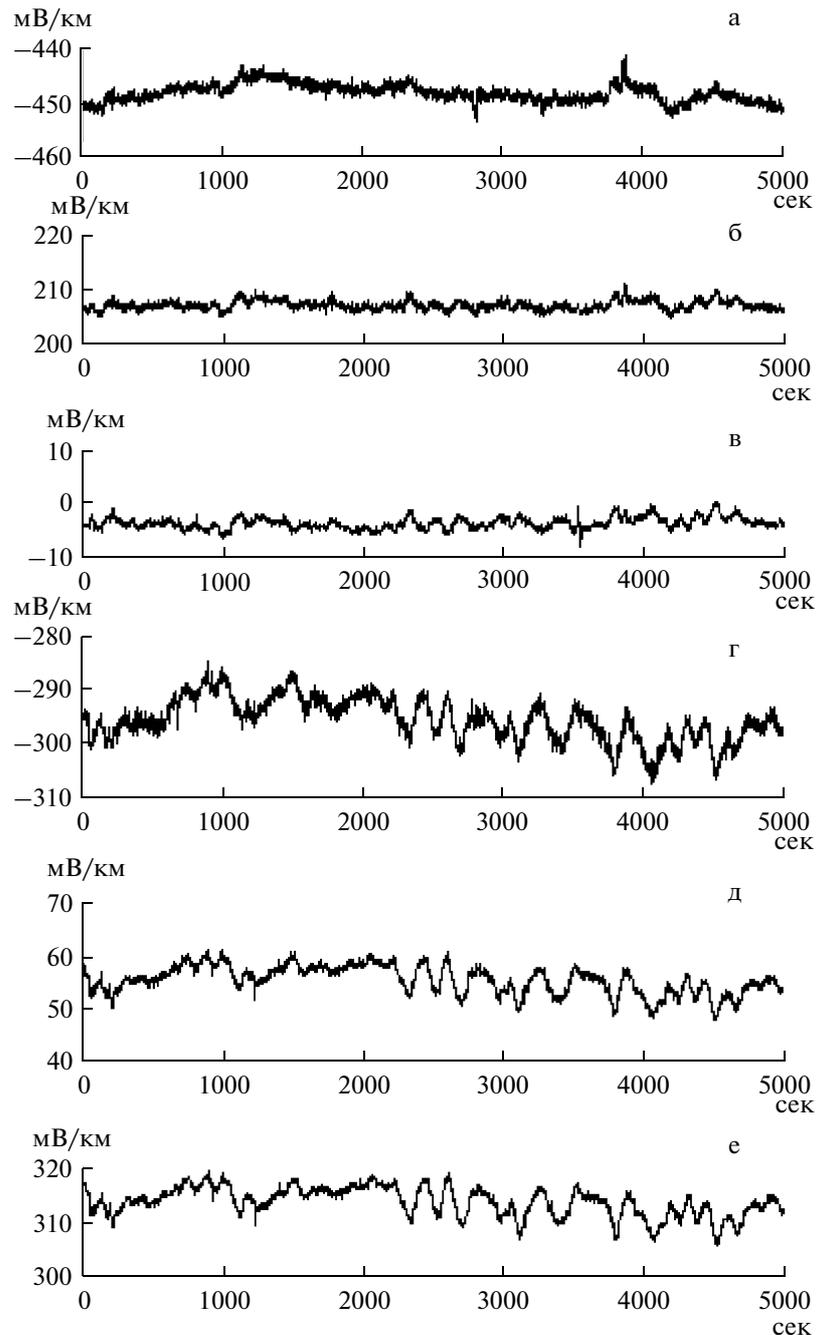


Рис. 4. Графики напряженности электрического поля в п. Карымшина по данным меридионально (а, б, в) и широтно (г, д, е), ориентированных измерительных линий см. рис. 3.

от 64 с до 10000 с. По компонентам тензора импеданса рассчитаны полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов, которые дают представление о геоэлектрической неоднородности среды. Полярные диаграммы импеданса в основном подобны между собой. На рис. 5 в качестве примера приведены полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов на периодах 460 и 4900 с. Полярные диаграммы основного импеданса имеют вид овала со сжатием в виде восьмерки. Соотноше-

ние большой оси и малой составляет около 10. Диаграммы дополнительного импеданса имеют вид четырехлепестковой розочки. Минимальные оси этой диаграммы практически совпадают с осями диаграмм основного импеданса. Эти особенности диаграмм основного и дополнительного импедансов характерны для двумерно-неоднородной среды. Большие оси диаграмм основного импеданса на периоде 460 с и 4900 с имеют азимуты около 110 град., т.е. ориентированы примерно вкрест простирания

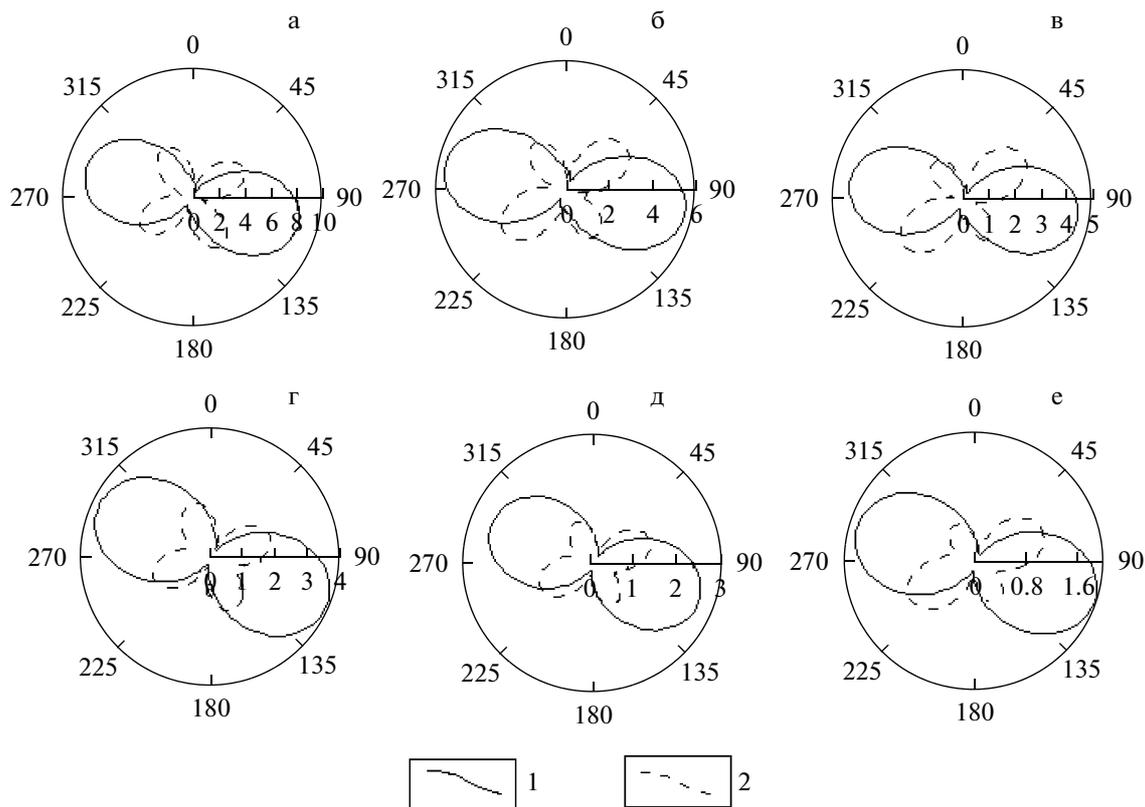


Рис. 5. Импедансные полярные диаграммы в п. Карымшина.

1, 2 — диаграммы основного и дополнительного импедансов для линий: а, г — 03–06; б, д — 02–05; в, е — 01–04; а, б, в — диаграммы на периоде вариаций 460 с; г, д, е — 4900 с.

Южной Камчатки. Уже на первоначальном этапе анализа можно предположить, что в электротеллурическом поле могут быть выражены эффекты, связанные с влиянием локальных и региональных геоэлектрических неоднородностей среды. К локальным неоднородностям относятся приповерхностные неоднородности, часто соизмеримые с длиной измерительных линий. К региональным неоднородностям относятся резкий контраст проводимости океана и суши, тектонические сооружения, включая разломы, дайки и т.д. Попытаемся оценить в какой мере локальные и региональные неоднородности проявляются в поведении кривых МТЗ.

Оценка влияния локальных геоэлектрических неоднородностей выполнена путем сравнительного анализа кривых МТЗ, полученных с использованием измерительных линий различной длины. На рис. 6 приведены совмещенные амплитудные и фазовые низкочастотные кривые МТЗ в направлениях С–Ю и З–В.

Рассмотрим кривые в направлении С–Ю. На рис. 6 видно, что амплитудные кривые для различных линий заметно расходятся по уровню сопротивлений. В то же время фазовые кривые практически совпадают между собой. То же самое относится к

кривым МТЗ в направлении З–В. Несовпадение здесь фазовых кривых связано с пониженной точностью определения фаз. Сильное расхождение амплитудных кривых и совпадение фазовых кривых для измерительных линий различной длины свидетельствует о гальваническом эффекте в электротеллурическом поле. Данный эффект связан с наличием локальных геоэлектрических неоднородностей в районе измерительных линий. Возникает вопрос, какую кривую следует использовать для изучения электропроводности среды? По-видимому, более разумным будет использовать средние максимальные и минимальные кривые МТЗ.

Для получения более полной информации о геоэлектрическом разрезе мы попытаемся дополнить средние максимальные и минимальные кривые МТЗ значениями кажущихся электрических сопротивлений в более высоком частотном диапазоне. С этой целью выполнена обработка данных электротеллурического поля и вариаций геомагнитного поля с дискретностью 1 с. Наряду с этим привлечены данные высокочастотного МТЗ, полученного в прошлые годы в одном километре от пункта Карымшина. Минимальные кривые, отвечающие направлению близкому к простиранию Камчатки, будем называть продольными, а максимальные

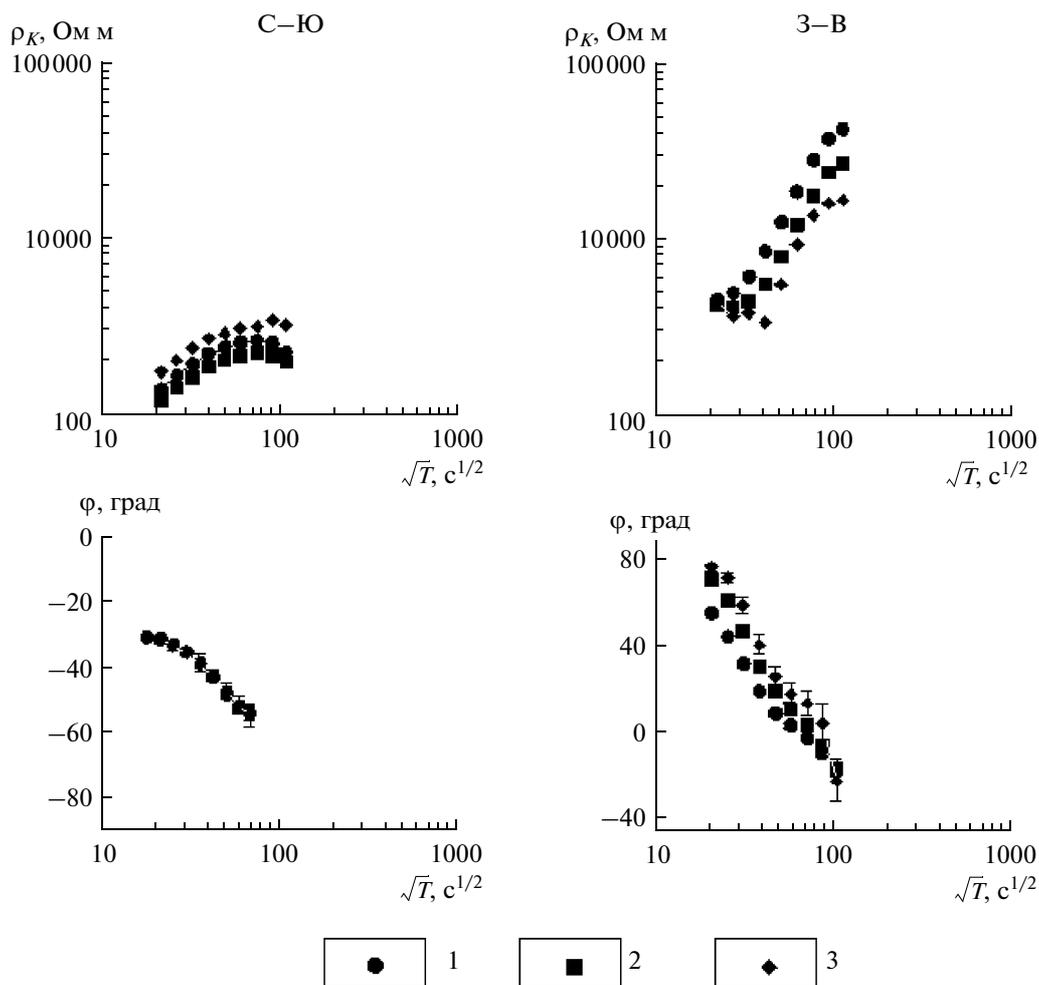


Рис. 6. Кривые МТЗ в направлениях С–Ю и З–В для линий различной длины. 1, 2, 3 – кривые МТЗ для линий 03–06; 02–05 и 01–04, соответственно (см. рис. 3).

кривые, ориентированные примерно поперек Камчатки, будем называть поперечными.

Обобщенные кривые МТЗ приведены на рис. 7. На нем видно, что низкочастотная ветвь поперечной кривой в лучшей мере согласуется по уровню сопротивлений с высокочастотной ветвью поперечной кривой, чем высокочастотная и низкочастотная ветви продольной кривой МТЗ. Продольная высокочастотная ветвь располагается заметно выше по уровню сопротивлений относительно низкочастотной продольной ветви. Значения кажущегося электрического сопротивления на периодах 64 с расходятся примерно в 6 раз. Это можно объяснить влиянием локальной геоэлектрической неоднородности.

Не принимая во внимание высокочастотные кривые МТЗ, обратимся к низкочастотным кривым МТЗ (диапазон периодов – 100–10000 с). На рис. 7 видно, что продольная и поперечная кривые МТЗ существенно различаются по форме и уровню сопротивлений. Поперечная кривая представлена восходящей асимптотической ветвью со слабо выра-

женным минимумом в области периодов 50–2500 с. Продольная кривая имеет хорошо выраженный минимум. Кривые различаются по уровню сопротивлений почти на порядок. Такое различие кривых свидетельствует о влиянии региональной геоэлектрической неоднородности, которая вызывает сильные эффекты в магнитотеллурическом поле. Рассмотрим возможную природу данных эффектов.

В первую очередь мы должны обратить внимание на береговой эффект, так как пункт Карымшина расположен на расстоянии 20–30 км от берега Тихого океана, где соприкасаются среды, электрическое удельное сопротивление которых различается более чем на три порядка. Морская вода имеет сопротивление около 0.25 Ом · м, а горные породы на суше обладают сопротивлением в десятки-сотни Ом · м и более. Из-за такого контраста сопротивлений возникает сильная аномалия в электромагнитном поле Земли, получившая название берегового эффекта. Рассмотрим в какой мере береговой эффект затрагивает кривую МТЗ в пункте Карымшина. Для этой

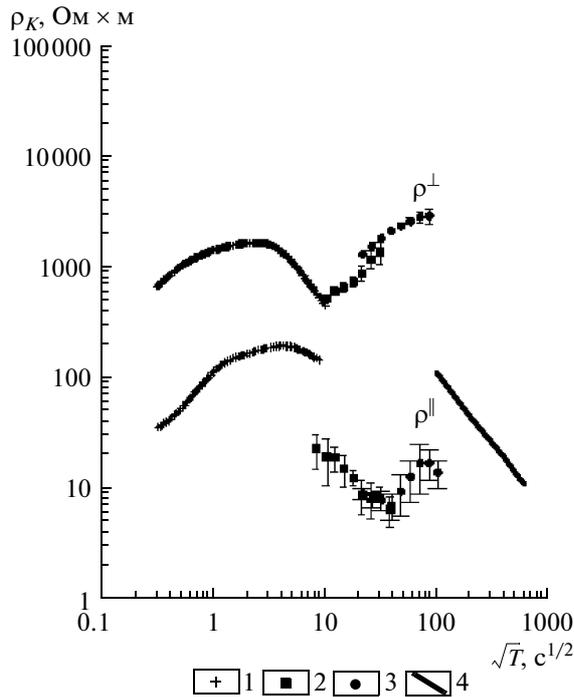


Рис. 7. Обобщенные кривые МТЗ: 1 – по данным электроразведочной станции в пункте, удаленном на 1 км от п. Карымшина; 2, 3 – по результатам обработки данных с дискретностью 1 с и 1 мин, соответственно; 4 – стандартная кривая кажущегося электрического сопротивления. ρ^{\parallel} и ρ^{\perp} – продольная и поперечная кривые МТЗ.

цели воспользуемся данными численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки.

Пробная модель включает однородный верхний слой на суше и неоднородный водный слой в акваториях Охотского моря и Тихого океана. Глубинный геоэлектрический разрез является стандартным. Трехмерное численное моделирование магнитотеллурического поля выполнено по программе [Mackie et al., 1994]. Размеры сетки сгущались до 5 км. Водный слой задан по данным батиметрии. Удельное электрическое сопротивление морской воды принято $0.25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Верхний слой на суше имеет удельное электрическое сопротивление $30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В результате моделирования получены кривые МТЗ по направлениям вдоль и вкост простирания Камчатки. Эти кривые в дальнейшем будем называть продольными и поперечными. На рис. 8 видно, что данные кривые в диапазоне периодов от 100 до 10000 с отличаются от локально-нормальной кривой по форме и уровню сопротивлений. Поперечная кривая представлена крутой восходящей ветвью, которая выполаживается в низкочастотной области. Продольная кривая в указанном диапазоне периодов представлена в виде нисходящей ветви, которая затем выполаживается. При этом продольная кривая занимает более низкий уровень по отношению к локально-нормальной кривой. Анализ показывает, что замет-

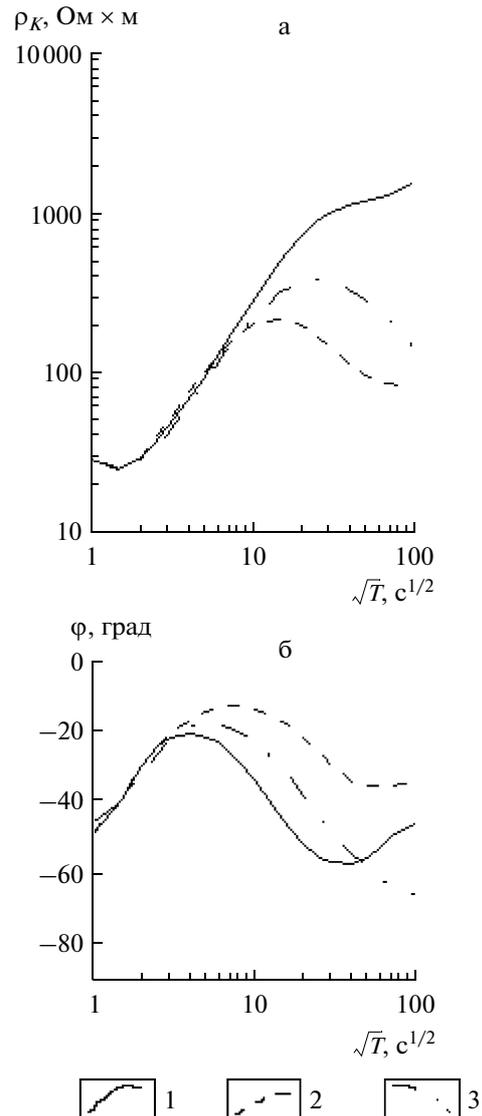


Рис. 8. Модельные амплитудные (а) и фазовые (б) кривые МТЗ в пункте Карымшина. 1, 2, 3 – поперечная, продольная и локально-нормальные кривые МТЗ.

ное действие берегового эффекта, т.е. отклонение продольной и поперечной кривых МТЗ от локально-нормальной кривой, начинается примерно на периодах более 100 с. Из этого анализа видно, что поперечная кривая в рассматриваемом диапазоне периодов не отражает глубинный геоэлектрический разрез. Согласно [Бердичевский и др., 1992], восходящая ветвь поперечной кривой связана с кондуктивным взаимодействием токов, выраженным в их перетекании из океана, где концентрируется океанический ток, в осадочно-вулканогенный чехол континента. Данный эффект экранирует влияние проводящих слоев в земной коре и верхней мантии. Продольная кривая, начиная с периода 100 с, отклоняется от локально-нормальной кривой в сторону уменьшения кажущегося электрического сопротив-

ления. Этот эффект связан с индуктивным взаимодействием токов через их магнитное поле. В прибрежной зоне Камчатки магнитное поле возрастает, а электрическое поле убывает, заметно понижая ветвь продольной кривой в диапазоне 100–10000 с.

Следует обратить внимание на выполаживание поперечной и продольной кривых в низкочастотной области на периодах 2500–10000 с. Это выполаживание связано, по-видимому, с тем, что на длинных периодах проявляется трехмерность модели. Она связана с вынужденным ограничением модели Камчатки и глубоководного желоба со всех сторон из-за ограниченных размеров сетки при моделировании магнитотеллурического поля.

Обратимся к экспериментальным кривым МТЗ (см. рис. 7). Поперечная кривая в области низких частот так же, как и модельная, представлена восходящей асимптотической ветвью. Она не отражает в полной мере глубинный геоэлектрический разрез, начиная с периода 100 с. Важно отметить лишь слабый минимум в области восходящей ветви на периодах 400–600 с, который, как будет отмечено, ниже может быть связан с коровым проводящим слоем. Левая ветвь поперечной кривой на качественном уровне характеризует геоэлектрический разрез верхней части земной коры.

Рассмотрим продольную кривую МТЗ (см. рис. 7). Левая восходящая ветвь обобщенной кривой связана с наличием осадочно-вулканогенного чехла. Максимум кривой отражает высокоомную часть земной коры. Минимум кривой в низкочастотной области (периоды 400–5000 с) свидетельствует о возможном существовании глубинного проводящего слоя. Правая часть кривой располагается ниже стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. За счет берегового эффекта правая часть кривой в минимуме имеет сопротивление примерно в 1.5–2 раза ниже. Как мы уже указывали, в диапазоне периодов 5000–10000 с модельная кривая может быть искажена за счет ограниченных размеров сетки. По данным двумерного численного моделирования продольная кривая на периоде 10000 с уже “сливается” с локально-нормальной кривой [Мороз, 1991]. Следовательно, даже при редукции продольной кривой в 1.5–2 раза в сторону увеличения кажущегося сопротивления, низкочастотная ветвь кривой на периодах 64000–100000 с будет располагаться ниже стандартной кривой, что указывает на вероятность существования астеносферного проводящего слоя в верхней мантии. Однако, однозначно судить об этом нельзя из-за возможного влияния локальных геоэлектрических неоднородностей.

Таким образом, анализ возможных искажений кривой МТЗ в пункте Карымшина приводит к следующим выводам. Продольная и поперечная кривые МТЗ в области коротких периодов расходятся по уровню сопротивлений почти на порядок и более. Это расхождение связано с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Различие про-

дольной и поперечной кривых по форме и уровню сопротивлений в низкочастотной области связано с влиянием берегового эффекта, проводящей зоной в литосфере и с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей среды.

Сравнительный анализ продольной и поперечной кривых МТЗ и данные численного моделирования свидетельствуют, что продольная кривая в меньшей мере подвергнута искажениям за счет берегового эффекта. По формальной интерпретации обобщенной продольной кривой МТЗ грубо оценим параметры геоэлектрического разреза. При этом учтем влияние берегового эффекта. Суммарная продольная проводимость осадочно-вулканогенного чехла составляет примерно 25 См, глубина залегания корового проводящего слоя – 20–30 км, проводимость корового слоя – 3000 См, глубина залегания астеносферного проводящего слоя – 200–300 км. Эти параметры могут быть неточными, так как уровень кривой зависит от влияния локальной геоэлектрической неоднородности. Учесть это влияние пока не представляется возможным из-за ограниченной геоэлектрической информации. Учет этого влияния является крайне неоднозначным. Существует ряд редукций для нормализации кривых МТЗ. В нашем случае, можно воспользоваться редукцией, предусматривающей совмещение нисходящей низкочастотной правой ветви кривой МТЗ со стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. Эта редукция возможна, так как кривая МТЗ получена до периодов 8000–10000 с, на которых имеются значения стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. В основе этой редукции лежит гипотеза, что электропроводность верхней мантии на глубинах 200–400 км меняется слабо и низкочастотные ветви кривых МТЗ, отражающие данные глубины, должны быть близки к стандартной кривой.

Результаты редукции показаны на рис. 9. Она выполнена путем перемещения продольной кривой МТЗ в диапазоне периодов 100–10000 с вверх по уровню сопротивлений до слияния значений ρ_k на периоде 10000 с со стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. На рис. 9 видно, что низкочастотная кривая удовлетворительно согласуется с высокочастотной кривой. Возможно это случайное совпадение. Результаты формальной интерпретации следующие.

Суммарная продольная проводимость осадочно-вулканогенного чехла 25 См, глубина кровли проводящей зоны 40 км, удельное электрическое сопротивление зоны – первые десятки Ом · м. Полученные данные по интерпретации низкочастотной кривой следует считать предварительными по следующим причинам. Во-первых, точность определения кажущихся продольных сопротивлений в диапазоне периодов 3600–10000 с составляет 30 и более процентов. Во-вторых, в указанном диапазоне периодов возможно искажение продольной кривой

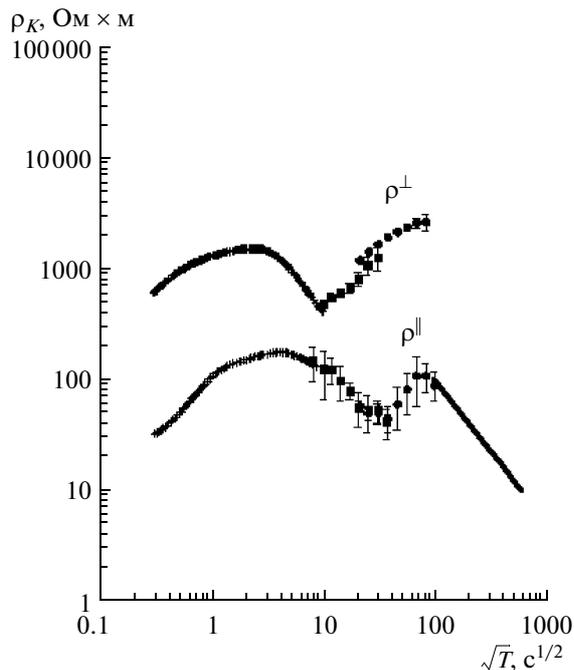


Рис. 9. Обобщенные кривые МТЗ. Низкочастотная ветвь кривой в диапазоне 64–10000 с редуцирована к стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления (условные обозначения см. рис. 7).

МТЗ за счет формы п-ова (т.е. сужения и замыкания суши на юге). В-третьих, выполненная редуция, по указанным причинам приводит нас к варианту модели без астеносферного проводящего слоя, что находится в противоречии с выполненными нами ранее исследованиями [Мороз, 1991]. Поэтому, для уточнения глубинной части модели необходимы дополнительные исследования МТЗ и МВЗ (магнито-вариационного зондирования). Однозначно можно утверждать, что литосфера содержит крупную проводящую зону, которая уверенно выделяется на продольной кривой МТЗ на периодах 100–2500 с. Данная зона на поперечной кривой фиксируется в виде слабо выраженного минимума на периодах 500–1500 с. Минимум на кривых МТЗ может быть связан с глубинным поперечным разломом, повышенная электропроводность которого обусловлена, по-видимому, с наличием гидротермальных растворов и магматических расплавов.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Изменение электропроводности литосферы изучено по поведению компонент тензора импеданса в диапазоне периодов от первых сотен секунд до первых тысяч секунд. Судя по обобщенной кривой МТЗ на данных периодах имеется возможность контролировать электропроводность земной коры и верх-

ней мантии на глубинах от первых десятков до первых сотен километров. Возникает вопрос, какие компоненты тензора импеданса целесообразно использовать для мониторинга электропроводности геологической среды? Мы располагаем компонентами тензора импеданса по направлениям приемных линий, по главным направлениям, по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды (максимальные и минимальные значения основного импеданса). Наряду с этим имеется возможность использовать инварианты импеданса, которые не зависят от ориентации приемных линий. Предварительный анализ указанных компонент тензора импеданса показал, что компоненты по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды являются более чувствительными к наличию геоэлектрических неоднородностей в среде. Это подтверждает полученный нами результат в других сейсмоактивных районах. Поэтому в качестве основных приняты модули максимальных и минимальных значений основного импеданса и их фазы по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды (поперечный и продольный импедансы).

Мониторинг указанных величин выполнен по временным рядам электрического поля по линиям 0–3 – 0–6 и геомагнитного поля за период с 2005 по 2008 гг. Предварительно был организован банк данных по суткам, месяцам и годам, позволяющий по специально разработанной программе получить массивы данных необходимой продолжительности для обработки по программе [Larsen et al., 1996] с целью получения импедансов по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды. Диапазон периодов, в котором нужно получить импедансы, зависит от длительности временного интервала (массива данных), используемого для обработки. От величины этого интервала зависит также точность определения импедансов. Модули импеданса и их фазы изучены для временных интервалов продолжительностью 1, 2, 3, 4, 5 и 10 суток. Результаты расчетов показали, что продольный (минимальный) импеданс и его фаза определяются с погрешностью в 15–20% и более. Поэтому данный импеданс не может быть использован для мониторинга. В то же время поперечный (максимальный) импеданс определяется с точностью 2–4 процента, а его фаза с точностью в 1–2 градуса на временных интервалах не менее трех суток. Для мониторинга электропроводности среды принят минимальный интервал 3 суток. На этом интервале импеданс определяется в диапазоне периодов от первых сотен до первых тысяч секунд и более.

Рассмотрим результаты мониторинга электропроводности геологической среды в указанном диапазоне периодов. На рис. 10 приведены временные ряды максимального импеданса и его фазы для периодов 477, 700, 1050, 1570, 2340, 3460 и 5080 с за время наблюдений с 2005 по 2008 гг. Временные ряды

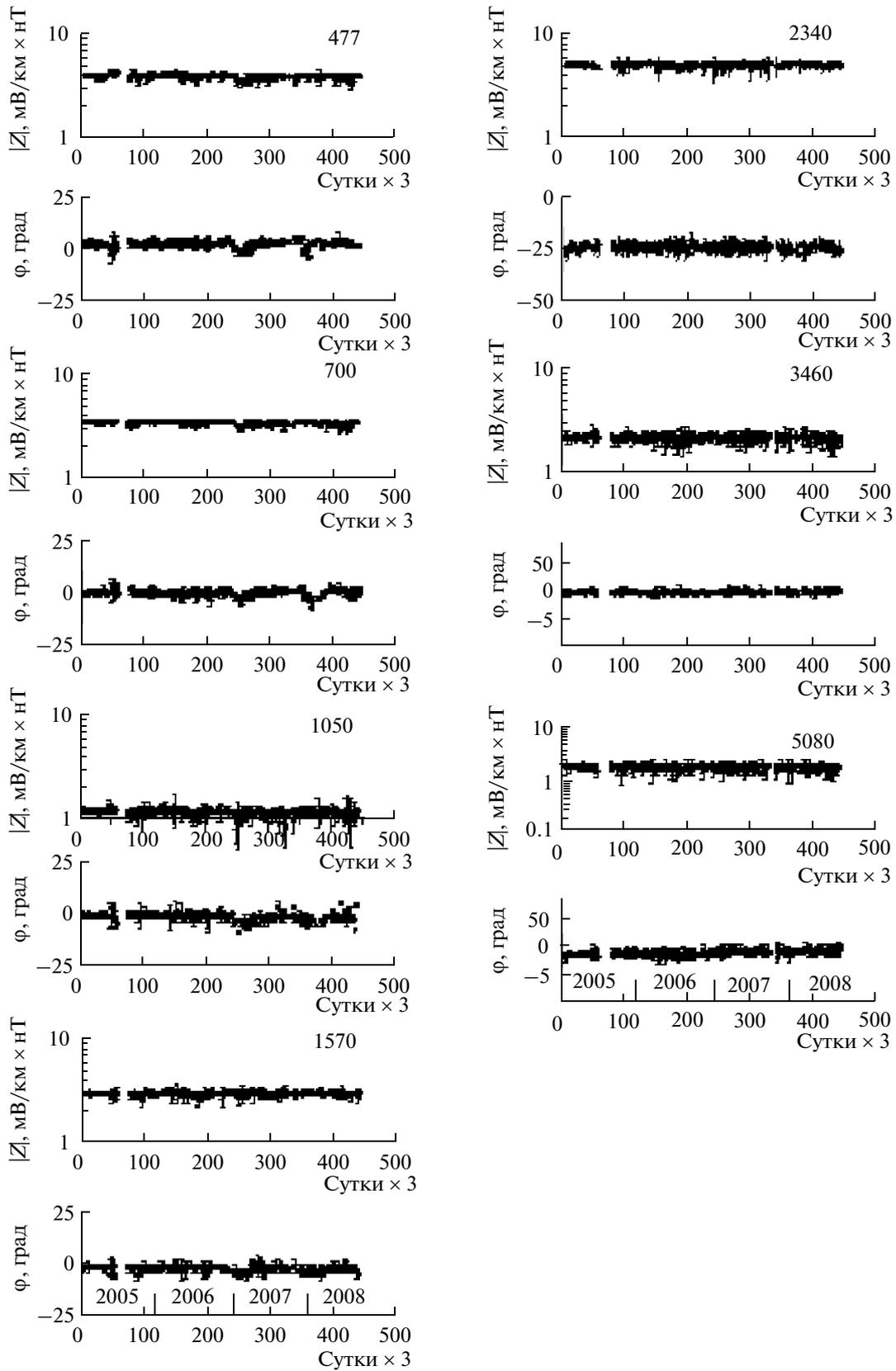


Рис. 10. Графики поведения поперечного импеданса и его фазы на различных периодах в 2005–2008 гг. Цифрами на графиках обозначены периоды вариаций в секундах.

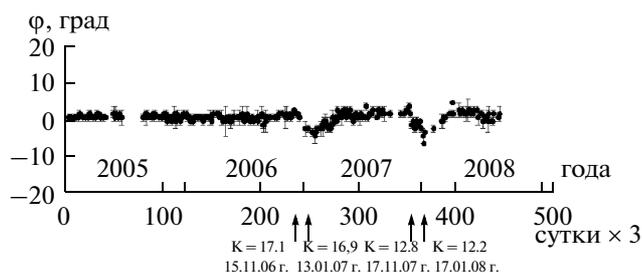


Рис. 11. График фазы поперечного импеданса на периоде 700 с. Стрелки показывают дату возникновения землетрясений; K — энергетический класс.

получены по данным обработки вариаций электрического поля для линий 0–3 и 0–6 и вариаций геомагнитного поля в п. Карымшина. Во временных рядах импеданса и его фазы имеются пропуски, связанные с техническими причинами. Следует обратить внимание, что в поведении временных рядов максимального импеданса и его фазы на ряде периодов в 2007–2008 гг. проявились бухтообразные вариации. Они в большей мере выражены в поведении фазы импеданса, чем в модуле импеданса. Аномалии отмечаются на периодах 477, 700, 1050, 1570 с. Интенсивность фазовых аномалий составляет 5–7 градусов, что примерно в 2–3 раза превышает точность определения фазы. Характерно, что аномалии импеданса и фазы практически не проявились на периодах 2340, 3460 и 5080 с.

Для большей наглядности на рис. 11, в качестве примера, приведен график фазы поперечного импеданса на периоде 700 с. Здесь на временной оси показаны даты самых сильных Курильских землетрясений в Камчатско-Курильском регионе за последние годы с $K = 17.1$ и $K = 16.9$ на эпицентральных расстояниях 810 и 820 км и даты самых близких землетрясений с $K > 12.2$ и $K = 12.8$, происшедших на эпицентральных расстояниях 75 и 80 км. Предполагается, что минимумы на графике фазы импеданса могут быть связаны с указанными землетрясениями.

Рассмотрим возможную природу аномальных изменений импеданса и фазы. Периоды вариаций магнитотеллурического поля, на которых проявляются аномалии, приурочены к минимуму кривой, связанному с глубинной проводящей зоной (разломом). Это хорошо видно на минимальной кривой, ориентированной поперек разлома. На максимальной кривой, ориентированной вдоль разлома, минимум выражен слабо. По данным численного моделирования, выполненного нами, слабовыраженный минимум на продольной кривой (относительно разлома) отвечает глубинному разлому шириной в первые десятки километров. На поперечной кривой разлом выражен в виде интенсивного минимума, как и на практической кривой. Следует отметить, что из-за действия берегового эффекта низкочастотная ветвь затянута вверх по оси сопротивлений, что

в значительной мере вуалирует минимум на кривой, связанный с глубинным разломом.

Обратимся к периодам вариаций, на которых проявились аномальные эффекты. Приближенные оценки показывают, что длины электромагнитных волн в диапазоне периодов от 477 до 1570 с составляют сотни — первые тысячи километров. Глубины проникновения электромагнитных волн в Землю в указанном диапазоне периодов не менее 150 км. Можно полагать, что электромагнитные волны содержат информацию об электропроводности глубинной проводящей зоны. В пользу этого свидетельствуют аномальные изменения фазы импеданса, подтверждающие, что изменение электропроводности геологической среды произошло не в приповерхностных частях земной коры, а в глубинных частях литосферы. Можно предположить, что в связи с землетрясениями изменилась степень насыщенности высокоминерализованными растворами глубинной проводящей зоны, что проявилось в поведении фазы поперечного импеданса на периодах 477–1570 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований выявлены следующие особенности в поведении электромагнитного поля Земли, глубинного геоэлектрического разреза и динамики электропроводности литосферы.

1. Амплитудные кривые магнитотеллурического зондирования подвержены влиянию локальных геоэлектрических неоднородностей, соизмеримых с длиной измерительных электрических линий. Об этом свидетельствует расхождение амплитудных кривых магнитотеллурического зондирования по уровню сопротивлений для измерительных линий различной длины. Фазовые кривые практически совпадают, что указывает на сильные гальванические эффекты в электротеллурическом поле.

2. Наряду с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей кривые магнитотеллурического зондирования подвержены действию берегового эффекта, изученного с помощью трехмерного численного моделирования. Установлено, что береговой эффект проявляется на периодах более 100 с. Из-за его влияния поперечная кривая имеет крутую восходящую асимптотическую ветвь, не отражающую изменение электропроводности с глубиной. Продольная кривая в диапазоне периодов 100–700 с согласуется с локально-нормальной кривой, характеризующей изменение геоэлектрического разреза с глубиной. Продольная и поперечная кривые на периодах 2500–10000 с имеют выположенные ветви, что связано с трехмерностью модели из-за ограниченных размеров сетки при моделировании магнитотеллурического поля.

3. По данным магнитотеллурических исследований получены обобщенные кривые МТЗ. Продоль-

ные и поперечные кривые МТЗ по уровню сопротивлений расходятся почти на порядок в диапазоне периодов 0.1–100 с, что связано с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Расхождение продольной и поперечной кривых в низкочастотном диапазоне обусловлено влиянием берегового эффекта, региональных и локальных геоэлектрических неоднородностей. Продольная кривая (согласно численному моделированию) в меньшей мере искажена береговым эффектом и качественно дает представление о геоэлектрическом разрезе. По формальной интерпретации продольной кривой МТЗ (с учетом берегового эффекта) определены параметры глубинного геоэлектрического разреза. Однако, они являются предварительными, так как продольная кривая МТЗ не свободна от влияния локальных геоэлектрических неоднородностей. Для исключения этого влияния принята попытка редукиции кривой МТЗ относительно стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. Полученные данные по интерпретации редуцированной кривой требуют уточнения по мере накопления геоэлектрической информации на исследуемой территории. Однозначно можно утверждать, что литосфера содержит крупную проводящую зону, которая уверенно выделяется на продольной кривой на периодах 100–2500 с. Данная зона на поперечной кривой фиксируется в виде слабо выраженного минимума на периодах 500–1500 с. Предполагается, что минимум на кривых МТЗ связан с глубинным поперечным разломом, повышенная электропроводность которого может быть обусловлена наличием гидротермальных растворов и магматических расплавов.

4. Динамика электропроводности литосферы изучена по данным мониторинга импеданса в диапазоне периодов от первых сотен до первых тысяч секунд. В качестве основных параметров принят поперечный импеданс и его фаза, которые определяются с большей точностью и являются достаточно тензочувствительными. В их поведении на периодах 460–1570 с выявлены аномальные изменения в виде бухтообразных вариаций, которые могут быть связаны с землетрясениями. Аномалии проявились в поведении фазы, что свидетельствует о том, что изменение электропроводности геологической среды произошло не в приповерхностных частях земной коры, а в глубинных частях литосферы. Периоды, на которых выражены аномалии, приурочены к минимуму продольной кривой, связанной с глубинным поперечным разломом. Анализ показывает, что длины электромагнитных волн на указанных периодах не менее 200 км. Эти длины волн достаточны для контроля за электропроводностью глубинной проводящей зоны (разлома). Предполагается, что в связи с землетрясениями изменилась степень насыщенности пород минерализованными растворами. Это наиболее заметно в поведении фазы поперечного импеданса.

Авторы выражают признательность В.Н. Чеброву и Ю.А. Кугаенко за представленные данные по мониторингу электротеллурического поля в пункте Карымшина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апрелков С.Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 2. С. 47–61.
- Бердичевский М.М.* Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 255 с.
- Бердичевский М.М., Колдаев Д.С., Яковлев А.Г.* Магнитотеллурическое зондирование на берегу океана // Физика Земли. 1992. № 6. С. 87–97.
- Геология СССР.* Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Декин Г.П., Зубин М.И.* Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки // Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 44–55.
- Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Смирнов С.Э.* Электропроводность геологической среды по данным магнитотеллурического мониторинга на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 34–43.
- Мороз Ю.Ф., Навылова О.А.* Краткосрочные предвестники землетрясений в вариациях низкочастотных магнитотеллурических матриц // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 67–76.
- Мороз Ю.Ф.* Предвестники сильных землетрясений в низкочастотном электромагнитном поле Камчатки // Физика Земли. 1996. № 5. С. 58–62.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Моги Т.* Методика и результат мониторинга естественного электрического поля Земли в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 2007. № 11. С. 37–49.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Буглова С.Г.* Вертикальная и горизонтальная составляющие электротеллурического поля на оз. Байкал и их связь с электропроводностью среды // Физика Земли. 2008. № 3. С. 73–83.
- Рикитакэ Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
- Ривош Л.А.* О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным) // Геология и геофизика. 1963. № 6. С. 30–47.
- Соболев Г.А., Морозов В.Н.* Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями // Физические основы поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970. С. 110–121.
- Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A. et al.* Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophysical Journal International. 1996. V. 124. P. 801–819.
- Mackie K.L., Smith J.T., Madden T.R.* Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // Radio Science. 1994. № 29. P. 923–935.

- Nagao T., Orihara Y., Yamaguchi T. et al.* Co – seismic geoelectric potential changes observed in Japan // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 1535–1538.
- Noritomi K.* Application of precursory geoelectric and geomagnetic phenomena in China // Report by Japanese Seism. Soc. Delegation to People's Republic of China, Skism. Soc. Japan. 1978. P. 57–87 (in Japanese, for English translation, *Stt Chinese Geophys.* V. 1. № 2. P. 377–391. Amer.geophys. Union).
- Park S.K., Fitterman D.V.* Sensitivity of the telluric monitoring array in Parkfield, California, to changes of resistivity // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95B. № 9. P. 15557–15571.
- Park S.K.* Monitoring resistivity changes prior to earthquake in Parkfield, California, with telluric arrays // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96B. № 9. P. 14211–14237.
- Rikitake T., Yamazaki Y.* Precursory and seismic changes in ground resistivity // *Earthquake Prediction / Eds Kisslinger C., Suzuki S.* Center for Acad. Publications. Japan, Tokyo. 1978. P. 161–173.
- Rikitake T., Yamazaki Y.* The nature of resistivity precursor // *Earthquake Predication Res.* 1985. V. 3. № 3–4. P. 559–570.
- Sheng P., Chen Z.* Local-field distribution in random dielectric media // *Phys. Rev. Lett.* 1988. V. 60. № 3. P. 227–230.
- Toru M., Yoshikazu T., Widarto D.S. et al.* Geoelectric potential difference monitoring in Ssouthern Sumatra, Indonesia – Co-seismic change // *Earth Planets Space*, 2000. V. 52. P. 245–252.
- Varotsos P., Alexopoulos K., Lazaridou M.* Latest aspect of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals // *Tectonophysics.* 1993. V. 224. P. 1–37.

The Geoelectrical Properties of the Earth around the Karymshina Multidisciplinary Observation Site in Southern Kamchatka

Yu. F. Moroz and T. A. Moroz

Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, bul'var Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia
e-mail: morozyf@kscnet.ru

Abstract—This paper is concerned with the Earth's electromagnetic field, a deep geoelectrical section, and the dynamics of earth conductivity. This analysis is based on MTS curves along directions that to a first approximation go along and across southern Kamchatka. It is shown that the longitudinal and transverse MTS curves are subject to the influence of local and regional geoelectrical inhomogeneities. The coast effect was studied by 3-D numerical modeling. The patterns we have found were used for interpretation of generalized MTS curves. The resulting parameters of the geoelectrical section were refined by reducing the longitudinal curve to the standard curve of apparent resistivity. The results from this interpretation are to be refined as more geoelectrical information is forthcoming. The dynamics of lithospheric conductivity were studied from data acquired during the 2005–2008 monitoring of magnetotelluric impedance in the range of periods between several hundred and several thousand seconds. The basis for the analysis was assumed to be the transverse impedance and its phase. The latter was found to exhibit anomalous bay fluctuations that might have been related to earthquakes. A possible origin of these anomalies is discussed.