

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской
академии наук

На правах рукописи

Самойлова Ольга Михайловна

Глубинная электропроводность прибрежных районов восточной Камчатки

Специальность 25.00.10 - Геофизика,
геофизические методы поисков полезных ископаемых

диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Мороз Юрий Федорович

Петропавловск-Камчатский – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика районов исследования.....	11
1.1. Геолого-тектоническое строение.....	11
1.2. Изученность восточного побережья южной Камчатки	21
1.3. Изученность восточного побережья северной Камчатки	25
Глава 2. Современные представления о магнитотеллурических методах.....	30
2.1. Историческое развитие методов магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования.....	30
2.2. Методика проведения полевых наблюдений	34
2.3. Граф анализа и обработки экспериментальных данных	36
2.4. Обзор изучения земной коры и верхней мантии Камчатки магнитотеллурическими методами	40
Глава 3. Анализ экспериментальных данных по региональным профилям «Южный» и «Северный»	45
3.1. Оценка горизонтальной геоэлектрической неоднородности.....	45
3.2. Характеристика экспериментальных кривых МТЗ.....	48
3.3. Анализ индукционных стрелок Визе-Паркинсона	57
Глава 4. Изучение берегового эффекта	59
4.1. Определение понятия берегового эффекта.....	59
4.2. Методика численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки при изучении берегового эффекта	63
4.3. Характеристика результатов моделирования вдоль региональных профилей «Южный» и «Северный».....	65
4.4. Региональный и локальный береговой эффекты	73
Глава 5. Интерпретация МТЗ в районах восточного побережья южной и северной Камчатки.....	77
5.1. Двумерная инверсия данных МТЗ.....	77
5.2. Районирование восточного побережья южной и северной Камчатки для уточнения глубинной геоэлектрической модели.....	83
5.3. Глубинные геоэлектрические разрезы юго-восточного и северо-восточного побережий Камчатки	87
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	96
Список литературы.....	99

ВВЕДЕНИЕ

Объект исследований

Объектом исследования в настоящей работе является литосфера восточного побережья северной и южной Камчатки, представляющая собой сложную в тектоническом и геологическом отношении область. Предмет исследования – электропроводность литосферы, являющаяся одним из параметров, характеризующих физическое состояние горных пород. Аномалии повышенной электропроводности в среде указывают на особые условия физического состояния соответствующих блоков литосферы. Основным источником информации об электропроводности недр являются данные электромагнитного поля. На основе имеющихся представлений об источниках поля определяются законы, устанавливающие связь между ним и характеристиками изучаемой среды, содержащей геоэлектрические неоднородности. Присутствие последних вызывает появление аномалий переменного электромагнитного поля, которые имеют высокую научную и практическую значимость ввиду содержания в них информации о термодинамическом состоянии земной коры и верхней мантии, наличие гидротермальных растворов и объемов частично расплавленного вещества.

Актуальность темы исследования

Восточное побережье северной и южной Камчатки характеризуется высокой сейсмичностью и гидротермальной активностью. Исследуемые районы входят в состав Центрально-Камчатского вулканического пояса на северо-восточном побережье и Восточно-Камчатского вулканического пояса на юго-восточном побережье полуострова. В пределах последнего находится подавляющее большинство действующих и потенциально активных вулканов. Следует отметить, что северный и южный районы восточного побережья Камчатки находятся в разных геодинамических обстановках. Восточная часть региона от мыса Лопатка до Камчатского п-ова, расположенная на границе с Тихим океаном, а также прилегающий участок Курило-Камчатского

глубоководного желоба относятся к активной континентальной окраине, где происходит погружение Тихоокеанской плиты под континентальную [Селиверстов, 1998, 2009]. Часть восточной Камчатки, граничащей с Беринговым морем, соответствует пассивной окраине континента [Селиверстов, 1998].

Таким образом, изучение особенностей глубинного строения как островной, так и материковой части восточной Камчатки является важным для решения вопросов тектоники и геологии региона. Информация о строении литосферы играет большую роль в понимании геологических процессов, выраженных в электропроводности земной коры и верхней мантии.

Задачи исследования

Целью работы является создание моделей электропроводности литосферы восточного побережья северной и южной Камчатки по данным магнитотеллурических зондирований (МТЗ) и определение возможной природы выявленных аномалий. Для реализации поставленной цели сформулированы следующие задачи:

1. Анализ и обобщение экспериментальных данных МТЗ, полученных по региональным профилям «Северный» и «Южный». Изучение геоэлектрической неоднородности сред с помощью полярных диаграмм компонент тензора импеданса, параметра неоднородности N и параметров асимметрии Свифта ($skews$) и Бара ($skew_B$);
2. Систематизация кривых кажущегося удельного электрического сопротивления и фаз импеданса в семейства по методике конформного осреднения с последующим расчетом средних амплитудных и фазовых кривых для каждого семейства;
3. Построение схем индукционных стрелок Визе-Паркинсона для разных периодов вариаций;
4. Изучение особенностей трехмерного берегового эффекта с помощью численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки на базе пробных моделей (однородной модели и модели, содержащей коровой проводящий слой);

5. Проведение двумерной инверсии данных МТЗ в районах северо-восточного и юго-восточного побережий Камчатки с использованием продольных кривых до периода 400 с и поперечных кривых до периода 80 с;

6. Проведение районирования восточного побережья северной и южной Камчатки по типам кривых МТЗ для построения глубинных геоэлектрических моделей с учетом действия трехмерного берегового эффекта;

7. Создание глубинных геоэлектрических моделей, сопоставление результатов моделирования с экспериментальными данными.

Этапы выполнения исследования

Проведенная работа делится на четыре крупных этапа. Первый посвящен изучению характера и степени геоэлектрической неоднородности в прибрежных районах восточной Камчатки на основе анализа тензора импеданса. В соответствии с результатами определен интерпретационный план, согласно которому для проведения качественной интерпретации данных МТЗ на длинных периодах вариаций геоэлектрические неоднородности районов исследования можно аппроксимировать в качестве квазидвумерных, для получения наиболее вероятных количественных оценок параметров геоэлектрического разреза следует прибегать к моделированию с учетом трехмерного берегового эффекта. Тщательное изучение берегового эффекта является вторым этапом работы, на котором проводилось численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки вдоль региональных профилей «Северный» и «Южный» и в дополнительных 14 точках, расположенных в разных районах региона. По взаимному расположению локально-нормальных и азимутальных кривых МТЗ выявлены характерные особенности берегового эффекта на Камчатке. Третий этап исследования связан с подавлением влияния приповерхностных геоэлектрических неоднородностей на экспериментальные данные путем конформного осреднения кривых МТЗ с последующим проведением двумерной инверсии средних кривых МТЗ. И заключительный этап в работе – построение геоэлектрических моделей юго-восточного и северо-восточного районов

исследования путем расчета параметра удельного электрического сопротивления и мощностей отдельных блоков на основе модели, учитывающей переход от континентальной части Камчатки к Тихому океану, Берингову и Охотскому морям. Для моделирования в районах исследования проведено дополнительное объединение экспериментальных азимутальных кривых подобных по форме в семейства, в каждом из которых получены средние кривые.

Фактический материал и методы исследований

В настоящее время одним из ведущих методов изучения глубинной электропроводности является метод МТЗ, основанный на фундаментальной теории и имеющий достаточно развитый математический аппарат для решения прямых и обратных задач. В настоящем исследовании используются МТЗ, выполненные по профилю «Северный» вдоль северо-восточного побережья от п. Оссора до п. Тилички, общей протяженностью 350 км, и по профилю «Южный», протягивающемуся на 215 км от п. Николаевка до бухты Ходутка на юго-восточном побережье региона. В качестве дополнительной информации привлечены данные магнитовариационных зондирований (МВЗ), полученные вдоль указанных профилей. Полевые работы выполнялись предприятием ОАО «Камчатгеология» совместно с компанией ООО «Северо-Запад» в рамках долговременной программы геолого-геофизических исследований земной коры и верхней мантии Камчатки. Формирование графа обработки и анализа экспериментального материала подробно изложено в главе 2 настоящей работы.

Положения, выносимые на защиту

1. Восточное побережье Камчатки находится под влиянием регионального и локального трехмерных береговых эффектов. Региональный эффект обусловлен токами, обтекающими Камчатку, Алеутскую островную дугу, и концентрирующимися в морях и в Курило-Камчатском глубоководном желобе. Локальный эффект связан с обтеканием электрическими морскими токами полуостровов восточного побережья региона и их концентрацией в заливах.

2. Для изучения электропроводности литосферы районов восточного побережья Камчатки можно использовать двумерные модели с ограничением до периода 400 с для продольных кривых и до периода 80 с для поперечных кривых. На больших периодах необходимо привлечение трехмерного моделирования магнитотеллурического поля (МТ-поля) из-за влияния берегового эффекта.

3. Геоэлектрические модели северо-восточного и юго-восточного побережий Камчатки содержат литосферный проводящий слой. Кровля слоя на северо-восточном побережье находится на глубинах от 10 до 40 км, на юго-восточном – от 5 до 30 км.

Научная новизна работы

На основе анализа экспериментальных данных и результатов численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки впервые получены геоэлектрические модели восточного побережья северной и южной Камчатки с учетом действия берегового эффекта. Глубинность моделей составляет 80 км. Литосферный проводящий горизонт, выделенный в обоих районах исследования восточной Камчатки, залегает на разных глубинах, и максимальное приближение кровли слоя к поверхности наблюдается в юго-восточном разрезе.

В диссертационной работе также представлены оригинальные научные результаты, имеющие отношение к методике интерпретации данных МТЗ, полученных в прибрежной зоне. Определены периоды, с которых начинается действие берегового эффекта на продольные и поперечные кривые МТЗ, и выделены особенности локального и регионального трехмерного берегового эффектов.

Личный вклад

С участием автора выполнены следующие работы:

1. анализ параметра неоднородности, параметров асимметрии Свифта и Бара, полярных диаграмм тензора импеданса и экспериментальных кривых МТЗ, полученных вдоль региональных профилей «Северный» и «Южный»;

2. районирование северо-восточного и юго-восточного побережий Камчатки по типам кривых МТЗ;
3. анализ индукционной матрицы Визе-Паркинсона на разных периодах вариаций;
4. оценка берегового эффекта с помощью численного 3D моделирования на базе пробных моделей;
5. 2D инверсия экспериментальных данных МТЗ по региональным профилям «Северный» и «Южный»;
6. построение геоэлектрических моделей для исследуемых районов восточного побережья Камчатки.

Практическое применение

Настоящая работа будет полезна специалистам в области глубинной геоэлектрики, так как в ней сформулирована и показана на примере двух региональных профилей современная методика интерпретации данных МТЗ, полученных в переходной зоне «океан-континент». Выполненные исследования показали, что на восточном побережье региона при проведении двумерной инверсии экспериментальных материалов необходимо использовать в качестве основных продольные значения кажущегося сопротивления и фаз импеданса, т.к. они, в отличие от поперечных значений, в меньшей степени искажены влиянием трехмерного берегового эффекта (продольные кривые свободны от такого влияния до периода 400 с, а поперечные – до периода 80 с). Для того чтобы использовать весь диапазон периодов, необходимо переходить к классу трехмерных моделей, что также продемонстрировано на примере данных двух профилей.

Степень достоверности

Достоверность экспериментальных данных, используемых в диссертационной работе, обеспечивается использованием современной аппаратуры для проведения магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований и стандартных методик расчетов магнитотеллурических параметров. Обоснованность и достоверность научных

выводов, содержащихся в работе, подтверждаются согласованностью полученных геоэлектрических моделей с ранее полученными результатами других исследователей.

Апробация работы

Основные результаты диссертационной работы были представлены в виде устных докладов на девяти российских и трех международных научных конференциях: региональной научной конференции, посвященной Дню вулканолога (г. Петропавловск-Камчатский, 2012, 2014, 2016, 2018); межрегиональной научно-практической конференции "Теория и практика современных гуманитарных и естественных наук" (г. Петропавловск-Камчатский, 2014, 2015); VI международном симпозиуме «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (г. Бишкек, 2014 г.); XVI Уральской молодежной научной школе по геофизике (г. Пермь, 2015 г.); Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, 2015, 2017); Siberian early career geoscientists conference (г. Новосибирск, 2016); Международной научной конференции молодых ученых «Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства» (г. Цахкадзор, 2017).

Публикации

По теме диссертации опубликовано восемнадцать статей, четыре из которых в журналах, входящих в список изданий, рекомендованных ВАК для публикации основных научных результатов диссертаций на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы общим объемом 107 страниц, включающим 32 иллюстрации и 2 таблицы. Список литературы состоит из 122 наименований, в том числе 25 иностранных.

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Ю.Ф. Морозу за высокопрофессиональное руководство и всестороннюю помощь на всех этапах

проведения настоящего исследования.

Настоящая работа выполнена на основе полевых данных, полученных ОАО «Камчатгеология» (г. Петропавловск-Камчатский) с участием ООО «Северо-Запад» (г. Москва) в соответствии с Государственным контрактом, заключенным в 2007 г. между Управлением по недропользованию по Камчатской области («Камчатнедра») и ОАО «Камчатгеология». Автор выражает благодарность ОАО «Камчатгеология» и ООО «Северо-Запад» за предоставленные данные МТЗ.

Автор искренне признателен С.М. Лимаревой за поддержку и помощь в подготовке иллюстрированного материала, В.А. Тупицыну за ценный практический опыт проведения полевых наблюдений, к.т.н. В.А. Рашидову за ценные замечания к работам, подготавливаемым по теме диссертации, В.А. Логинову и И.С. Улыбышеву за помощь в получении дополнительных полевых данных МТЗ в зоне современного вулканизма.

Частично работа выполнена при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 16-35-00088, 16-05-00059), один из которых выполнен под руководством автора.

Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика районов исследования

1.1. Геолого-тектоническое строение

Тектоническая позиция Камчатки определяется ее положением в переходной зоне от континента к океану. Восточная часть региона, от мыса Лопатка до Камчатского п-ова, расположенная на границе с Тихим океаном, а также прилегающий участок Курило-Камчатского глубоководного желоба относятся к активной континентальной окраине. Часть восточной Камчатки, граничащей с Беринговым морем, является пассивной окраиной континента [Селиверстов, 1998, 2009].

В пределы региона входит западный сектор Алеутской островной дуги, представленный Командорским блоком и прилегающим участком Алеутского глубоководного желоба [Селиверстов, 2009]. В районе Камчатского пролива находится зона сочленения Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов, ограничивающих северо-западный участок Тихоокеанской плиты. Под континент от Курило-Камчатского глубоководного желоба происходит погружение сейсмофокальной зоны, в которой сосредоточено более 75% сейсмических событий Камчатки [Левина и др., 2013]. Большая часть гипоцентров землетрясений находится на глубинах от 0 до 50 км. Далее гипоцентры землетрясений формируют наклонный относительно тонкий слой со средней мощностью около 40 км, находящийся в интервале глубин от 50 до 200 км. Ниже отметки 200 км структура наклонного сейсмофокального слоя становится менее упорядоченной, и при этом сейсмичность сосредоточена в более широкой, порядка 80-100 км, наклонной зоне [Селиверстов, 2007]. Отчетливо выделяются 3 уровня сейсмичности по глубине: максимальная – в слое от дневной поверхности до 40 км, средняя – в слое от 40 до 150 км, и слабая, представленная отдельными землетрясениями, гипоцентры которых расположены на глубинах свыше 150-200 км. Верхняя граница сейсмофокальной зоны под вулканами региона находится на глубинах 100-150 км [Федотов и др., 1985]. Природа сейсмофокальной зоны под Камчаткой объясняется в рамках концепции

глубинной гидратации океанической литосферы в пределах внешнего поднятия и внешнего склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. Суть концепции подробно изложена в работах [Каракин и др., 1982; Лобковский и др., 1986].

В работе [Селиверстов, 1998] показано, что под Камчатку погружается латерально неоднородная по плотности литосфера. Прикамчатский сектор Тихоокеанской плиты делится на два участка, или литосферных блока: северный – находящийся напротив Камчатского залива, и южный – находящийся напротив Кроноцкого и Авачинского заливов. Главным образом эти блоки отличаются по возрасту. Северный участок имеет возраст около 70 млн. лет, а южный – около 45-50 млн. лет. Стоит также отметить, что северный литосферный блок имеет большую мощность осадочно-вулканогенного чехла в сравнении с южным блоком, что приводит к большему прогреванию плиты и, соответственно ее меньшей плотности. Таким образом, под Камчатским заливом зона субдукции пологая, с углом погружения около 35° , а под Кроноцким и Авачинским заливами южный блок Тихоокеанской плиты погружается под континент под крутым углом около $55-60^\circ$.

О тектонике северной части Камчатки существуют разные мнения. Так, согласно работе [Шанцер и др., 1985] для Камчатского перешейка характерны крупные надвиги, по которым происходило перемещение кремнисто-вулканогенных толщ в северо-западном направлении. Ватынско-Лесновский надвиг показан и на Тектонической карте Охотоморского региона [Тектоническая карта ..., 2000]. Авторы связывают его образование с коллизией Олюторской островной дуги и окраины Евразийского континента. Однако в работах [Мишин и др., 2003; Нурмухамедов, Мороз, 2008, 2009] сформулирована другая точка зрения на развитие региона, согласно которой здесь происходило взаимодействие литосферных плит различного типа.

Долгое время северо-восточная часть Камчатки считалась практически асейсмичной, особенно Корякское нагорье [Левина и др., 2013]. Однако после Хаилинского землетрясения 8 марта 1991 г $M_w = 6.6$. и Олюторского землетрясения 20

(21) апреля 2006 г. $M_w = 7.6$ [Ландер и др., 2007] представления о сейсмичности данной территории изменились. На основе исследования сейсмических событий удалось выделить самостоятельный Корякский сейсмический пояс [Ландер и др., 1994], который продолжает пояс Аляска-Чукотка на юго-запад через Корякское нагорье к Камчатскому перешейку. Этот сейсмический пояс является современной северо-западной границей плиты Берингии, отделяющей ее от Северо-Американской плиты [Ландер и др., 2010].

Помимо сейсмичности в районах северной и южной Камчатки по-разному проявляется вулканизм. Подавляющее большинство действующих и потенциально активных вулканов относятся к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу. Протяженность пояса составляет около 850 км, а ширина меняется от 50 до 100 км. Северное окончание ряда действующих вулканов Восточно-Камчатского вулканического пояса находится в Центрально-Камчатской депрессии, где находятся Ключевская группа вулканов и вулкан Шивелуч [Действующие вулканы ..., 1991]. Восточно-Камчатский вулканический пояс простирается параллельно сейсмофокальному слою и имеет тенденцию к повороту, в плане, на северо-запад севернее Кроноцкого полуострова [Федотов и др., 1985]. Образование этого пояса относится к плиоцен-четвертичному времени. Вулканические образования здесь представлены преимущественно основными и средними известково-щелочными породами [Геология СССР ..., 1964]. Еще один вулканический пояс – Центрально-Камчатский, протяженностью более 450 км, располагается в центральной и северной частях Срединного хребта. Формирование этого вулканического пояса произошло в палеоген-четвертичное время. Продукты вулканизма относятся к андезитовой, андезит-дацитовой, липаритовой и базальтовой формациям [Геология СССР ..., 1964].

Высокотемпературные гидротермальные источники Восточно-Камчатского вулканического пояса сосредоточены в единой полосе, протягивающейся вдоль восточного побережья Камчатки. К этой полосе также приурочены наиболее крупные вулканические постройки. Тепловые аномалии, обусловленные действующими вулканами

и гидротермальными системами, имеют локальное распространение. Однако согласно исследованиям, описанным в [Гидрогеология СССР ..., 1972], 75 % эндогенного тепла выносится именно с этих аномальных участков.

Между пространственным расположением действующих и потухших вулканов и мощностью земной коры также существует связь, описанная в работе [Павлов, Юнов, 1970]. К области наибольших мощностей земной коры приурочена зона потухших вулканов Срединного хребта. В восточном и южном районах полуострова земная кора имеет пониженные, от 24 до 30 км, значения мощности. Восточное побережье, особенно, восточные полуострова (Шипунский, Кроноцкий, Камчатский), характеризуются минимальной мощностью земной коры. В центральной части Камчатки, под Срединным хребтом, земная кора имеет максимальную мощность 32-33 км. По направлению к западному побережью подошва земной коры поднимается до глубины 30 км.

Камчатка представляет собой кайнозойскую складчатую область. В ее пределах есть выходы домеловых образований, представленных метаморфическими породами, развитыми в южных частях Срединного и Восточного (Ганальский, Валагинский) хребтов и в пределах Хавывенской возвышенности. Эти образования подразделяются снизу вверх на колпаковскую, камчатскую и малкинскую серии. Породы колпаковской серии представлены гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Камчатская серия сложена кристаллическими сланцами, зеленокаменными породами и кварцитами. Малкинская серия состоит из чередования терригенных и вулканогенных метаморфизованных пород, к которым относятся туфы, филлиты, филлитизированные алевролиты. Общая мощность домеловых отложений достигает 10000-12000 м [Геология СССР ..., 1964]. Верхнемеловые породы образуют две толщи: нижнюю терригенную толщу мощностью от 3000 до 4000 м, представленную песчаниками, алевролитами, аргиллитами и сланцами, и вулканогенно-кремнистую толщу мощностью от 2.5 до 5 км, сложенную спилитами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, туфами, туфогенно-кремнистыми породами. Происхождение вулканогенно-кремнистых образований

обусловлено вулканическими извержениями, проявившимися в конце мезозойской эры. Присутствие этих пород в разрезе характерно для большей части территории Камчатки. В западной части полуострова, где в позднемеловое время господствовали прибрежные условия, накапливались мелководные морские и континентальные осадки, а вулканогенные породы там отсутствуют [Геология СССР ..., 1964].

Палеогеновые и неогеновые отложения слагают три структурно-фациальные зоны (Западно-Камчатскую, Центрально-Камчатскую и Восточно-Камчатскую), впервые описанные в работе [Власов, Ярмолюк, 1959]. Западно-Камчатская зона в нижней части разреза сложена отложениями Палеогена мощностью до 6000 м, представленными чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, каменных углей. Неоген в разрезе здесь представлен терригенными отложениями мощностью от 2000 до 4000 м на севере Западно-Камчатской зоны и от 3500 до 6500 м на юге. К терригенным отложениям относятся туфогенные породы (аргиллиты, алевролиты, опоки, песчаники, туфы), морские осадки (туфопесчаники, алевролиты, туффиты, гравелиты, прослои и линзы мергелей и ракушняков), которые перекрываются туфогенно-диатомовыми светлыми глинами, линзами вулканических туфов и галечников. В северной и южной частях зоны имеются осадочно-вулканогенные образования мощностью от 750 до 1700 м, характеризующиеся кислыми и средними эффузивами, туфами и туфопесчаниками. Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона характеризуется мощными, до двух и более километров, толщами вулканогенных образований, представленных эффузивами в большей степени среднего и основного состава и в меньшей – кислого. В разрезе присутствуют прослои туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов. В разрезе Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны развита мощная толща до 7000-8000 м туфогенного флиша, переходящего местами в вулканические образования. Породы Палеогена – это туфы, туффиты, туфоконгломераты, конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Они перекрываются неогеновой толщей, представленной терригенными и вулканогенными образованиями, такими как, песчаники, алевролиты, аргиллиты,

андезиты, андезито-базальты, пемзы и т.д. [Геология СССР ..., 1964].

Начиная с раннечетвертичного времени на Камчатке проявляется интенсивная вулканическая деятельность. В связи с этим в разрезе присутствуют разнообразные по составу вулканиды и рыхлые образования. В составе продуктов извержений, наряду с основными и средними лавами, встречаются разновидности эффузивов кислого состава. Лавы перемежаются с туфами, туфобрекчиями, туфоагломератами и ингимбритами. Районами распространения продуктов вулканизма являются центральная и восточная Камчатка. Мощность вулканогенных пород меняется в пределах от сотен метров до первых тысяч метров в центральных частях вулканических построек. Рыхлые отложения наиболее развиты в прогибах и межгорных впадинах региона и представлены галечниками, песками, супесями, глинами, суглинками и илами. Мощность таких отложений меняется от первых десятков до первых сотен метров [Геология СССР ..., 1964].

Вулканогенные толщи Центрально-Камчатской зоны насыщены интрузивными образованиями. На восточной Камчатке магматические породы сосредоточены преимущественно на вулканических восточных полуостровах. Также небольшое количество интрузий установлено в восточных хребтах. В пределах западной части региона интрузии встречаются редко [Геология СССР ..., 1964].

Территория Камчатки во второй половине прошлого столетия была покрыта гравиметрической и аэромагнитной съемками масштаба 1:200000 и аэромагнитной съемкой масштаба 1:50000. После проведения съемки в 1962 г. была издана Карта аномального магнитного поля СССР (Камчатка) масштаба 1:1000000. Листы на материковую часть Камчатки составлял Корнилов (под редакцией Горбачевой), на полуостровную – Герхен и Собакин (под редакцией Ривоша). Согласно данной карте для западной Камчатки характерно относительно спокойное поведение аномального магнитного поля. Локальные интенсивные положительные и отрицательные аномалии выделены в районе Восточно-Камчатского вулканического пояса. Восточные полуострова

региона характеризуются интенсивными положительными аномалиями субмеридионального и северо-западного простираия. Данные гравиметрической съемки дают представление о распределении плотностных неоднородностей в земной коре Камчатки. Согласно [Декин, Зубин, 1976], в центральной части полуострова в остаточном гравитационном поле выделяется аномалия пониженной интенсивности. По направлению к Тихому океану происходит возрастание интенсивности поля силы тяжести, и в районе восточных полуостровов наблюдаются максимальные значения, что объясняется уменьшением мощности земной коры [Павлов, Юнов, 1970; Декин, Зубин, 1976], или с увеличением ее плотности [Попруженко и др., 1987].

На основе геологической, гравиметрической и аэромагнитной съемок было создано большое количество тектонических схем, отражающих особенности геологического строения Камчатки. Первые тектонические карты были построены В.А. Обручевым, К. Дитмаром и К.И. Богдановичем во второй половине XIX в. Далее, по мере накопления геологической информации, они уточнялись, что было отражено в следующих работах: [Дьяков, 1955; Двали, 1955; Тектоническая карта ..., 1957; Тихонов, 1959; Власов, Ярмолюк, 1959; Ривош, 1963; 1964; Геология СССР ..., 1964; Тарасенко и др., 1969; Гнибиденко и др., 1976; Мишин, 1997; Карта полезных ..., 1999; Тектоническая карта ..., 2000; Апрельков, Попруженко, 2003; Петрищевский, 2006; Кожурин и др., 2008; Апрельков, Попруженко, 2009; Селиверстов, 2009]. Большинство авторов указывает на преобладающее северо-восточное простираие как наиболее молодых, так и третичных структур. Однако в [Тихонов, 1959] показано, что структуры верхнемеловых и третичных отложений южной Камчатки унаследованы от более древних структур. Они характеризуются субмеридиональным простираием на севере и северо-западным на юге полуострова. Более молодые структуры северо-восточного простираия являются наложенными и связываются с развитием Курило-Камчатского глубоководного желоба. Согласно схеме структурно-формационного районирования Корьяско-Камчатской складчатой области [Карта полезных ..., 1999], основные структурные элементы региона

имеют преимущественно северо-восточное простирание (рис. 1.1). Структурно-формационные зоны были выделены в виде блоков земной коры по геофизическим данным и по особенностям стратиграфии, магматизма, тектоники и металлогении.

С начала 70-х годов XX века на территории Камчатки выполнен большой объем электроразведочных работ разными методами. В основном работы были направлены на поиски структур, содержащих углеводороды, и поиски гидротермальных источников на юго-востоке полуострова. Значительная часть исследований выполнялась комплексом методов МТЗ и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), так как МТЗ дают информацию о глубинной электропроводности, но не всегда позволяют детально изучить удельное электрическое сопротивление верхних слоев разреза, в отличие от ВЭЗ. Такое сочетание методов электроразведки давало возможность получить полную информацию о геоэлектрическом разрезе [Мороз, 1976]. Ввиду трудоемкости и высокой стоимости указанного комплекса исследование больших площадей в 70-80-х годах XX века осуществлялось с помощью метода теллурических токов (ТТ), подкрепленного опорными электромагнитными зондированиями. Съемками методом ТТ в сочетании с МТЗ и ВЭЗ была изучена северо-западная и центральная части полуострова. В период с 1979 по 2010 годы с целью изучения земной коры и верхней мантии Камчатки проводились глубинные геофизические исследования методами МТЗ, магнитовариационного зондирования (МВЗ) и методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) по системе региональных профилей. Программа для таких исследований была разработана ОАО «Камчатгеология». Так, на севере материковой части Камчатки был получен геоэлектрический разрез по профилю, протягивающемуся от поселка Корф до поселка Верхнее Пенжино и пересекающему Олюторскую, Центрально-Корякскую, Пенжинскую и Гижигинскую структурно-формационные зоны (рис. 1.1). Результаты интерпретации отражены в работе [Белявский и др., 2008]. Также была изучена глубинная электропроводность по профилям, пересекающим Западно-Камчатскую, Центрально-Камчатскую и Восточно-Камчатскую структурно-формационные зоны в разных районах региона. В результате обобщения

полученных экспериментальных данных Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, обособленного подразделения «Центр ГЕОН» ГФУП «ВНИИГеофизика», Восточного геофизического треста, Камчатской геофизической экспедиции (Сахалинского ГУ) была построена карта суммарной продольной проводимости на всю территорию Камчатки и карта геоэлектрических структур в земной коре и верхней мантии [Мороз, Нурмухамедов, 2008, 2009]. Согласно этим работам, вдоль региона от центральных районов до Корякского нагорья включительно протягивается корово-верхнемантийный слой высокой электропроводности. Также в работе [Нурмухамедов, 2001] была приведена оценка мощности осадочно-вулканогенного комплекса пород Центрально-Камчатского прогиба. На основе данных МТЗ и МОВЗ, полученных в южной части полуострова в комплексе с результатами геоплотностного моделирования, была предложена модель глубинного строения юга региона [Мишин, 1996, 1997]. Согласно модели в пределах территории Камчатки, ограниченной 52° и 54° с.ш., выделяется четыре блока земной коры первого порядка: Западно-Камчатский, Центральный, Восточно-Камчатский и Восточных полуостровов.

В диссертационной работе приводится интерпретация данных МТЗ, выполненных по двум региональным профилям, расположенным на юго-восточном (профиль «Южный») и северо-восточном (профиль «Северный») побережьях Камчатки (рис. 1.1). Первый из них находится в пределах Курило-Южно-Камчатской структурно-фациальной зоны. Профиль «Северный» начинается в Восточно-Камчатской и продолжается в Центрально-Камчатской и Олюторской структурно-фациальных зонах. Однако, как показывает анализ работ предшественников, исследуемые районы относятся не только к разным структурно-фациальным зонам, но и к разным геодинамическим обстановкам. Одновременное изучение особенностей глубинного строения как островной части Камчатки, с характерными для активной континентальной окраины действующими вулканами, высокой сейсмичностью и гидротермальной активностью, так и материковой

части, выступающей в роли пассивной окраины континента, является важным для решения вопросов тектоники и геологии.

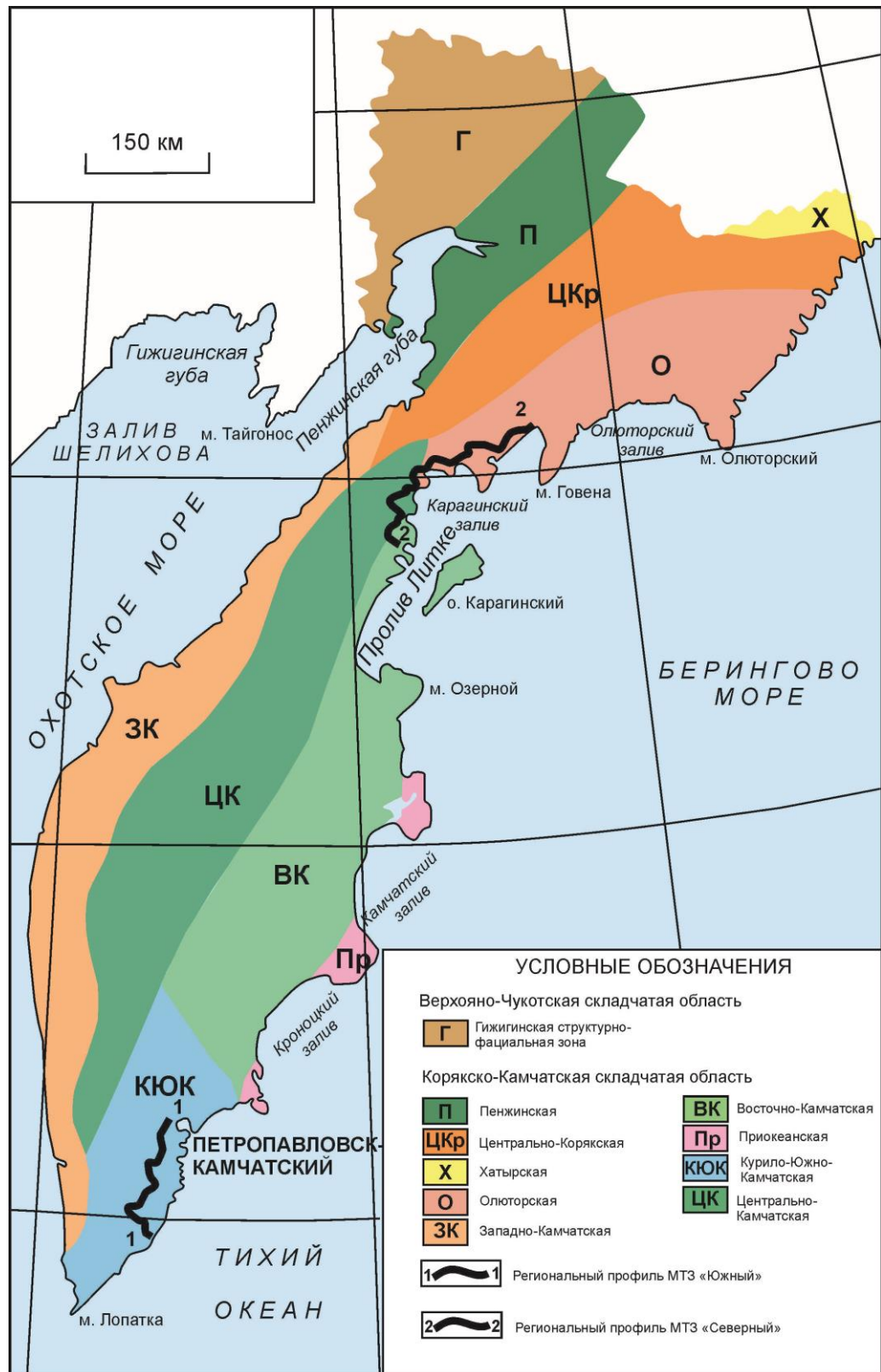


Рис. 1.1. Схема структурно-формационного районирования Корякско-Камчатской складчатой области [Карта полезных..., 1999] с расположением региональных профилей МТЗ «Южный» и «Северный»

1.2. Изученность восточного побережья южной Камчатки

Вопросам тектоники южной части Камчатки, включая ее восточное побережье, посвящено множество работ. Существует ряд положений, с которыми согласны большинство исследователей тектоники этой части региона. Во-первых, Камчатка делится на две крупные тектонические области – западную с платформенным строением и восточную с более сложным субдукционным строением, подробно описанным в работах [Геологическое строение ..., 1966; Смирнов, 1971]. Во-вторых, восточные полуострова (Камчатский, Кроноцкий, Шипунский) обособлены от остальной территории восточной Камчатки [Супруненко, 1972; Разницын и др., 1985]. В-третьих, выходы древних домеловых пород и сопряженных с ними структурных элементов являются секущими по отношению к северо-восточному простиранию структур Камчатки. Так, в Срединном выступе выходы метаморфид имеют субмеридиональное направление, а в районе Ганальского выступа – северо-западное, имеющее продолжение в простирании Начикинской зоны поперечных дислокаций [Геология СССР ..., 1964].

В геологическом строении района исследований выделяются две крупные структуры: Начикинская зона поперечных дислокаций и Южно-Камчатский антиклинорий (рис. 1.2) [Геология ..., 1964; Апрельков, 1971].

На северо-западе Начикинская зона граничит с Ганальским массивом, сложенным мезозойскими отложениями [Апрелков, 1991]. На юго-востоке эта зона представляет собой грабенообразную структуру с домеловыми отложениями, погруженными на глубину до 6 км [Апрелков, Попруженко, 2003]. На юге Начикинская зона отделена от Южно-Камчатского антиклинория северо-восточного простирания Главным Камчатским глубинным разломом [Апрелков, 1971; 1991]. В [Мишин, 1997] показано, что Начикинская зона (автор называет ее Начикинской глыбой согласно [Структура континентов ..., 1979]) имеет простирание структур фундамента и включает наиболее древние его фрагменты.

Геологическое строение Южно-Камчатского антиклинория отличается

значительной сложностью, что связано с большим числом крупных тектонических нарушений. Осевая часть антиклинория совпадает с береговой границей, а его юго-восточное крыло погружено под воду [Власов, Ярмолук, 1959]. Согласно схеме аномалий гравитационного поля в редукции Фая (рис. 1.3) со стороны Тихого океана протягиваются аномалии северо-западного простирания. Предполагается, что они продолжают на восточное побережье Камчатки. Вследствие этого структуры, включая западное крыло антиклинория, разбиты на блоки.

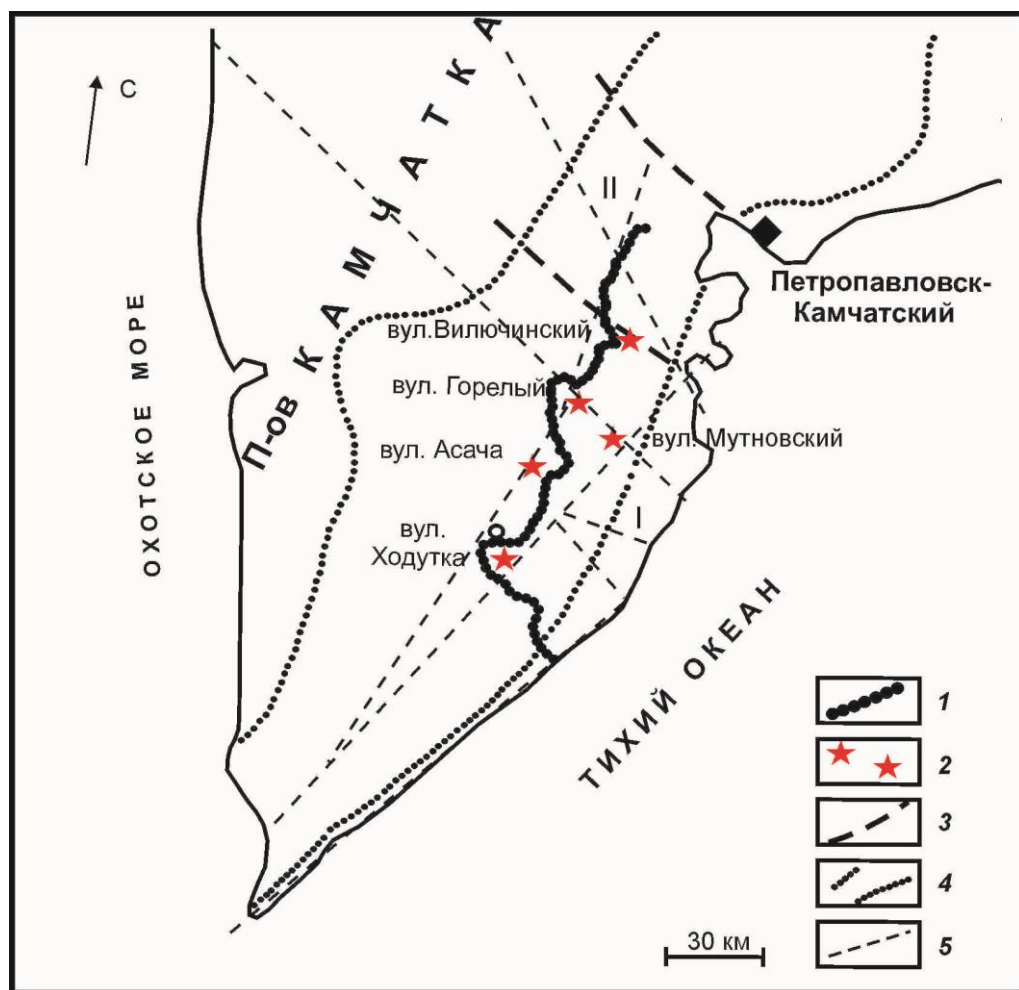


Рис. 1.2. Схема расположения профиля МТЗ «Южный» [Мороз, Самойлова, 2013]:
1 – пункты МТЗ; 2 – вулканы; 3 – граница Начикинской зоны поперечных дислокаций [Апрелков, 1971; Геология СССР ..., 1964]; 4 – границы вулканического пояса [Геология СССР..., 1964]; 5 – разрывные нарушения [Селиверстов, 2009]. I – Южно-Камчатский антиклинорий, II – Начикинская зона поперечных дислокаций.

Наряду с рассматриваемыми крупными структурами района здесь выделяется Восточно-Камчатский вулканический пояс с современными действующими вулканами.

Вулканический пояс имеет северо-восточное простирание и является наложенным, перекрывающим структуры северо-западного простирания [Геология СССР..., 1964].

Гравитационное поле Южной Камчатки даёт представление о распределении плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии (рис. 1.3). В целом по направлению к Тихому океану происходит закономерное возрастание интенсивности поля. В вулканических зонах положительные аномалии поля силы тяжести в ряде случаев соответствуют магматическим интрузивным и эффузивным образованиям. В поле силы тяжести изучаемому району соответствуют положительные значения. Исключение составляет участок, где профиль пересекает вулканические образования вулкана Горелый. В этой области гравитационное поле характеризуется отрицательными значениями, что связано с наличием в земной коре пород с пониженной плотностью или с большой мощностью континентальной коры. Максимальные значения приурочены к району, расположенному юго-восточнее вулкана Ходутка. Это объясняется увеличением плотности земной коры при переходе от континента к океану [Декин, Зубин, 1976].

Аномальное магнитное поле в районе юго-восточной Камчатки имеет полосовой характер, отражающий зональное распределение главных тектонических элементов. Областям вулканических построек (вулканы Горелый, Асача, Ходутка, Мутновский) соответствуют положительные аномалии магнитного поля. Данные аномалии отражают наличие в разрезе вулканогенных магматических образований верхнемелового, палеоген-нижнемиоценового, позднемиоцен-плиоценового и четвертичного возраста. Западная часть Южно-Камчатского антиклинория характеризуется отрицательным магнитным полем. В сторону Тихого океана происходит возрастание напряженности магнитного поля, что связано с приближением к дневной поверхности намагниченных пород [Ривош, 1963].

По данным сейсмической томографии [Гонтовая и др., 2010] установлено, что земная кора содержит аномалии, в пределах которых отмечается понижение сейсмической скорости на 4–6% относительно фоновых значений сейсмических скоростей. В верхней

мантии выявлен астеносферный слой на глубине 70–80 км. Он согласуется с астеносферным слоем повышенной электропроводности [Мороз, 1991].

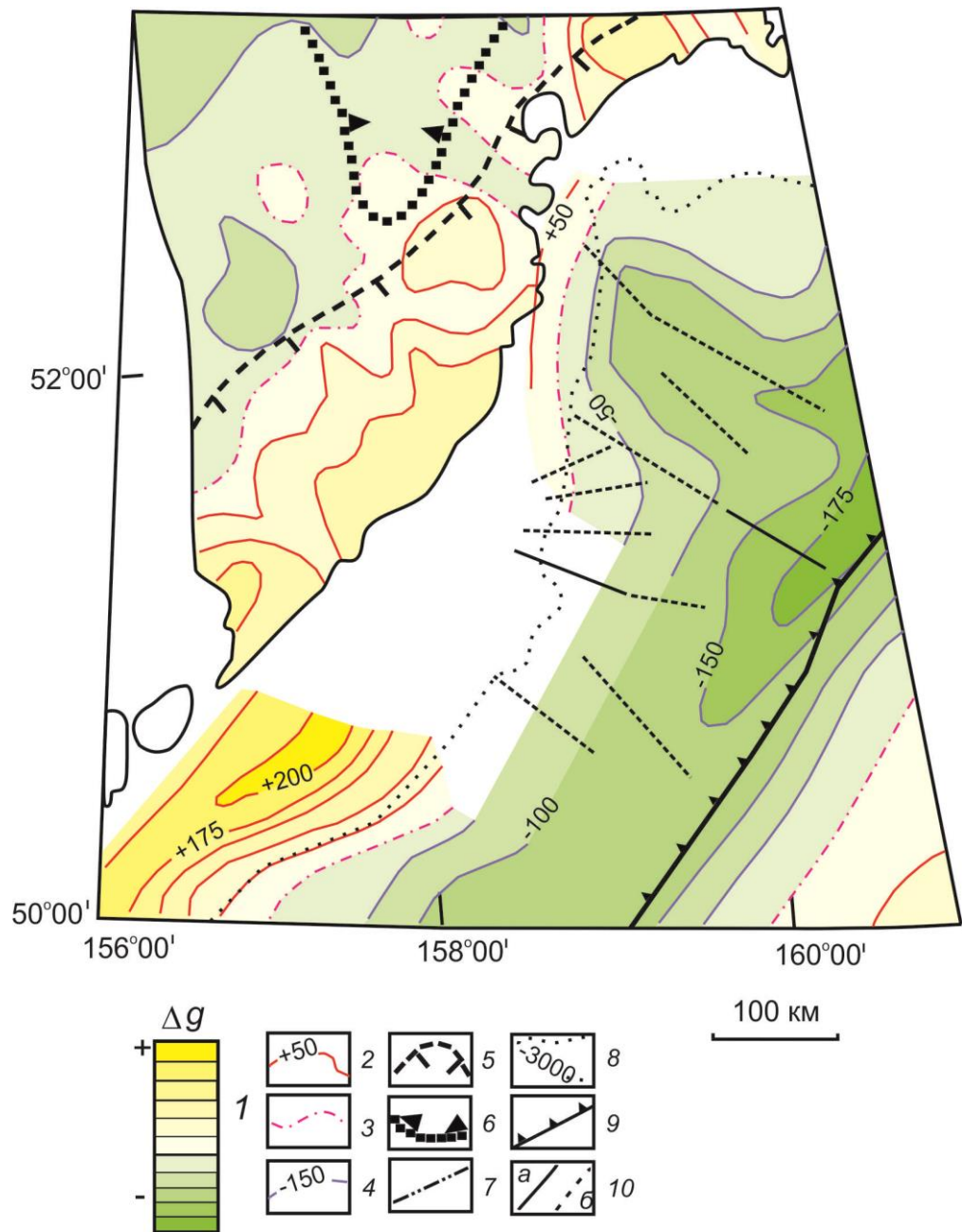


Рис. 1.3. Схема аномалий гравитационного поля [Селиверстов, 1998]:
 1 – относительная интенсивность аномалий гравитационного поля в редукции Фая; 2 – 4 – изолинии аномального гравитационного поля в редукции Фая для акваторий Камчатско-Командорского региона (мГал): положительные (2), нулевые (3) и отрицательные (4) значения поля; 5 – 6 – изостатические аномалии гравитационного поля положительные (5) и отрицательные (6); 7 – положение гравиметрических профилей; 8 – изобаты (м); 9 – ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; 10 – новейшие разрывные нарушения, выделенные по морфологическим признакам: *a* – установленные; *b* – предполагаемые.

Согласно исследованиям, выполненным методами МТЗ и ВЭЗ, интегральная проводимость осадочно-вулканогенного чехла в районе Южно-Камчатского антиклинория

и Начикинской складчато-блоковой зоны не превышает 100 См. В океане за счет высокой проводимости морской воды происходит возрастание этого параметра до десятков тысяч сименс [Мороз, 1991].

Характеристика геоэлектрического разреза юго-восточной Камчатки может быть получена из работ [Мороз, 1985; Мороз и др., 2001]. Верхняя часть геоэлектрического разреза мощностью в первые сотни метров представлена четвертичными вулканогенными и осадочными породами с удельным электрическим сопротивлением сотни-первые тысячи Ом·м и более. Следующая, подстилающая, толща неоген-четвертичного возраста мощностью до 4 км характеризуется удельным электрическим сопротивлением от первых единиц до первых десятков Ом·м. Ниже нее расположен комплекс верхнемеловых осадочно-вулканогенных образований с удельным электрическим сопротивлением до первых сотен Ом·м. Консолидированный фундамент данного района имеет удельное электрическое сопротивление в первые тысячи Ом·м. Вулканические постройки характеризуются удельным электрическим сопротивлением от первых сотен до первых тысяч и более Ом·м. Глубинная часть геоэлектрического разреза содержит коровый и астеносферный проводящие слои [Мороз, 1991; Мороз и др., 2008].

1.3. Изученность восточного побережья северной Камчатки

Исследуемый район на восточном побережье северной Камчатки занимает территорию от залива Литке до залива Корфа Берингова моря (рис. 1.4). В его пределах развиты, в основном, терригенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования третичного и четвертичного возраста. Более древние верхнемеловые породы выходят на юго-восточной оконечности Ильпинского полуострова. В тектоническом плане район исследований расположен в Ильпино-Литкенском прогибе, являющимся продолжением Центрально-Камчатского прогиба. На северо-западе Ильпино-Литкенский прогиб граничит с Камчатско-Корякским антиклинорием, который представляет собой крупную антиклинальную структуру, по форме близкую сводовому поднятию. В пределах

антиклинория на поверхность выходят докайнозойские породы. На юго-востоке Ильпино-Литкенский прогиб ограничен Восточно-Камчатским антиклинорием, прослеживающимся на п-ове Озерном, о-ве Карагинском и п-ове Говена [Геология СССР ..., 1964]. Наиболее приподнятая часть прогиба расположена на п-ове Ильпинском (Ильпинское поднятие), а наиболее погруженные части совпадают с границами Вывенской и Кичигинской впадин. Вывенская впадина охватывает северо-восточную часть Ильпинского полуострова и выполнена преимущественно терригенными палеоген-неогеновыми отложениями. Большая часть Кичигинской впадины находится под водами пролива Литке. В районе северо-западного борта впадины, проходящего по побережью залива, широко распространены вулканогенные породы. Отложения слабо дислоцированы и образуют ряд складок северо-восточного и субмеридионального простирания. Мощность осадков, выполняющих Кичигинскую впадину, достигает 3000 м. С юга к ней примыкает Тымлатское поднятие, которое в основном скрыто водами Берингова моря. На севере эта область ограничена глубинным поперечным разломом. Северо-западное крыло поднятия является высокоомным в сравнении со всей структурой Ильпино-Литкенского прогиба. Это обусловлено значительной насыщенностью разреза вулканогенным материалом. На поверхности залегают рыхлые четвертичные образования, среди которых обнажаются смятые в складки северо-восточного простирания осадочные породы олигоценового возраста. Также Ильпино-Литкенский прогиб включает в себя Валахыльскую впадину, охватывающую территорию заливов Анапка и Чала и имеющую основное простирание под водами пролива Литке. Борт впадины соответствует области развития молодых миоцен-плиоценовых отложений.

Район исследований характеризуется относительно пониженным уровнем гравитационного поля [Селиверстов, 1998]. Повышенные значения поля силы тяжести отвечают Ильпинскому поднятию. В пределах Кичигинского залива выделяется крупный и относительно интенсивный минимум северо-восточного простирания, связанный с

Кичигинской впадиной. Валахылская впадина не находит заметного отражения в наблюдаемом поле силы тяжести.

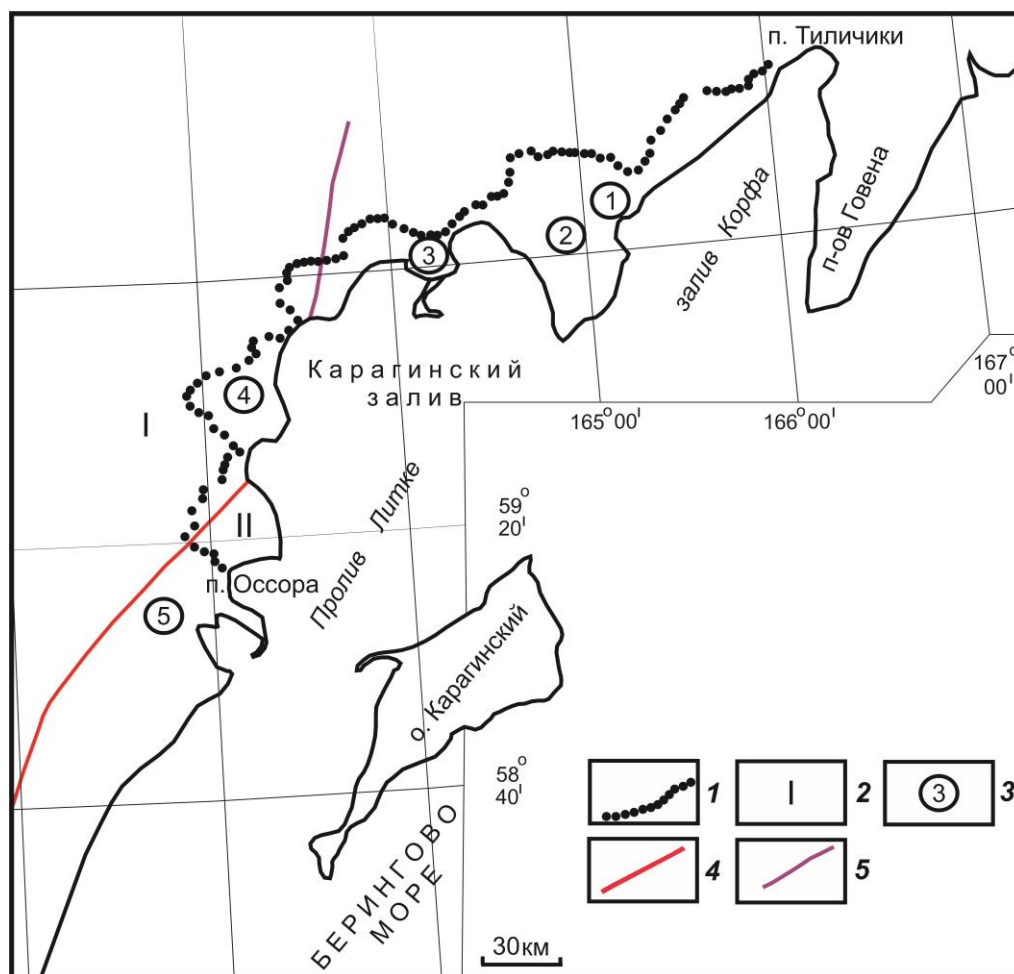


Рис. 1.4. Схема расположения профиля МТЗ «Северный»:

1 – пункты МТЗ; 2 – структурные элементы первого порядка [Геология СССР ..., 1964]: I – Лесновско-Ватынский антиклинорий, II – Ильпино-Литкенский прогиб; 3 – структурные элементы второго порядка [Геология СССР ..., 1964; Геология СССР ..., 1970]: 1 – Вывенская впадина, 2 – Ильпинское поднятие, 3 – Анапкинская впадина, 4 – Кичигинская впадина, 5 – Тымлатское поднятие; 4 – тектонические границы структурно-формационных зон, соответствующие глубинным разломам, выделенные по геологическим данным; 5 – тектонические границы структурно-формационных зон, соответствующие глубинным разломам, выделенные по геофизическим данным [Карта полезных ..., 1999].

Аномальное магнитное поле, в свою очередь, имеет ярко выраженный полосовой характер. Так в районе Вывенской, Анапкинской и Кичигинской впадин, северной части Ильпинского поднятия аномальное магнитное поле принимает отрицательные значения. Тымлатскому поднятию и южной части Ильпинского поднятия отвечают положительные значения аномального магнитного поля [Ривош, 1964].

На восточном побережье северной Камчатки в 70-х гг. прошлого века были

выполнены исследования методами ВЭЗ, теллурических токов (ТТ) и МТЗ. Результаты этих исследования отражены на схеме средней напряженности теллурического поля (рис. 1.5).

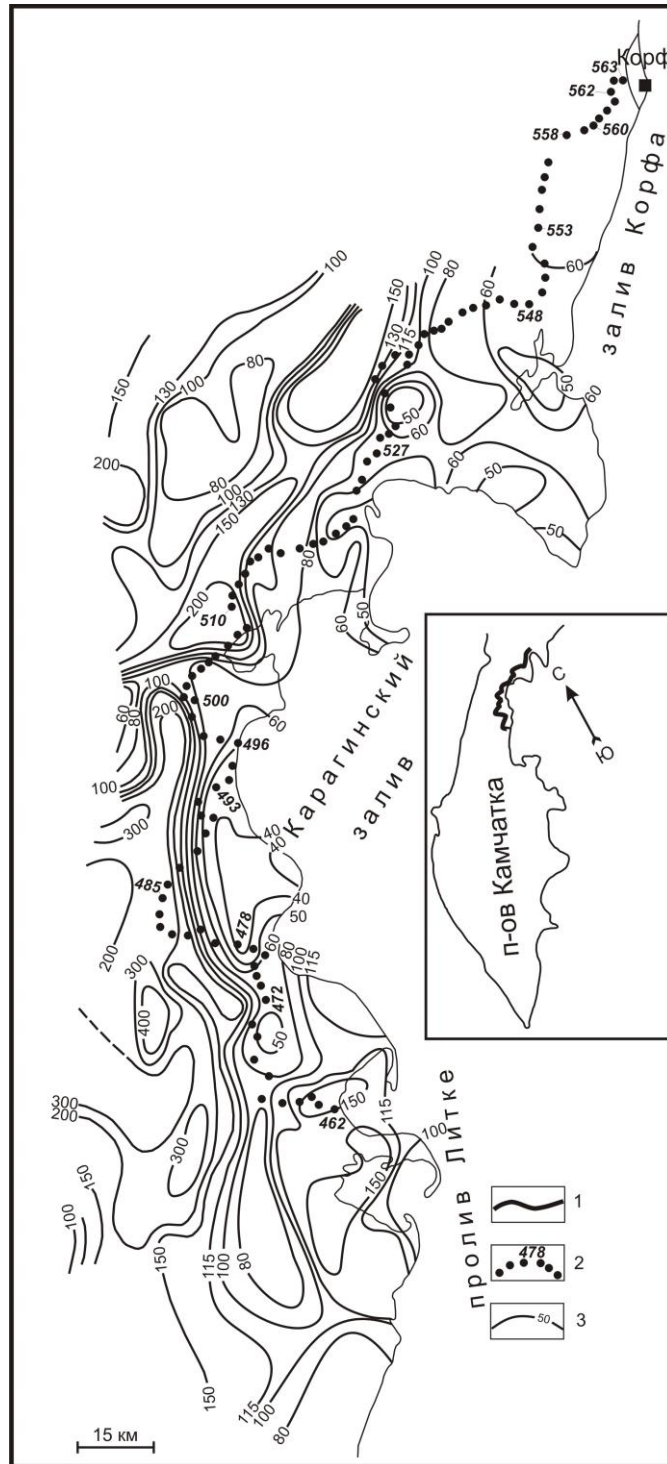


Рис. 1.5. Схема средней напряженности теллурического поля и расположения профиля МТЗ [Мороз, 1976].

1 – профиль МТЗ, показанный на вставке; 2 – пункты МТЗ, 3 – изолинии средней напряженности теллурического поля в условных единицах.

Полученная схема свидетельствует о сложном поведении поля ТТ, обусловленного складчато-блоковой тектоникой. По интенсивности теллурического поля и поведению изолиний (E_{cp}) на схеме отмечаются аномальные зоны и аномалии относительно повышенных и пониженных значений (E_{cp}), соответствующие положительным и отрицательным структурным элементам исследуемого района. В прогибе по опорному геоэлектрическому горизонту выделен ряд структур более высокого порядка, ограниченных тектоническими нарушениями. Структуры только частично захватывают сушу и, в основном, распространены под водами моря [Мороз, 1976].

Согласно исследованиям методами МТЗ и ВЭЗ, геоэлектрический разрез восточного побережья северной Камчатки в верхней части имеет осадочно-вулканогенные отложения с удельным электрическим сопротивлением от десятков до тысяч Ом·м, мощностью от десятков до сотен метров. Ниже залегают образования, представленные в прогибах преимущественно терригенными породами. Мощность толщи достигает 40 км, удельное электрическое сопротивление меняется в пределах от 4 до 40 Ом·м.

В районе Камчатско-Корякского антиклинория широко развиты четвертичные вулканогенные образования с удельным электрическим сопротивлением в пределах от сотен до тысяч Ом·м и мощностью 1-2 км [Мороз, 1976].

Глава 2. Современные представления о магнитотеллурических методах

2.1. Историческое развитие методов магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) является сравнительно молодым, и его применение начинается только во второй половине XX столетия. До 50-х годов информацию о глубинном строении Земли получали с помощью сейсмо-, грави- и магниторазведки, а о распределении электропроводности в недрах нашей планеты можно было судить по данным бурения и данным электроразведочных методов, основанных на применении искусственных электрических полей. При этом глубина скважин не превышала 5 км, а искусственное поле электрического тока проникало в земную кору только на 2 – 3 км.

Предпосылкой возникновения этого метода стало предложение французского ученого-физика Конрада Шлюмберже использовать естественное переменное электромагнитное поле Земли для геологических целей. Позже стало известно, что частота источников поля изменяется от 10^{-5} до 10 Гц, в результате чего слабо проявляется скин-эффект (затухание электромагнитных волн по мере их проникновения вглубь проводящих слоев), и электромагнитное поле проникает в Землю до глубин первые десятки и сотни километров. К. Шлюмберже указал на то, что геометрия и интенсивность источников электромагнитного поля, расположенных в ионосфере и магнитосфере, не могут быть определены с высокой степенью точности. В связи с этим у него появилась идея использовать синхронные наблюдения в двух достаточно близко расположенных пунктах. При этом интенсивность источников и удаление от них в обоих случаях почти одинаковы, и различия в структуре поля зависят от различий геологического строения среды в местах наблюдений. Следует отметить, что в СССР на основе этой идеи только в 1934 г. появился и не вполне успешно был реализован другой метод электроразведки, который называется метод теллурических токов (МТТ).

В 1950 г. советским ученым, основателем и первым деканом факультета вычислительной математики и кибернетики МГУ имени М.В. Ломоносова, А.Н. Тихоновым было предложено использовать измерения в одной точке с регистрацией двух компонент магнитотеллурического поля с последующей нормировкой одной на другую. Этим способом предполагалось устранить влияние интенсивности и геометрии источника и получить информацию о разрезе в районе пункта наблюдения. Эту идею А.Н. Тихонов изложил в своей публикации [Тихонов, 1950], где использовал одномерную горизонтально-слоистую модель, в рамках которой по полевым данным можно рассчитать импеданс – отношение электрического поля к магнитному. При этом А.Н. Тихонов доказал, что распределение электропроводности по вертикали однозначно определяется частотной зависимостью импеданса. Это позволяет при использовании широкого спектра частот получать представление об электрическом строении осадочного чехла, земной коры и мантии.

Независимо от этого в Японии Т. Рикитаки исследовал, как отношение ортогональных компонент электрического и магнитного полей меняется с глубиной, если предположить, что источником электромагнитного поля служит плоская волна, генерируемая за пределами атмосферы [Rikitake, 1951].

Предложение А.Н. Тихонова было развито французским ученым – геофизиком Луи Каньяром, который в работе [Cagniard, 1953], появившейся в 1953 г., ввел понятие кажущегося сопротивления и построил первые кривые МТЗ. Этим он показал, что принципы интерпретации методов электроразведки, основанной на переменном токе, могут быть построены по аналогии с методами электроразведки на постоянном токе. Важно отметить, что изложенная в данной статье схема одномерной интерпретации близка к современной.

Исследования А.Н. Тихонова и Л. Каньяра привели к созданию одномерной модели (модель Тихонова-Каньяра), описывающей протекание электромагнитных процессов в Земле в рамках определенных ограничений. Согласно модели, Земля является плоской и

состоит из горизонтальных однородных изотропных слоев. На поверхность Земли падает вертикальная плоская монохроматическая электромагнитная волна [Тихонов, 1950; Cagniard, 1953].

В дальнейшем метод МТЗ непрерывно развивался в СССР и США. Ученые работали над повышением точности измерений и методикой обработки получаемых данных. Стоит отметить, что проблему обработки можно было решить после разработки Виннером в 1952-1953 гг. обобщенного статистического анализа. Однако в СССР его работу не приняли. Только в 1966 г. была сконструирована электроразведочная станция И.А. Безрука, которая позволяла осуществлять регистрацию и первичную обработку составляющих электромагнитного поля. Таким образом, в конце 60-х – начале 70-х гг. прошлого столетия основной магнитотеллурический метод сформировался в современном виде. МТЗ стало первым из всех электромагнитных зондирований применяться для изучения сложных двумерных и трехмерных сред.

После 80-х гг. XX века вышел ряд работ, предлагающих пути уточнения первоначальной модели. Фундаментальные достижения в области разработки теории МТЗ достаточно полно изложены в работах [Бердичевский, Жданов, 1981; Бердичевский, Дмитриев, 1992; Бердичевский и др., 1997; Спичак, 1999; Бердичевский, Дмитриев, 2009].

В зависимости от вариаций естественного электромагнитного поля Земли выделяют следующие методы МТЗ [Жамалетдинов, 2014]:

1. Глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ), основанное на длиннопериодных вариациях от 10 с до суточных вариаций с периодом порядка 10^5 с. Применяется для исследования строения земной коры и верхней мантии на глубинах от первых единиц до многих сотен километров.

2. Собственно МТЗ, в котором периоды вариаций лежат в пределах от 1 с до 10^4 с. Применяется для изучения геологического строения осадочных платформенных чехлов и для поиска нефтеперспективных массивов горных пород на глубинах от сотен метров до первых десятков километров.

3. Аудиомагнитотеллурическое зондирование (АМТЗ) с использованием вариаций от 10^{-4} с до 1 с. Следует отметить, что природа таких вариаций связана, главным образом, с грозовыми разрядами – атмосфериками. Метод АМТЗ применим для решения горных и гидрогеологических задач, а также для поиска геотермальных источников в интервале глубин от первых десятков метров до первых километров.

4. Радиомагнитотеллурическое зондирование (РМТЗ) (периоды от 10^{-6} до 10^{-4} с), применяемое для решения инженерных задач на глубинах от единиц до первых десятков метров.

Стоит отметить, что методы МТЗ, основанные на использовании зависимости между горизонтальными компонентами электрического и магнитного полей, имеют некоторые ограничения. Так, одна из основных проблем заключается в искажении информации о глубинной электропроводности влиянием приповерхностных неоднородностей. Это происходит в связи с тем, что при протекании токов через расположенные на относительно небольшой глубине горизонтальные неоднородности, последние приобретают избыточный заряд и воздействуют на электрическое поле в широком диапазоне периодов. Хороший обзор природы искажений поля приповерхностными неоднородностями приводится в работе [Jiracek, 1990]. Изучению других сторон этого вопроса было посвящено большое число работ, предлагающих методы нормализации кривых кажущегося сопротивления [Berdichevsky et al., 1989], методы локально-регионального разложения [Bahr, 1988; Groom, Bailey, 1989], методику конформного осреднения кривых МТЗ [Ваньян, Шиловский, 1983]. Однако наиболее надежным способом получения информации об электропроводности среды, не искаженной приповерхностными локальными неоднородностями, стало использование линейной зависимости между горизонтальной и вертикальной составляющими магнитного поля. На такой зависимости основан метод МВЗ, роль которого сводится к обнаружению геоэлектрических структур, нарушающих горизонтальную неоднородность исследуемой среды. Метод МВЗ дает возможность получить достаточно надежную

информацию о геоэлектрических неоднородностях, расположенных на больших глубинах. Такая особенность метода объясняется тем, что индуцированный в среде ток с понижением частоты заполняет все более глубокие слои, и его магнитное поле освобождается от влияния приповерхностных неоднородностей.

2.2. Методика проведения полевых наблюдений

В настоящее время в мире и в России наиболее широко распространена аппаратура серии MTU компании «Phoenix Geophysics Ltd» (Канада) [Fox, 2001], разработанная в конце 90-х гг. прошлого века. Станции MTU компактны, автономны, просты в эксплуатации и надежны, поэтому они позволяют существенно повысить производительность электроразведочных работ и снизить затраты на их выполнение.

Схема установки аппаратуры и датчиков на местности показана на рисунке 2.1. Обычно регистрацию электромагнитного поля проводят синхронно несколькими станциями, что позволяет, с одной стороны, получить передаточные функции между компонентами магнитотеллурического поля в одной точке и между двумя точками, с другой стороны, подавить помехи, не укладывающиеся в поле плоской волны от относительно близких источников. В комплексе MTU измерения компонент геомагнитного поля осуществляется широкополосными индукционными датчиками. Для измерения компонент электрического поля используются заземленные неполяризуемыми электродами линии длиной от 50 до 100 м. Определение координат и точного времени происходит в автоматическом режиме с использованием встроенного модуля GPS. Как правило, электроизмерительные линии и индукционные датчики ориентируются в меридиональном и широтном направлениях (ось x соответствует направлению на север, ось y – на восток). В России также используют вариант расположения установки, при котором ось y направлена на юг, а ось x – на восток. Если известно простираание основных геологических структур, установку ориентируют вдоль и

вкрест структурных элементов, разворачивая ее на определенный угол, как это показано на рисунке 2.1.

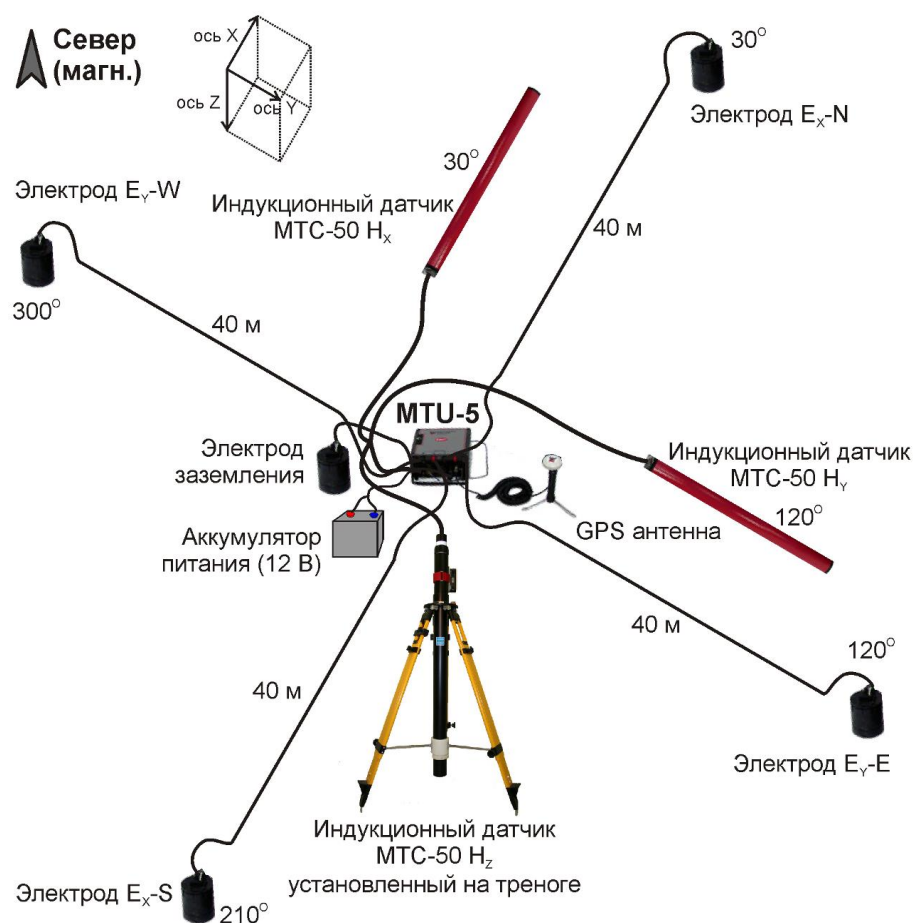


Рис. 2.1. Пятиэлектродная крестообразная установка МТЗ (аппаратура MTU).

При проведении региональных работ по профилям «Южный» и «Северный» наблюдения магнитотеллурического поля осуществлялись с помощью станций MTU-5A и MTU-2E. Длина электроизмерительных линий составляла 80 м, ориентировка была выбрана по азимутам 30 °(ось y) и 120 ° (ось x), в связи с вытянутостью Камчатки и Курило-Камчатского глубоководного желоба в северо-восточном направлении. Горизонтальные индукционные датчики помещались в ямы глубиной около 30 см и сверху присыпались землей. Вертикальные индукционные датчики также помещались в землю. В условиях каменистой поверхности их устанавливали на треноге (рис. 2.2).

Продолжительность измерений компонент магнитотеллурического поля составляла

около 12 часов в каждом пункте наблюдения. Результатом стали записи горизонтальных электрических (E_x , E_y) и магнитных (H_x , H_y , H_z) составляющих поля. Точность определения модулей магнитотеллурических параметров составляет первые проценты, фаз импеданса – первые градусы.



Рис. 2.2. Установка индукционных датчиков в условиях каменистой местности.

2.3. Граф анализа и обработки экспериментальных данных

Первичная обработка записей магнитотеллурического поля предусматривает проведение спектрального анализа [Безрук и др., 1964; Семенов, 1985]. Характеристики поля меняются по синусоидальному закону, и их представление имеет следующий вид:

$$E(t) = \text{Re}(E \cdot \exp^{-i\omega t}) \quad (2.1)$$

$$H(t) = \text{Re}(H \cdot \exp^{-i\omega t}) \quad (2.2)$$

где $E(t)$ и $H(t)$ – значения напряженности электрического и магнитного полей, ω – круговая частота колебаний, t – время. Характеристики поля рассчитываются с помощью программы SSMT-2000, разработанной фирмой «Phoenix Geophysics Ltd» (Канада) для работы с данными МТЗ.

От полученных горизонтальных компонент электрического и магнитного полей осуществляется переход к магнитотеллурическому импедансу Z – передаточной функции, выражающей связь между указанными компонентами поля. Импеданс является комплексным числом, так как электрические и магнитные составляющие магнитотеллурического поля сдвинуты между собой по фазе. В связи с этим обработка данных сводится к расчету тензора импеданса $[Z]$ [Бердичевский, Жданов, 1981]:

$$E_{zop} = [Z]H_{zop}, \text{ где } [Z] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.3)$$

В развернутом виде:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (2.4)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y, \quad (2.5)$$

где $[Z]$ – тензор импеданса, Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} – комплексные компоненты тензора импеданса, зависящие от периода, распределения удельного электрического сопротивления в изучаемой среде и ориентации координатных осей.

Следующий шаг в работе с магнитотеллурическими данными заключается в анализе параметров неоднородности и асимметрии среды, построении полярных диаграмм модулей и фаз компонент тензора импеданса, что позволяет локализовать основные аномалии, оценить размерность среды (1D, 2D, 3D) и определить азимуты простираения вытянутых структур [Бердичевский и др., 1997].

Фаза импеданса φ представляет собой разность фаз сопряженных компонент электрического и магнитного полей:

$$\varphi_{xy} = \text{Arg}Z_{xy} = \varphi_{Ex} - \varphi_{Hy} \quad (2.6)$$

$$\varphi_{yx} = \text{Arg}Z_{yx} = \varphi_{Ey} - \varphi_{Hx} + 180 \quad (2.7)$$

Фаза импеданса над однородным полупространством принимает значение -45° . Т.е. в этом

случае график данного параметра имеет вид горизонтальной прямой линии и не зависит от удельного электрического сопротивления среды и периода колебаний. Над слоистым разрезом фаза импеданса меняется в пределах от 0° над геоэлектрическим разрезом с изолирующим основанием до -90° над разрезом с проводящим основанием и равна -45° над однородным полупространством. Также как и амплитудные кривые МТЗ, фазовые кривые отражают изменение удельного электрического сопротивления и мощности слоев с глубиной, но только на качественном уровне [Бердичевский, Дмитриев, 1992].

Далее производится переход от тензора импеданса к кажущемуся сопротивлению ρ_T , которое может быть рассчитано по одной из указанных ниже формул (2.8) и (2.9) в зависимости от выбранных единиц измерения напряженности электрического и магнитного полей [Жамалетдинов, 2014]:

$$\rho_T = 0.2 \cdot T \cdot [Z]^2 \quad (2.8)$$

$$\rho_T = 0.127 \cdot T \cdot [Z]^2 \quad (2.9)$$

После расчетов строятся графики зависимости кривых кажущегося сопротивления от периода. Такие кривые называются амплитудными. Также на отдельные графики выносятся значения фаз импеданса. Такие кривые называются фазовыми. По графикам определяются типы геоэлектрических разрезов вдоль региональных профилей и оценивается уровень искажений, порождаемых влиянием приповерхностных геоэлектрических неоднородностей.

Для полученных кривых МТЗ решается одномерная обратная задача и строится первичный геоэлектрический разрез. Затем выполняется коррекция результатов одномерной инверсии и выполняется второй этап решения обратной задачи с учетом возможных влияний двухмерных или трехмерных геоэлектрических неоднородностей. Для полученного геоэлектрического разреза (модели) решается прямая задача, и строятся новые кривые кажущегося сопротивления и фаз импеданса. Таким образом, для

получения разреза, дающего кривые МТЗ, достаточно близкие по форме и уровню кажущегося сопротивления к экспериментальной, производится многошаговая итерационная процедура [Жамалетдинов, 2014]. В заключительной части работы с данными МТЗ дается физико-геологическое объяснение построенной геоэлектрической модели.

Определение магнитной передаточной функции, которая получила название магнитного типпера или индукционной матрицы Визе-Паркинсона $[\hat{\mathbf{W}}]$ [Wiese, 1962; Parkinson, 1959], сводится к расчетам линейного уравнения вида:

$$H_z = [\hat{\mathbf{W}}] H_{\text{cop}}, \text{ где } \hat{\mathbf{W}} = \begin{vmatrix} W_{zx} & W_{zy} \end{vmatrix} \text{ или } H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y \quad (2.10)$$

где H_x , H_y , H_z — составляющие наблюдаемого магнитного поля, W_{zx} , W_{zy} — компоненты индукционной матрицы, которые зависят от частоты, распределения электропроводности в Земле и ориентации координатных осей. При однородной среде обе компоненты матрицы равны нулю. В двумерной среде компонента, связанная с токами, текущими вдоль структур, отлична от нуля. Таким образом, задача сводится к определению компонент индукционной матрицы для каждого периода, используемого при наблюдениях.

По значениям W_{zx} строят полярные диаграммы, которые различают падение и простирание структур и ориентируются вкrest их простирания. В двумерной среде диаграммы имеют форму восьмерки, в трехмерной среде форма восьмерки сохраняется, но появляется относительно широкая «талиа» (рис. 2.3).

Наиболее распространенным способом графического представления матрицы Визе-Паркинсона являются вещественные ($\text{Re}\mathbf{W}$) и мнимые ($\text{Im}\mathbf{W}$) индукционные стрелки. Магнитный типпер является комплексным числом, поэтому его действительную и мнимую части можно представить следующим образом:

$$\operatorname{Re} W = \operatorname{Re} W_{zx} \mathbf{i} + \operatorname{Re} W_{zy} \mathbf{j} \quad (2.11)$$

$$\operatorname{Im} W = \operatorname{Im} W_{zx} \mathbf{i} + \operatorname{Im} W_{zy} \mathbf{j} \quad (2.12)$$

Магнитные вариации индуцируют в любой проводящей среде электрические токи, которые в свою очередь становятся источником магнитного поля. По компонентам матрицы определяют направление индукционных стрелок и получают информацию о наличии проводящей зоны. Согласно концепции Визе вещественные стрелки ориентируются от проводящих структур, по концепции Паркинсона – к проводящим структурам. В двумерных геоэлектрических средах вещественные и мнимые индукционные стрелки коллинеарны, а в трехмерных средах – чаще всего нет.

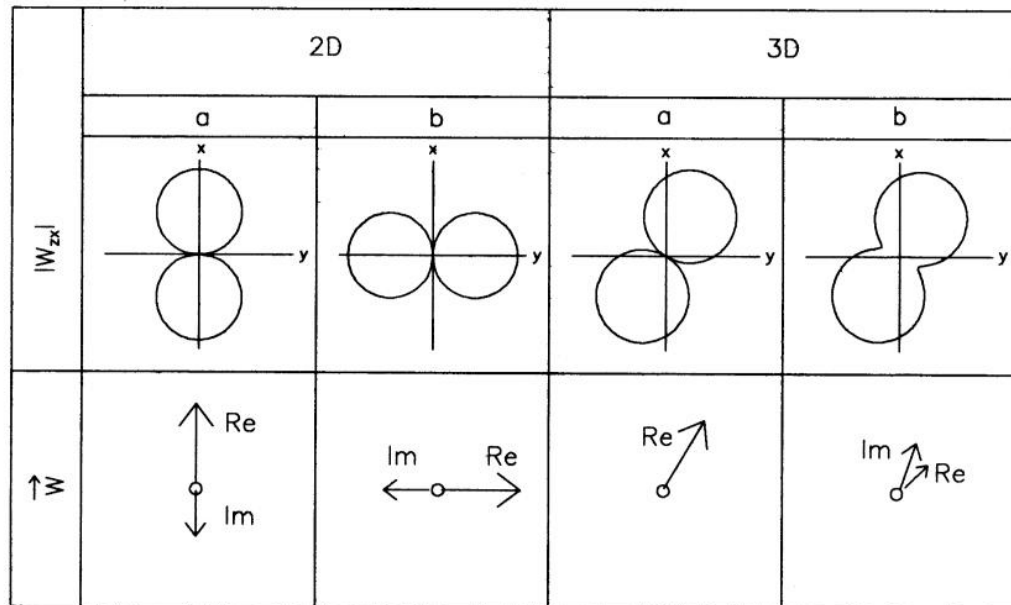


Рис. 2.3. Полярные диаграммы $|W_{zx}|$, вещественные ($\operatorname{Re} W$) и мнимые ($\operatorname{Im} W$) индукционные стрелки в 2D и 3D средах [Berdichevsky, Dmitriev, 2002].

2.4. Обзор изучения земной коры и верхней мантии Камчатки магнитотеллурическими методами

На Камчатке применение МТЗ началось еще в 60-х гг. прошлого столетия. Первые работы проводились объединениями Иркутскгеофизика, Камчатгеология,

Сахалингеология и Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР. Более детально была изучена западная часть южной Камчатки, на восточной же ограничились лишь отдельными маршрутами.

Результаты первых измерений магнитотеллурическими методами в южной части Камчатки описаны в работе [Мороз, 1976]. Количество пунктов наблюдения было небольшим, а качество экспериментальных данных того времени невысоким для того, чтобы делать научные выводы. Однако полученные материалы были обобщены, и по ним получены первые представления о строении земной коры и верхней мантии в данной части региона [Мороз, 1985].

Ряд исследований посвящен результатам интерпретации данных МТЗ в районе Авачинско-Корякской группы вулканов. Дело в том, что вулканические постройки влияют на форму кривых зондирования и значения удельного электрического сопротивления. В связи с этим для изучения особенностей магнитотеллурического поля вулканической постройки было проведено физическое моделирование, и опубликована работа [Мороз и др., 1988], в которой приводится оценка возможности метода МТЗ для обнаружения промежуточных, периферийных или коровых магматических проводников. В результате анализа кривых МТЗ, полученных на разных участках вулканической модели, авторы пришли к выводу, что обнаружение очага данным методом возможно при размерах очага, соизмеримых с глубиной залегания или больше нее.

Также стоит упомянуть об исследованиях электропроводности в пределах Алеутской островной дуги и в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, демонстрирующих проявление аномальных эффектов на кривых МТЗ, осложняющих процесс интерпретации [Мороз, 1988; Мороз, Нурмухамедов, 2004].

В работе [Мороз, 1991] представлены первые для Камчатки карты электропроводности осадочно-вулканогенного чехла и более глубоких частей земной коры. По имеющимся данным МТЗ автор построил обобщенную геоэлектрическую модель полуострова, в которой были выделены коровый и мантийный низкоомные

горизонты. Сомнений не вызывал проводящий слой, расположенный в земной коре, так как он был выделен по большому количеству кривых МТЗ. Что касается слоя пониженного удельного электрического сопротивления в верхней мантии, то его определение было ненадежным в связи с тем, что на его существование указывало небольшое число экспериментальных кривых. Согласно геоэлектрической модели верхнемантийный низкоомный горизонт под восточной Камчаткой находится в интервале глубин от 100 до 200 км, а его удельное электрическое сопротивление составляет 100 Ом·м. Также в [Мороз, 1991] автор привел глубинную геоэлектрическую модель Мутновского геотермального месторождения до глубины 7 км, подтвердив эффективность применения метода МТЗ для выявления и прослеживания по площади зон аномальной электропроводности, связанных с парогидротермами.

В период с 70-х гг. XX века по 2013 г. на Камчатке были проведены крупные работы методами МТЗ и МВЗ по региональным профилям (рис. 2.1), в том числе по профилям «Южный» и «Северный», предприятием ООО «Камчатгеология» (г. Петропавловск-Камчатский) совместно с компанией ООО «Северо-Запад» (г. Москва). Дальнейшая работа с экспериментальными данными привела к получению геоэлектрических моделей разных районов региона. Так была построена глубинная геоэлектрическая модель района Камчатского перешейка [Нурмухамедов, 2003], впервые дана качественная интерпретация данных МТЗ и МВЗ по профилю «Северный» [Мороз и др., 2015], получена двумерная модель для центральной части южной Камчатки [Мороз и др., 2016] и для района Толбачинского извержения имени 50-летия ИВиС [Мороз, Логинов, 2016]. Также разными авторами были предложены трехмерные геоэлектрические модели в районе Мутновского месторождения парогидротерм [Мороз, Скрипников, 1995; Нурмухамедов и др., 2010], южной части полуострова Камчатка [Белявский, Алексанова, 2014] и в районе Шивелучской вулканической зоны [Белявский, Яковлев, 2016]. Стоит отметить, что трехмерная модель для Мутновского месторождения парогидротерм построена на основе данных одиночных профилей и площадных

наблюдений по сети 500×500 м и по более густой сети 250×250 м в центральной части месторождения. Это позволило получить подробный разрез в верхней части земной коры. Глубина модели небольшая и составляет 8 км. Трехмерная геоэлектрическая модель южной части региона, предложенная в работе [Белявский, Алексанова, 2014], построена до глубины порядка 200 км. Согласно данной модели в зоне активного вулканизма под вулканом Мутновский выделяется субвертикальная высокоомная область со значением удельного электрического сопротивления 70000 Ом·м. Такие высокие значения, скорее всего, связаны с тем, что на этапе анализа экспериментальных данных не был учтен береговой эффект, действие которого выражается в завышении поперечных к береговой линии сопротивлений.

Исследование берегового эффекта при работе с данных МТЗ, выполненными в области перехода «океан-континент», имеет высокую значимость, так как его действие, как это было сказано выше, приводит к некорректному определению значений удельного электрического сопротивления. Именно поэтому помимо работ, направленных на получение количественных характеристик геоэлектрического разреза региона, были проведены исследования берегового эффекта и определены особенности методики интерпретации экспериментальных данных МТЗ, полученных в прибрежной зоне [Мороз, Мороз, 2011]. Однако научный интерес также вызывает изучение зависимости данного эффекта от очертания береговой линии, скорости нарастания дна водной толщи и расположения пунктов МТЗ на территории полуострова.

Подводя итог вышесказанному, внушительная часть Камчатки покрыта региональными профилями МТЗ и МВЗ. Однако на основе полученных материалов изучена глубинная электропроводность только отдельных районов, и не всегда определение этого параметра осуществлялось корректно и надежно. Существует необходимость в изучении распределения аномалий электропроводности с глубиной на восточном побережье Камчатки, что позволит получить представление о строении области перехода от материка к Тихому океану, где наиболее ярко проявляются процессы

геодинамики, выраженные в проявлении современного вулканизма, высокой сейсмичности и гидротермальной активности.

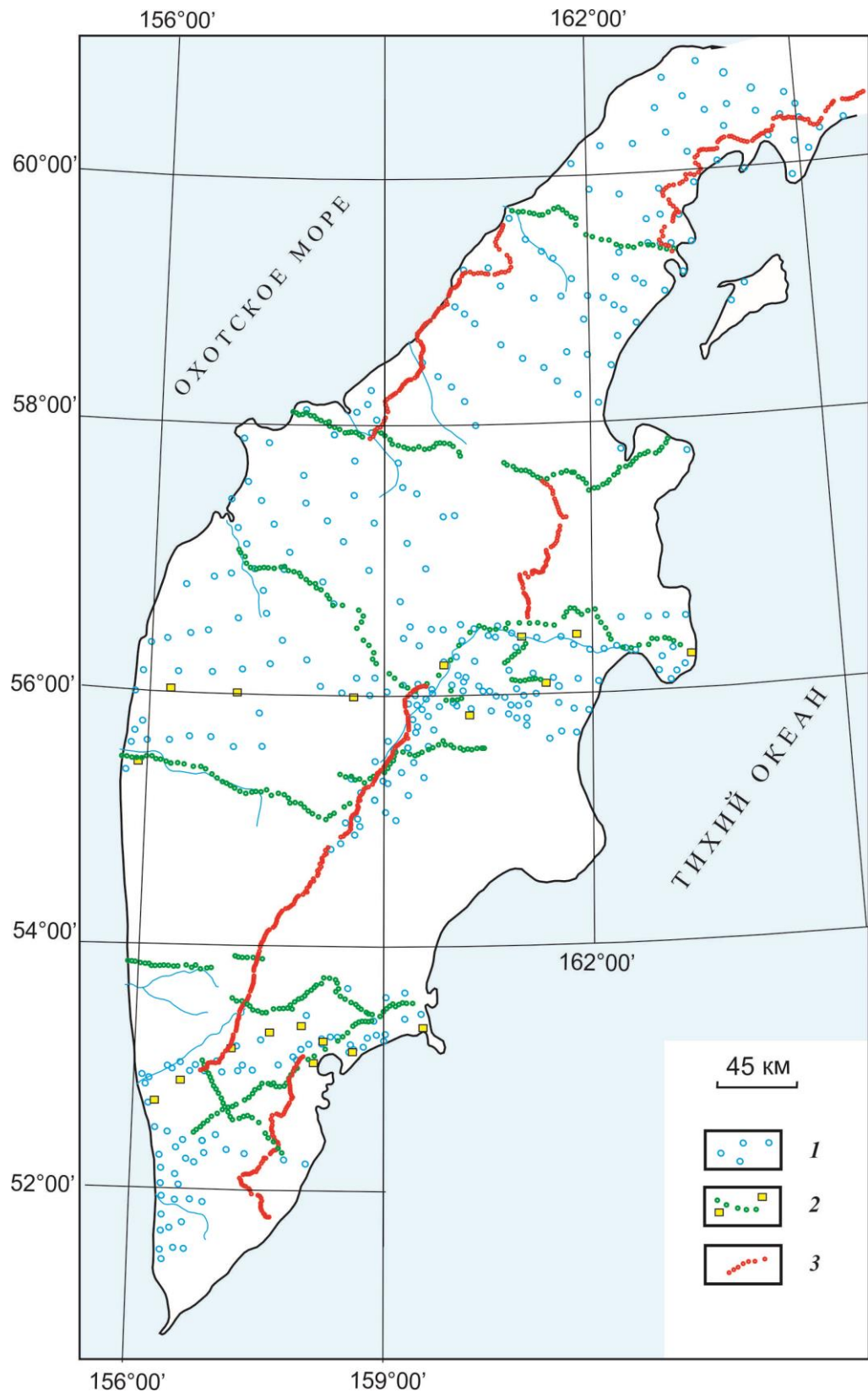


Рис. 2.4. Схема изученности Камчатки методами МТЗ в диапазоне периодов 10–1000 с (1), 1500–15000 с (2), 0.1–1000 с (3) [Мороз, 1991; Нурмухамедов и др., 2010].

Глава 3. Анализ экспериментальных данных по региональным профилям «Южный» и «Северный»

3.1. Оценка горизонтальной геоэлектрической неоднородности

Тензор импеданса дает возможность оценить характер и степень геоэлектрической неоднородности среды. Для этого осуществляется анализ полярных диаграмм компонент тензора [Бердичевский, Дмитриев, 2009], параметра неоднородности N по методу Свифта-Эггерса [Swift, 1967; Eggers, 1982], параметров асимметрии Свифта $skew_S$ [Swift, 1967] и Бара $skew_B$ [Bahr, 1988]. Параметры N , $skew_S$ и $skew_B$ в однородной среде равны нулю. Отклонение этих параметров от нулевого значения является мерой горизонтальной неоднородности и свидетельством асимметрии среды.

Оценка горизонтальной геоэлектрической неоднородности среды в районе региональных профилей «Южный» и «Северный» выполнена в программе MT_Array [Иванов, 2010]. Анализ экспериментальных данных показал, что на восточном побережье южной и северной Камчатки параметр неоднородности N имеет значения первые десятые доли на периодах до 1 с. С увеличением периода параметр N возрастает до 0.7 и более (рис. 3.1 а, б). Такое поведение параметра N объясняется вытянутостью полуострова в северо-восточном направлении и присутствием в строении региона крупных структур, протяженность которых гораздо больше их ширины. В южной части Камчатки к структурам, влияющим на магнитотеллурическое поле, относятся Южно-Камчатский антиклинорий и Начикинская зона поперечных дислокаций, в северной – Ильпино-Литкенский прогиб, Камчатско-Корякский и Восточно-Камчатский антиклинории. Повышение значений параметра N наблюдается по всему профилю «Южный», однако для районов пунктов МТЗ № 17-18; 66-91 характерны самые высокие значения. Вероятно, сильное увеличение параметра неоднородности связано с присутствием в разрезе узких структур, например разломов, электропроводность которых заметно отличается от фоновых значений (МТЗ № 17-18), и приближением профиля к побережью Тихого океана

(МТЗ № 66-91). В пределах профиля «Северный» наибольшее увеличение параметра N на периодах от 100 до 1000 с соответствует пунктам МТЗ № 480-485; 498-516; 561-562. Заметное изменение горизонтальной электропроводности в этих районах северо-восточного побережья региона, скорее всего, связано с влиянием Кичигинской и Анапкинской впадин.

Параметр $skew_S$ на небольших периодах принимает значения, близкие к нулю в районе обоих профилей (рис. 3.1 в, г). Затем на периодах от 500 до 1000 с наблюдается постепенное увеличение $skew_S$ до 0.6-0.8 на юго-восточном побережье. Самые высокие значения (от 2.5 до 5.0) получены в районах пунктов МТЗ № 17-18 профиля «Южный», что говорит о ярко выраженной асимметрии среды. Профиль «Северный» до периода 100 с характеризуется низкими значениями параметра $skew_S$ в подавляющем большинстве пунктов зондирования (от 0.0 до 0.2). По мере увеличения периода параметр асимметрии Свифта заметно возрастает до 0.8-1.5 в пределах пунктов МТЗ № 472-476; 495-497; 505; 514.

Параметр $skew_B$ в пределах обоих профилей принимает невысокие значения от 0.05 до 0.30 (рис. 3.1 д, е). Заметное отклонение от указанных значений наблюдается в тех же пунктах МТЗ № 17-18 в южной части региона, где значения $skew_B$ достигают 0.6-0.9. В районе северо-восточного побережья полуострова $skew_B$ достигает максимальных значений в районах пунктов МТЗ № 472-476 (0.5).

Анализ амплитудных $|Z_{xx}|$, $|Z_{xy}|$ и фазовых $|\arg Z_{xy}|$ полярных диаграмм тензора импеданса также показал, что в большинстве пунктов зондирования обоих профилей среда до периода 1 с является двумерной. Об этом говорят характерные формы диаграмм: $|Z_{xx}|$ имеет форму четырех одинаковых лепестков, а $|Z_{xy}|$ и $|\arg Z_{xy}|$ принимают форму правильных овалов. По мере увеличения периода все диаграммы приобретают вид «покосившихся восьмерок», в той или иной степени зауженных в центре. Такое поведение полярных диаграмм указывает на трехмерность геоэлектрической среды и ее асимметрию.

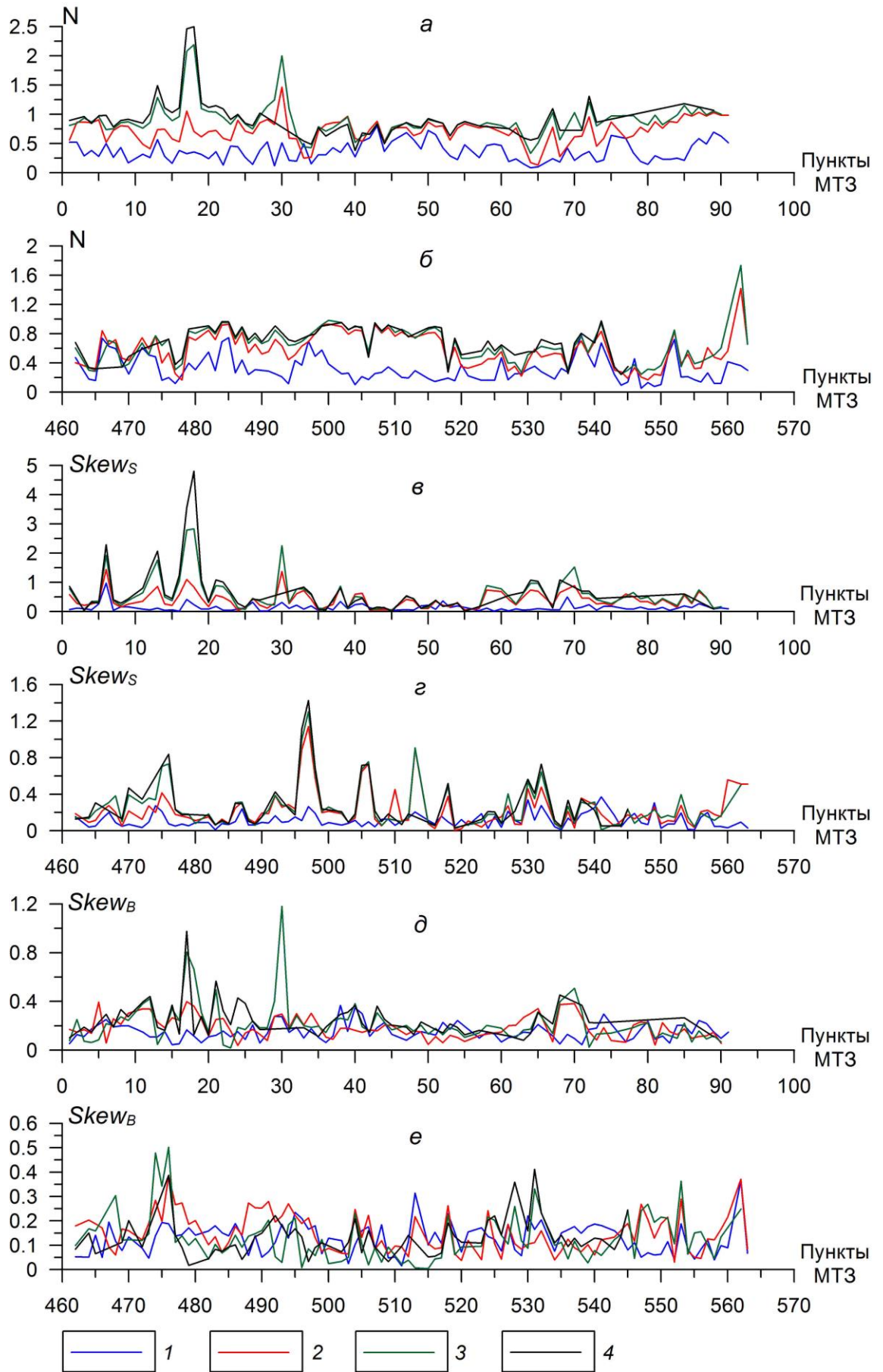


Рис. 3.1. Распределение параметра N , $skew_s$ и $skew_B$ вдоль региональных профилей «Южный» (а, в, д) и «Северный» (б, г, е) на периодах: 1 – 1 с; 2 – 100 с; 3 – 500 с; 4 – 1000 с.

Проведенный анализ параметров неоднородности и асимметрии показал, что восточное побережье как северной, так и южной Камчатки отличается сложным геоэлектрическим строением ввиду наложения мелких локальных приповерхностных неоднородностей на крупные региональные структуры. Для проведения качественной интерпретации данных МТЗ на длинных периодах вариаций геоэлектрические неоднородности районов исследования можно аппроксимировать в качестве квазидвумерных, т.к. восточный полуостров и ряд крупных тектонических структур имеют продольные размеры намного больше поперечных и отвечают северо-восточному простиранию. Однако для получения количественных оценок параметров геоэлектрических разрезов в районе профилей необходимо привлекать класс трехмерных моделей.

3.2. Характеристика экспериментальных кривых МТЗ

В процессе выполнения полевых наблюдений магнитотеллурическая установка была размещена таким образом, чтобы получать амплитудные и фазовые кривые МТЗ в направлениях, ориентированных по простиранию и вкрест простирания полуострова. Присвоим этим кривым названия продольных и поперечных, соответственно.

Форма кривых МТЗ характеризует геоэлектрический разрез в точке зондирования. В связи с этим проведено районирование восточного побережья южной и северной Камчатки по типам геоэлектрического разреза через организацию в семейства амплитудных и фазовых кривых, близких по форме. В пределах профиля «Южный» выделено 15 семейств (рис. 3.2.).

Стоит отметить, что в каждом семействе амплитудные кривые заметно расходятся по уровню сопротивлений, в то время как расхождение фазовых кривых незначительно. Рассмотрим в качестве примера семейство кривых МТЗ, полученных для района XIV профиля «Южный» (рис. 3.3), где амплитудные кривые расходятся по уровню сопротивления почти на порядок, а расхождение фазовых кривых лежит в пределах 10° .

Такой эффект носит название эффекта ρ или статического сдвига кривых МТЗ и охватывает весь частотный диапазон. Эффект ρ связан с влиянием электрических зарядов, скапливающихся на границах локальных неоднородностей и, вследствие чего, искажающих горизонтальную компоненту электрического поля [Jones, 1988]. Размер приповерхностных локальных неоднородностей достигает первых десятков километров. Как правило, они представлены магматическими телами, выступами древних пород, впадинами с низкоомными отложениями, тектоническими нарушениями и т.д. Форма таких неоднородностей может быть различной, но в большинстве своем они значительно вытянуты в определенном направлении.

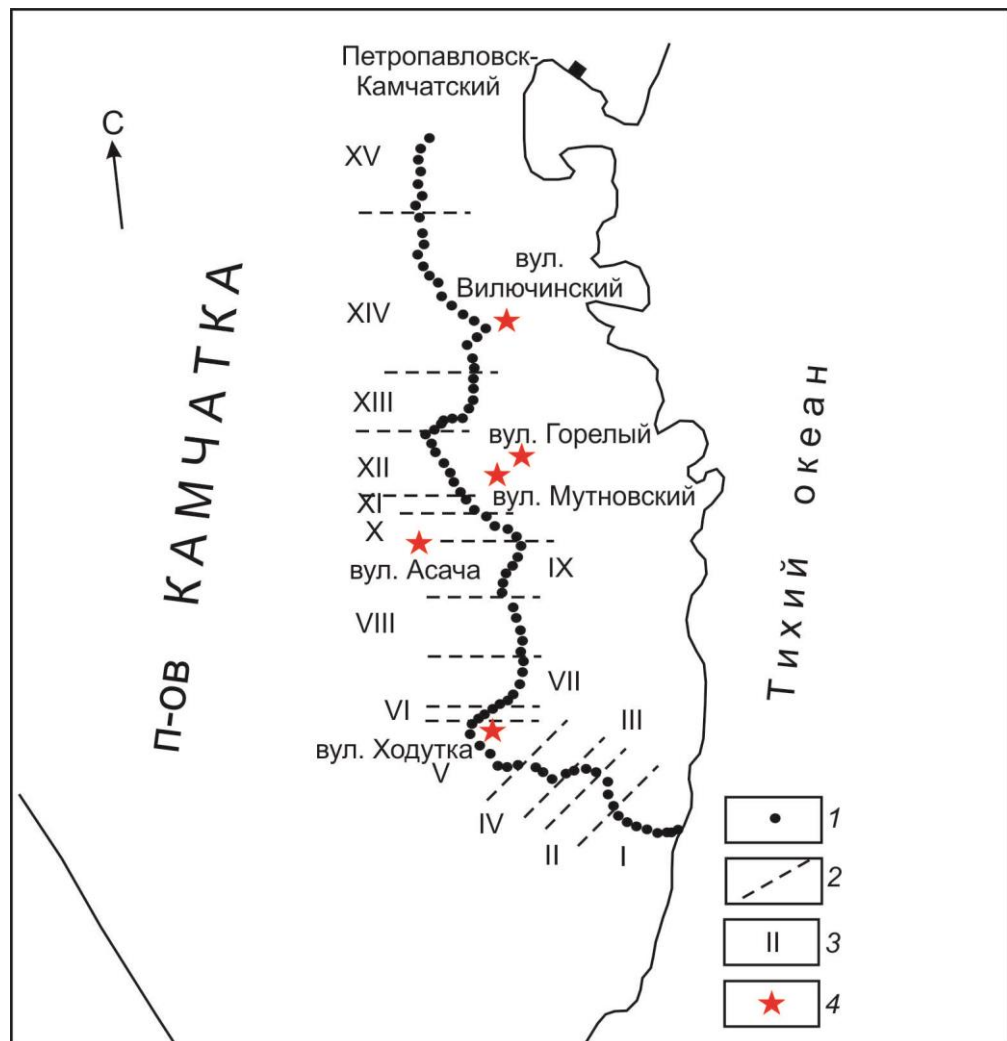


Рис. 3.2. Схема расположения районов профиля «Южный», для которых получены средние продольные и поперечные кривые МТЗ:
1 – пункты МТЗ; 2 – границы районов; 3 – номера районов; 4 – вулканы.

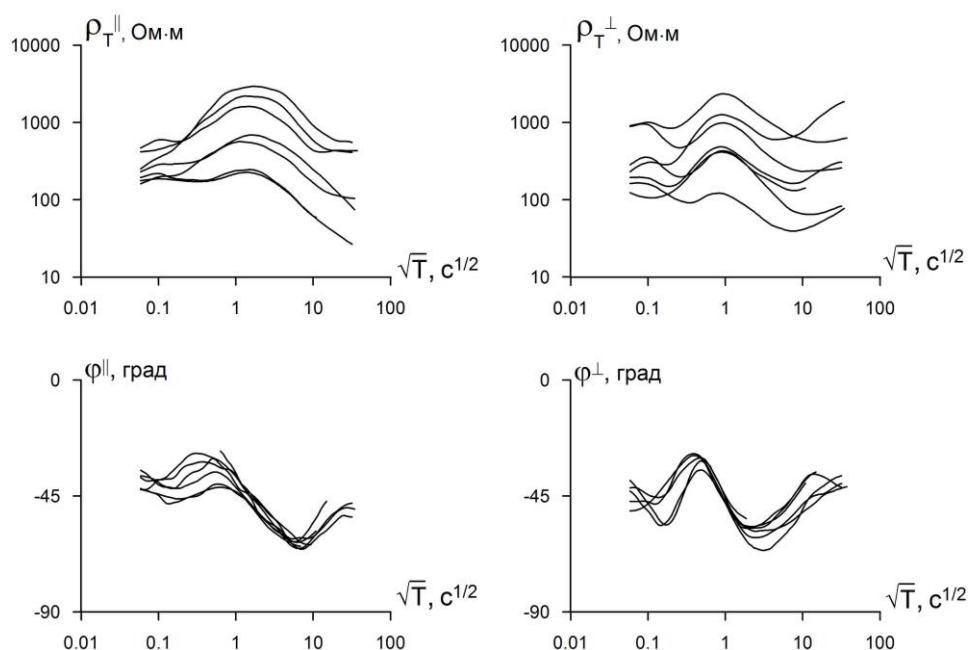


Рис. 3.3. Семейства продольных и поперечных кривых МТЗ в районе XIV профиля «Южный».

Отсутствие заметного расхождения фазовых кривых МТЗ связано с особенностями вторичного электромагнитного поля, возникающего в изучаемой среде. Так вторичное электрическое поле, возникающее благодаря скоплению гальванических зарядов на геоэлектрической неоднородности, находится в фазе с первичным индуцирующим полем, а вторичное магнитное поле обычно незначительное по модулю, что не вызывает сильных искажений фазы импеданса.

Ослабить влияние эффекта ρ возможно путем осреднения кривых МТЗ в каждом семействе. Это, в свою очередь, позволит выделить региональный фон электропроводности и получить представление о глубинном геоэлектрическом разрезе.

На рис. 3.4 приведены полученные средние продольные и поперечные кривые МТЗ. Отметим, что форма кривых определяется геологическим строением и влиянием различного рода эффектов, связанных с геоэлектрической неоднородностью среды и по-разному влияющих на продольные и поперечные кривые МТЗ. Так, в районе юго-восточного побережья региона отчетливо просматриваются отличия по форме средних кривых, полученных во взаимно ортогональных направлениях. Во всех районах, кроме районов VII и X, на продольных кривых в левой части выражен минимум, связанный с

осадочно-вулканогенным чехлом низкого удельного электрического сопротивления. В VII и X районах верхний высокоомный слой имеет небольшую мощность, ограничивающуюся первыми десятками метров, или его нет совсем, что объясняет отсутствие минимума на продольных кривых. При повышении периода, в поведении продольных кривых наблюдается максимум, который обусловлен слоем земной коры повышенного удельного электрического сопротивления. Наряду с этим поперечные кривые характеризуются восходящей ветвью. В районах I-IX и XIII продольные и поперечные кривые в области больших периодов сильно расходятся по уровню сопротивлений. При этом продольные кривые имеют либо ярко выраженный минимум (районы VIII и IX), либо нисходящую асимптотическую ветвь (районы I-VII и XIII), а поперечные кривые характеризуются восходящей асимптотической ветвью. Такое поведение кривых на периодах более 400 с говорит о влиянии берегового эффекта, речь о котором пойдет ниже (см. главу 4).

Максимальное расхождение кривых, примерно на 4 порядка, наблюдается в районе I, наиболее близко расположенном к побережью Тихого океана. Расхождение кривых на периодах менее 400 с в районах профиля I-VI возможно связано с глубинным разломом, к которому приурочен вулкан Ходутка. В районах VII-IX и XIII поперечные кривые в правой части имеют небольшой минимум, который, по-видимому, вызван индукционным влиянием электрических токов, концентрирующихся в поперечной глубинной проводящей зоне. Из общей картины сильно выделяются районы профиля X, XII XIV, в которых не наблюдается расхождения продольных и поперечных кривых МТЗ, и районы XI и XV, характеризующиеся незначительным расхождением кривых. В районе X продольная кривая имеет восходящую ветвь в области больших периодов, как и поперечная кривая, что связано с присутствием в разрезе земной коры высокоомных магматических пород. Еще одной интересной особенностью является присутствие минимума в правой части как продольных, так и поперечных кривых в районах XI-XII и XIV-XV, что указывает на существование в этой части исследуемого района глубинного проводящего слоя. В подобных условиях береговой эффект затухает, и кривые МТЗ в

длиннопериодной области приобретают похожую форму и сближаются по уровню сопротивления.

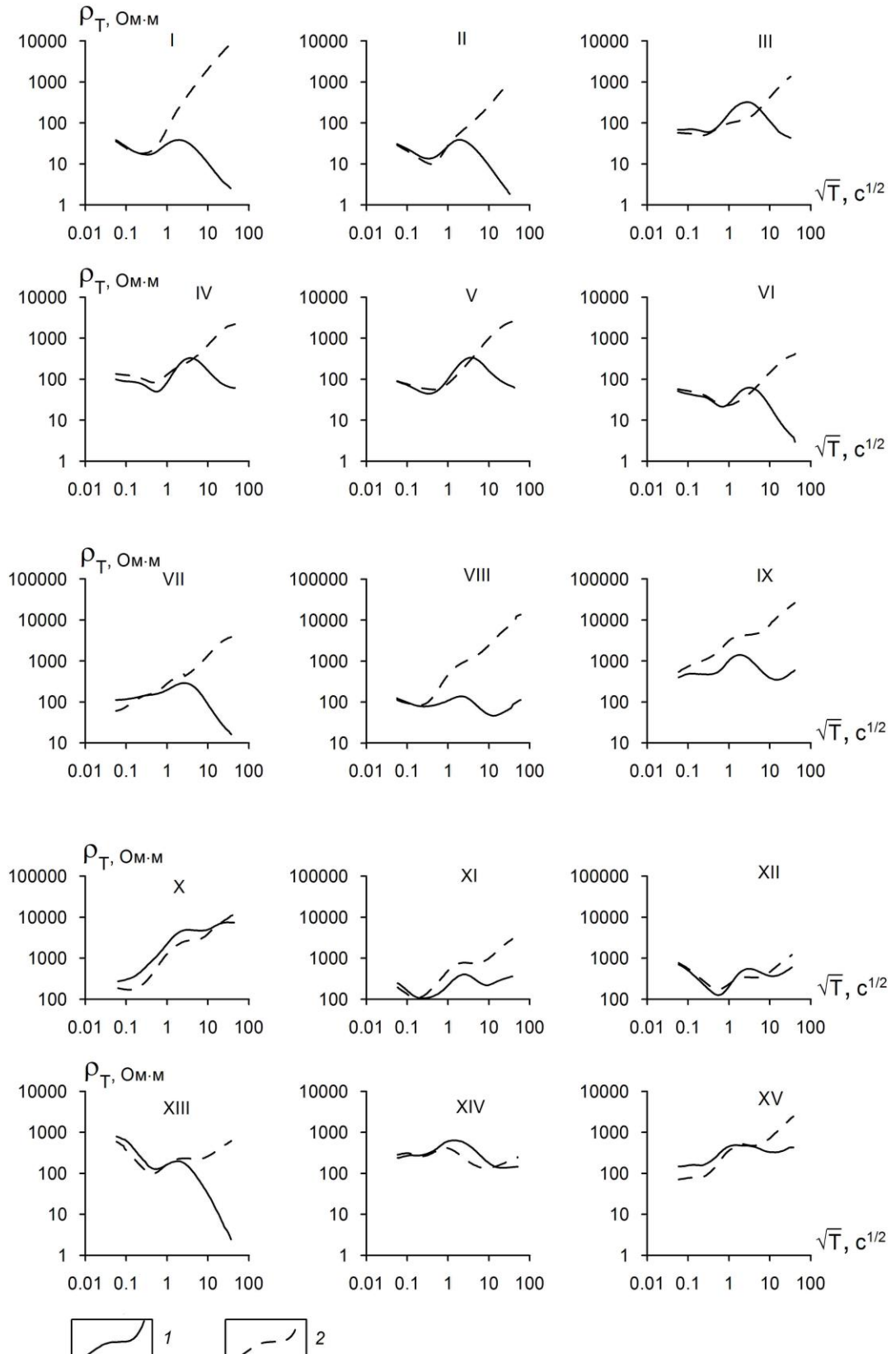


Рис. 3.4. Средние продольные и поперечные кривые МТЗ по профилю «Южный»
1 - продольные, 2 - поперечные.

Обратимся к экспериментальным кривым МТЗ, полученным по профилю «Северный». Так же, как и на юге Камчатки, в районе северо-восточного побережья амплитудные кривые искажены влиянием эффекта ρ . С целью его ослабления кривые МТЗ организованы в 8 семейств, которые соответствуют зонам на профиле, показанным на рис. 3.5. Для каждой зоны получена средняя амплитудная и фазовая кривые (рис. 3.6.)

В районе I продольная и поперечная кривые близки по форме и уровню кажущегося сопротивления до периода 100 с. В области небольших периодов кривые отражают осадочно-вулканогенный чехол, характеризующийся кажущимся сопротивлением в первые десятки Ом·м. В области больших периодов кривые имеют нисходящие ветви, что говорит о понижении удельного электрического сопротивления в разрезе. Нисходящие ветви в правой части продольной и поперечной кривых завершаются минимумами, которые более ярко выражены в поведении фазовых кривых. Такие минимумы указывают на присутствие литосферного проводящего слоя в изучаемой среде. Между хорошо низкоомными слоями, представленными осадочно-вулканогенным чехлом и литосферным проводником, существует слой повышенного удельного электрического сопротивления. Этот слой на кривых МТЗ выражен в виде максимума. Однако стоит отметить, что поперечная кривая в данном случае находится ниже продольной кривой по уровню кажущегося сопротивления, что может быть связано с повышенной проницаемостью указанного слоя за счет глубинных проводящих разломов, которые, по-видимому, выступали в качестве каналов для поступления магматических четвертичных образований, которыми насыщен разрез в районе Тымлатского поднятия.

Кривые МТЗ в районе II имеют абсолютно другой характер. Так в левой части наблюдаются восходящие асимптотические ветви, отражающие высокоомный слой. Продольная кривая в диапазоне периодов от 1 с до 1000 с представлена нисходящей ветвью, расположенной под крутым углом. Завершается продольная кривая слабо выраженным в поведении амплитудной кривой и хорошо выраженным в поведении фазовой кривой минимумом. Это говорит о присутствии проводящего слоя в литосфере.

Поперечная амплитудная кривая затянута вверх по уровню кажущегося сопротивления в виду влияния берегового эффекта. На периодах 100-170 с присутствует минимум как на амплитудной, так и на фазовой кривой. Он также подтверждает существование проводящего литосферного слоя.



Рис. 3.5. Схема расположения районов профиля «Северный», для которых получены средние продольные и поперечные кривые МТЗ:
1 – пункты МТЗ; 2 – границы районов; 3 – номера районов.

Район III профиля имеет более сглаженную поперечную кривую, которая слабо затянута вверх по уровню кажущегося сопротивления из-за действия берегового эффекта. На периодах 0.003-0.090 с кривые МТЗ близки по вертикальной оси и отражают осадочно-вулканогенный чехол с кажущимся удельным сопротивлением в первые десятки Ом·м. Продольная кривая с периода 16 с характеризуется нисходящей ветвью, продолжающейся минимумом, особенно хорошо выраженным в поведении фазовой кривой. Таким образом,

в зоне III имеет продолжение низкоомный слой в литосфере.

Кривые МТЗ следующего IV района заметно отличаются по форме от выше описанных кривых. До периода 4 с продольные и поперечные кривые совпадают. В остальном диапазоне периодов наблюдается расхождение кривых, обусловленное геоэлектрической неоднородностью верхних частей разреза земной коры. Примечательно, что продольная кривая на периодах от 4 с и более выполаживается. Такая особенность в поведении кривой может быть связана с наличием глубинного слоя повышенной электропроводности в литосфере. На его существование также указывает минимум в правой части фазовой кривой. Поперечная кривая в том же диапазоне периодов имеет восходящую ветвь, выположенную в правой части за счет низкоомного слоя литосферы.

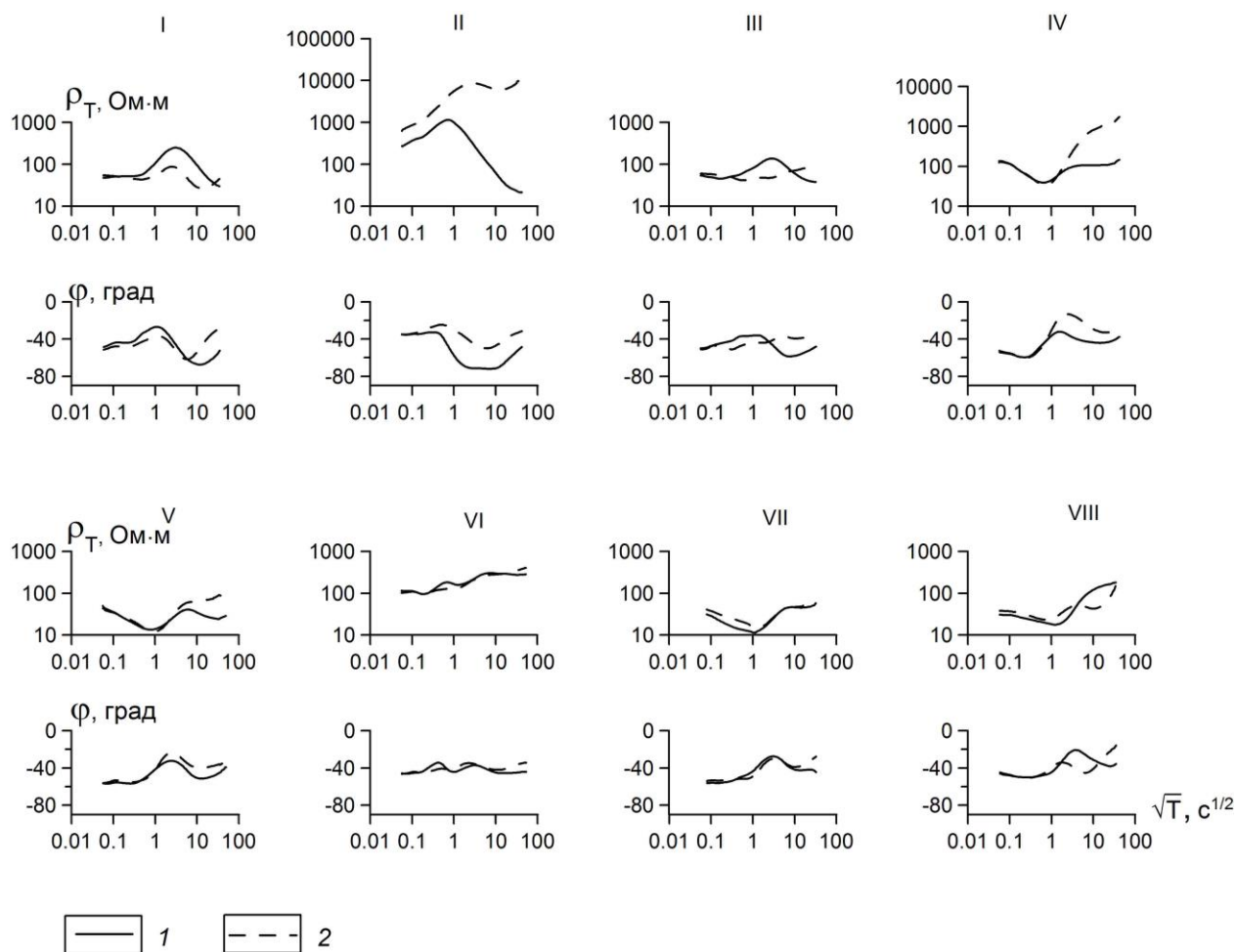


Рис. 3.6. Средние продольные и поперечные кривые МТЗ по профилю «Северный»
1 - продольные, 2 - поперечные.

Район V по форме кривых МТЗ подобен району IV. Его особенностью является слабое искажение поперечной кривой береговым эффектом на периодах более 3 с, что объясняется удаленным расположением большинства пунктов МТЗ от береговой линии. Литосферный слой низкого удельного электрического сопротивления также выражен в поведении амплитудных и в большей степени фазовых кривых.

В VI районе продольные и поперечные кривые близки по уровню кажущегося удельного электрического сопротивления во всем диапазоне периодов. В левой части продольной амплитудной кривой на периодах первые секунды выражен минимум, отражающий присутствие в разрезе земной коры низкоомного горизонта.

Район VII по форме кривых МТЗ подобен району V. Здесь амплитудные кривые расходятся по уровню кажущегося сопротивления на периодах от 0.01 до 4.00 с. Далее кривые сходятся в своей правой части. Стоит отметить, что минимум, связанный с проводящим литосферным слоем в данном районе проявился слабо, так же как и береговой эффект. Незначительность последнего связана с удаленностью пунктов МТЗ от берега.

В заключительном по профилю районе VIII кривые МТЗ на небольших периодах 0.003-1.000 с подобны по форме и близки по уровню кажущегося удельного электрического сопротивления. Однако в области периодов от 1 с и более они принципиально отличаются от кривых других районов. Продольная кривая здесь представлена крутой восходящей ветвью. Наклон кривой становится положе на периодах 100-900 с, на которых поперечная кривая также характеризуется крутой восходящей ветвью, предваряемой минимумом, связанным с низкоомным слоем в литосфере. Стоит отметить, что на продольных кривых такой слой не проявился. Подобная ситуация вероятно связана с присутствием в земной коре поперечных проводящих разломов, влияние которых отражается на поперечных кривых, но остается не заметным на продольных.

3.3. Анализ индукционных стрелок Визе-Паркинсона

Рассмотрим поведение индукционных стрелок на периодах 100 и 1000 с вдоль профилей «Северный» (рис. 3.7) и «Южный» (рис. 3.8). Видно, что их большая часть направлена от водной толщи в сторону суши, что объясняется действием берегового эффекта (согласно концепции Визе [Wiese, 1962]). Поворот отдельных стрелок к акваториям, вероятно, связан с локальными неоднородностями или сложной формой береговой линии. Стоит отметить, что при увеличении периода во многих пунктах наблюдается уменьшение индукционных стрелок по модулю. Особенно это заметно в районах профиля «Южный». Подобное поведение индукционных стрелок может быть объяснено присутствием в разрезе слоя (или структуры) с низким удельным электрическим сопротивлением, который уменьшает действие берегового эффекта. В северной части профиля «Южный» азимуты стрелок не превышают в большинстве пунктов 130° . На юге профиля азимуты стрелок достигают $170\text{--}180^\circ$.

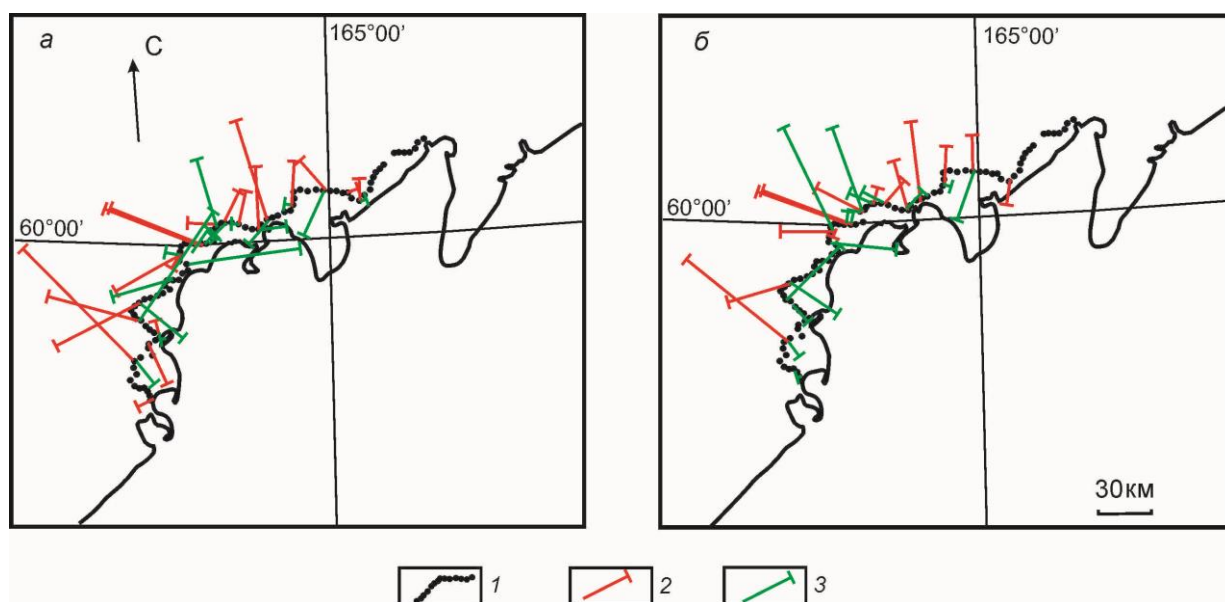


Рис. 3.7. Схема экспериментальных индукционных стрелок Визе-Паркинсона по профилю «Северный» на периодах: *a* – 100 с; *б* – 1000 с.

1 – пункты МТЗ; 2 – вещественные индукционные стрелки; 3 – мнимые индукционные стрелки.

Угол между вещественными и мнимыми индукционными стрелками в обоих районах исследования меняется от первых градусов до 90° . Анализ свидетельствует о том, что на поведение индукционных стрелок оказывают влияние трехмерные неоднородности осадочно-вулканогенного чехла на суше. Так в южной части профиля ориентировка вещественных векторов, близкая к северному направлению, связана с влиянием избыточных электрических токов, концентрирующихся в Голыгинском прогибе, выполненным мощной толщей низкоомных кайнозойских отложений. Изменение длин и направлений векторов на близко расположенных пунктах наблюдений также может быть обусловлено влиянием геоэлектрических неоднородностей верхних частей земной коры (разломы, дайки, интрузии, выступы пород докайнозойского фундамента, впадины и др.).

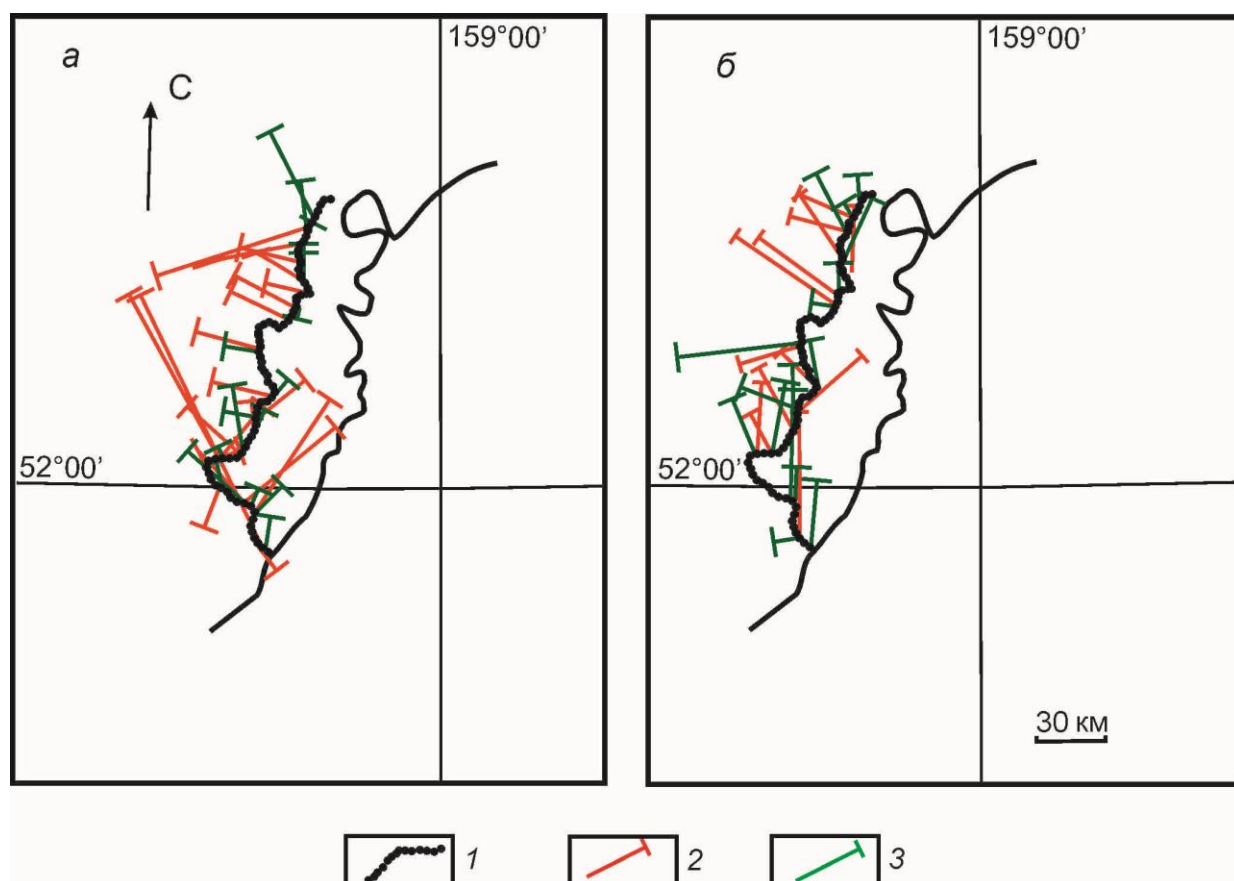


Рис. 3.8. Схема экспериментальных индукционных стрелок Визе-Паркинсона по профилю «Южный» на периодах: *a* – 100 с; *б* – 1000 с.

1 – пункты МТЗ; 2 – вещественные индукционные стрелки; 3 – мнимые индукционные стрелки.

Глава 4. Изучение берегового эффекта

4.1. Определение понятия берегового эффекта

Береговой эффект представляет собой сложное явление, связанное с воздействием геоэлектрической неоднородности в виде моря или океана на поле геомагнитных вариаций и теллурических токов, и проявляющееся на относительно небольшом расстоянии от береговой линии на суше или на море [Мардерфельд, 1977]. Первые работы по изучению берегового эффекта были проведены П.К. Сенько и С.М. Мансуровым на обсерватории «Мирный» (Антарктида). Учеными было отмечено, что вблизи берега на суше ток направлен под углом 45° к береговой линии, нормальная и вертикальная компоненты магнитного поля характеризуются сильными изменениями. Ток в море поляризован линейно и течет вдоль берега, повторяя конфигурацию последнего [Мансуров, 1958].

В 70-х гг. XX века появляется ряд работ по изучению берегового эффекта на основе экспериментальных данных геомагнитных обсерваторий и МТЗ. Разными авторами была дана характеристика данного явления в южной части Австралии [Bennett & Lilley, 1971], Калифорнии [Schmucher, 1970; Greenhouse, 1972; White, 1973], западной Канаде [Cochrane, Hyndman, 1970], Ирландии, Англии и южной Шотландии [Edwards et al., 1971], на востоке Сибири (на побережье Японского моря) [Никифорова и др., 1980]. Во второй половине 60-х гг. для изучения влияния морских токов были выполнены специальные наблюдения сгущенной сетью станций на севере и юге о. Сахалин и о. Итуруп [Ваньян и др., 1967]. Анализ выполненных исследований показал, что угасание берегового эффекта при удалении от водной толщи происходит с разной скоростью в разных регионах. Также большой объем экспериментального материала позволил сделать следующие выводы:

1. Локальные аномальные эффекты, связанные с берегом, затухают на расстоянии нескольких километров.

2. Величина берегового эффекта зависит от глубины моря, отношения проводимости суши и моря, конфигурации береговой линии. Например, на крымском побережье в 40 км северо-восточнее от г. Черноморска не было обнаружено берегового эффекта в связи с мелководностью моря (максимальная глубина достигала 10 м), низким удельным электрическим сопротивлением суши (2.5-3 Ом·м) и прямолинейностью береговой линии. Тогда как на южном берегу Крыма, характеризующимся высокой скоростью нарастания глубины моря и высокоомным разрезом суши, береговой эффект был отчетливо выражен [Рокитянский, 1963].

Нельзя не упомянуть о международном проекте EMSLAB (Electromagnetic Sounding of Lithosphere and Asthenosphere Beneath), в рамках которого в период с 1985 по 1987 гг. в районе плиты Хуан де Фука (западное побережье северной Америки) решались академические задачи, в том числе определялось место проявления максимального берегового эффекта в пределах района исследований. Как показали наблюдения методом МТЗ в океане и на континентальной части, наибольший береговой эффект достигается в основании континентального склона [Wannamaker et al., 1989; Варенцов и др., 1996].

Большое число теоретических исследований в области берегового эффекта приходится на 80-90-е гг. XX в. В этот период внимание уделяется изучению искажений кривых МТЗ, выполненных в прибрежной зоне. Важные выводы были сделаны в работах [Бердичевский, Яковлев, 1989; Бердичевский и др., 1992] на основании анализа берегового эффекта в двумерных моделях «Океан-Континент». Авторами было показано, что ослабление импеданса Н-поляризации (или ТМ-моды), когда протекание токов направлено по нормали к берегу, с увеличением расстояния от береговой линии зависит от гальванической константы G :

$$G = \frac{1}{\sqrt{(S_1 \cdot \rho_2)}}, \quad (4.1)$$

где S_1 – электропроводность первого слоя (морской воды и донных осадков) (См), ρ_2 – удельное электрическое сопротивление второго слоя разреза (интегральное удельное электрическое сопротивление литосферы в Ом·м). При этом амплитуда скачка значения магнитотеллурического импеданса на берегу определяется отношением между электропроводностью первого слоя в океане и на суше. Главным параметром, от которого зависит береговой эффект Н-поляризации согласно [Бердичевский, Яковлев, 1989], является интегральное сопротивление литосферы. Е-поляризация (или ТЕ-мода), когда токи текут вдоль берега, в свою очередь, не так чувствительна к действию берегового эффекта.

Стоит отметить, что в работе [Бердичевский и др., 1992] приводится достаточно подробное описание физики искажений кривых МТЗ. В рамках этого исследования было показано, что береговой эффект связан с асимметрией токов, индуцированных в океанических и континентальных слоях, расположенных на разных глубинах. Океанический ток концентрируется в водной толще моря, т.е. на глубинах до 3 км, а континентальный ток – в низкоомной мантии, т.е. на глубинах больше 130 км. При этом токи взаимодействуют по двум механизмам:

1. Кондуктивное взаимодействие токов, осуществляющееся за счет их перетекания из одного слоя в другой при Н-поляризации. Такой механизм проявляется в области больших периодов. Его суть сводится к просачиванию океанического тока в низкоомную мантию и, частично, в осадочный чехол континента. В результате такой утечки в водной толще создается дефицит тока, ведущий к выполаживанию восходящих ветвей поперечных кривых МТЗ, а в осадочном чехле континента создается избыток тока, вызывающий ложные восходящие ветви кривых.

2. Индуктивное взаимодействие токов, действующее при Е-поляризации за счет изменения магнитного поля. На кривых МТЗ такой механизм взаимодействия токов выражается в виде увеличения или уменьшения наклона ветвей.

Еще одним важным выводом в изучении особенностей МТЗ в прибрежной зоне

стало определение чувствительности продольных и поперечных кривых МТЗ к изменению удельного электрического сопротивления коры и мантии. Как показало моделирование, продольные кривые обладают слабой разрешающей способностью по отношению к верхней части разреза земной коры, но при этом позволяют оценить глубинную часть разреза. Поперечные кривые необходимо использовать для оценки геоэлектрических параметров верхних слоев земной коры. Для изучения верхних слоев мантии эти кривые не подходят в виду их слабой чувствительности к глубинным неоднородностям [Бердичевский и др., 1992].

В связи с проведением на Камчатке исследований методом МТЗ вблизи побережья Тихого океана и Берингова моря изучение берегового эффекта является актуальной задачей. Сложная конфигурация береговой линии восточного побережья полуострова, наличие островных дуг и глубоководных желобов приводит к трехмерному береговому эффекту, искажающему информацию о глубинной электропроводности. В рамках ранних попыток изучения поведения магнитотеллурического поля в трехмерном варианте использовалось физическое и численное моделирование [Мороз, Кобзова, 1994]. Однако делалось это на основе упрощенных моделей в связи с ограничениями, существующими в физических и пленочных математических моделях. Позже было выполнено численное трехмерное моделирование на базе объемных моделей, и выявлены некоторые особенности поведения кривых МТЗ [Мороз, Мороз, 2011]. Однако эти работы не дали полного представления о береговом эффекте полуострова, и многие вопросы остались открытыми.

В настоящем исследовании приводятся результаты детального изучения берегового эффекта, включающего в себя:

1. Оценку берегового эффекта в районах Камчатки, где получены экспериментальные кривые МТЗ, а также в районах центральной, западной частях полуострова и в южной оконечности региона с целью изучения эффекта в разных географических обстановках;

2. Характеристику зависимости указанного берегового эффекта от конфигурации береговой линии, а также удаленности от нее и от глубоководных желобов;
3. Определение периодов, с которых береговой эффект начинает действовать;
4. Классификацию эффекта на виды в зависимости от его природы: локальный и региональный.

4.2. Методика численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля

Камчатки при изучении берегового эффекта

Для изучения берегового эффекта на Камчатке применялось численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля. Трехмерная геоэлектрическая модель построена на основе батиметрических данных из [Селиверстов, 2009] (рис. 4.1). Для верхнего слоя на суше приняты средние по региону геоэлектрические параметры [Мороз, 1991]: мощность осадочно-вулканогенного чехла – 3 км; его удельное электрическое сопротивление – 30 Ом·м; удельное электрическое сопротивление морской воды – 0.25 Ом·м.

Моделирование выполнено для региона, ограниченного 50° и 62° с.ш. и 155° и 170° в.д.; модель включает 60 ячеек по оси X , 150 – по оси Y и 12 – по оси Z . На суше размер ячеек по горизонтальным осям меняется от 7.5 до 15 км, а по мере удаления в акваторию Охотского моря и Тихого океана – от 15 до 200 км. По вертикальной оси мощность слоев меняется от 100 м до 300 км. В рамках данной модели осадочно-вулканогенный чехол подстилается «нормальным» континентальным глубинным геоэлектрическим разрезом (табл. 4.1), параметры которого взяты из работы [Ваньян, 1997]. Они соответствуют регионам со значением теплового потока 60 мВт/м².

В связи с тем, что по экспериментальным данным в изучаемых районах обнаружен литосферный слой низкого удельного электрического сопротивления (см. главу 3), проведено моделирование с применением модели, содержащей такой слой. Его мощность составляет 20 км при залегании кровли на глубине 25 км. Удельное электрическое

сопротивление составило 20 Ом·м (табл. 4.2).

Прямая задача решалась с помощью программы MT3DFwd [Mackie et al., 1994] в диапазоне периодов от 0.1 до 10000.0 с. Так же, как и в случае с экспериментальными данными, модельные кривые отвечают двум взаимно-перпендикулярным направлениям – ХУ и УХ, которые будем называть поперечным и продольным, соответственно. В каждом пункте моделирования также рассчитывалась локально-нормальная кривая, отвечающая геоэлектрическому разрезу, не искаженному влиянием вод морей и океана.

Таблица 4.1. Параметры однородной трехмерной модели

№ слоя	Мощность, км	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м
1	5	30
2	65	1000
3	40	500
4	40	100
5	100	50
6	200	20
7	300	10

Таблица 4.2. Параметры трехмерной модели, содержащей низкоомный литосферный слой

№ слоя	Мощность, км	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м
1	5	30
2	20	1000
3	20	20
4	25	1000
5	40	500
6	40	100
7	100	50
8	200	20
9	300	10

В первую очередь представляет интерес моделирование в районах, в которых получены экспериментальные данные МТЗ вдоль региональных профилей «Южный» и

«Северный». Задача в данном случае сводилась к определению периодов, с которых начинается действие берегового эффекта, для того чтобы впоследствии исключить влияние морской воды из наблюдаемого магнитотеллурического поля и, как результат, получить информацию о других источниках поля.

Для изучения природы берегового эффекта и особенностей его воздействия на кривые МТЗ было проведено моделирование в точках 1-14, расположенных на разных удалениях от береговой линии в южном, западном, восточном и центральном районах региона (рис. 4.1).

4.3. Характеристика результатов моделирования вдоль региональных профилей

«Южный» и «Северный»

Рассмотрим результаты моделирования для профиля «Южный». Модельные кривые для выделенных ранее районов во многом подобны. В качестве примера на рис. 4.2. приведены кривые для двух районов – I и XIV, расположенных на разном удалении от берега. Модельные продольные и поперечные кривые отклоняются от локально-нормальной кривой в области больших периодов. Заметное отклонение начинается на периодах более 100 с. Продольные кривые имеют хорошо выраженный минимум на периодах 2500-5000 с, который связан с индукционным влиянием электрических токов, концентрирующихся в океане. Поперечная кривая в своей правой части представлена восходящей асимптотической ветвью, которая выполаживается на периодах 5000-10000 с. Такое поведение кривой вызвано краевым эффектом, возникающим в связи с перераспределением поперечного тока из-за разной толщи скин-слоя (глубины проникновения электромагнитной волны) под континентом и океаном.

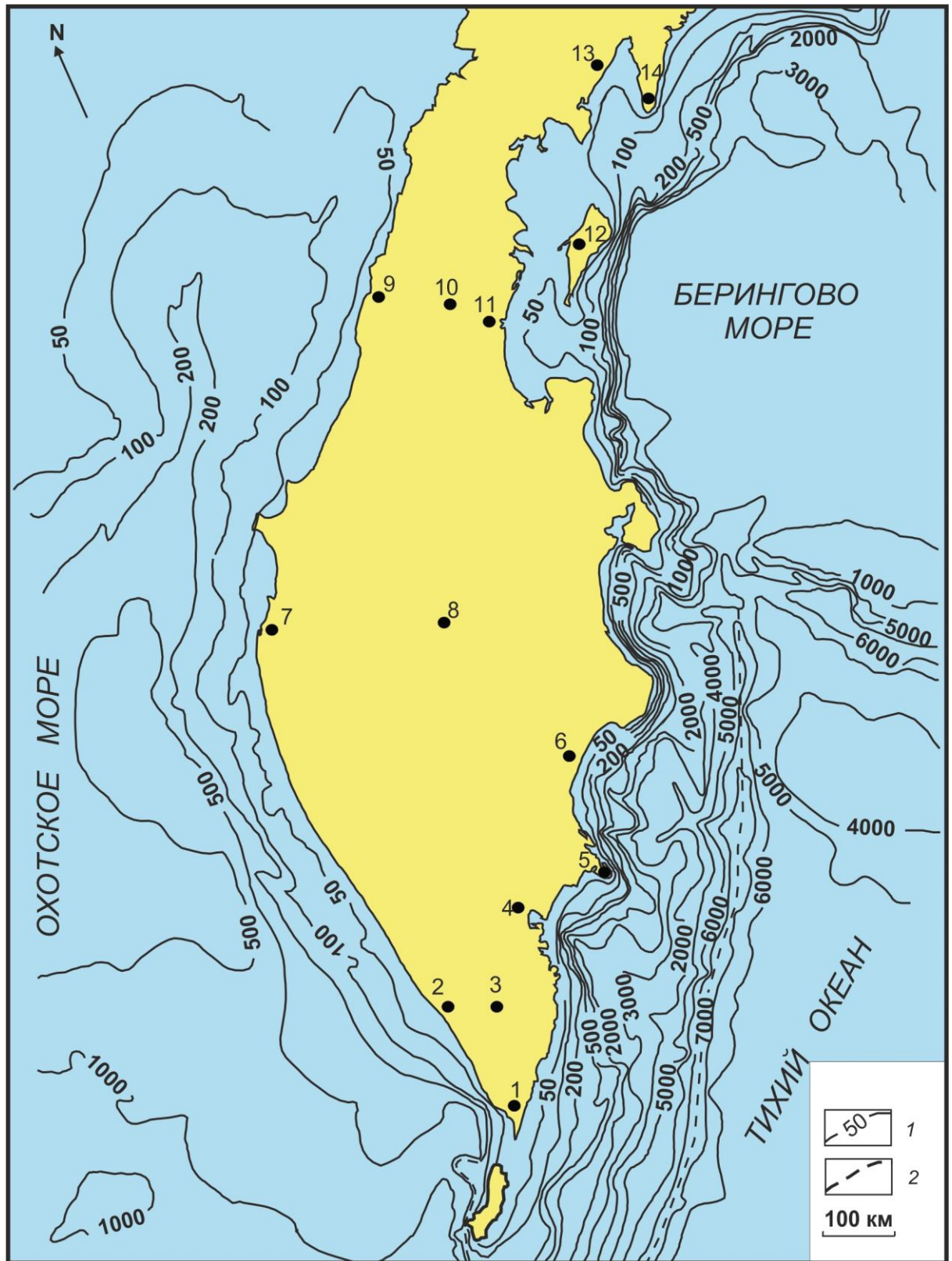


Рис. 4.1. Местоположение пунктов моделирования магнитотеллурического поля на территории п-ова Камчатка.

1-14 – отдельные пункты моделирования для изучения берегового эффекта в разных географических обстановках. 1 – Батиметрические данные (глубина, м) [Селиверстов, 2009]; 2 – ось Курило-Камчатского глубоководного желоба [Селиверстов, 2009].

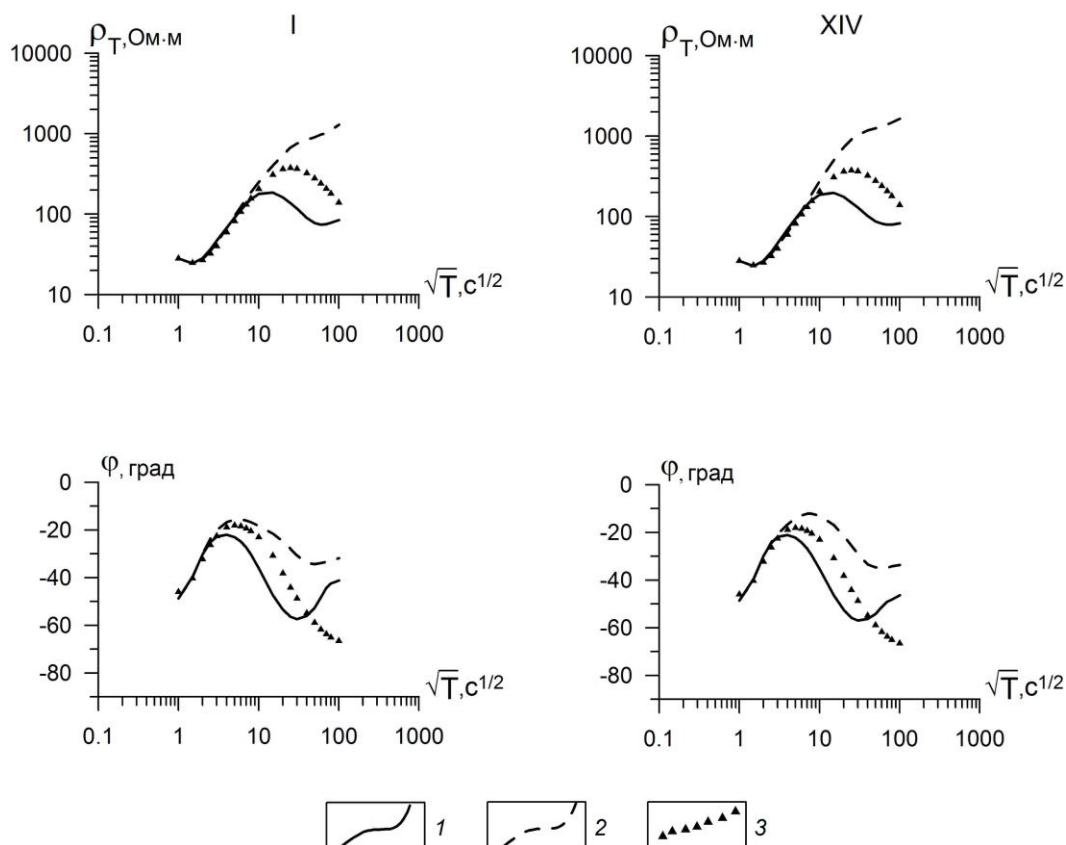


Рис. 4.2. Модельные кривые МТЗ, полученные в районах I и XIV профиля «Южный».
1 – продольные; 2 – поперечные; 3 – локально-нормальные.

В районе профиля «Северный», результаты моделирования для которого представлены на рис. 4.3., также наблюдается отклонение продольных и поперечных кривых от локально-нормальной на периодах более 100 с. В этой части региона характер модельных кривых меняется вдоль профиля, поэтому на рис. 4.2. приводятся кривые МТЗ для всех выделенных районов. Низкочастотные ветви продольных кривых характеризуются нисходящими ветвями со слабо выраженными минимумами. Поперечные амплитудные кривые в области больших периодов представлены восходящими асимптотическими ветвями. Стоит отметить, что продольные кривые заметно меняют свою форму в зависимости от места расположения профиля. В зоне I продольная кривая в диапазоне низких частот подобна локально-нормальной кривой и расположена ниже нее по уровню кажущегося сопротивления. Это связано с индукционным влиянием электрических токов в проливе Литке, создающим ситуацию, близкую к двумерной. В зонах II и III на продольных кривых появляется слабо

выраженный минимум за счет индукционного эффекта. Но при этом в правой части наблюдается приближение продольных кривых к локально-нормальной, связанное с ослаблением указанного эффекта. В районах IV-VIII на продольных кривых минимум на периодах около 5000 с становится более выраженным. Однако далее на периодах более 5000 с продольные кривые пересекают локально-нормальную и располагаются выше нее по уровню кажущегося сопротивления, что объясняется действием трехмерного берегового эффекта.

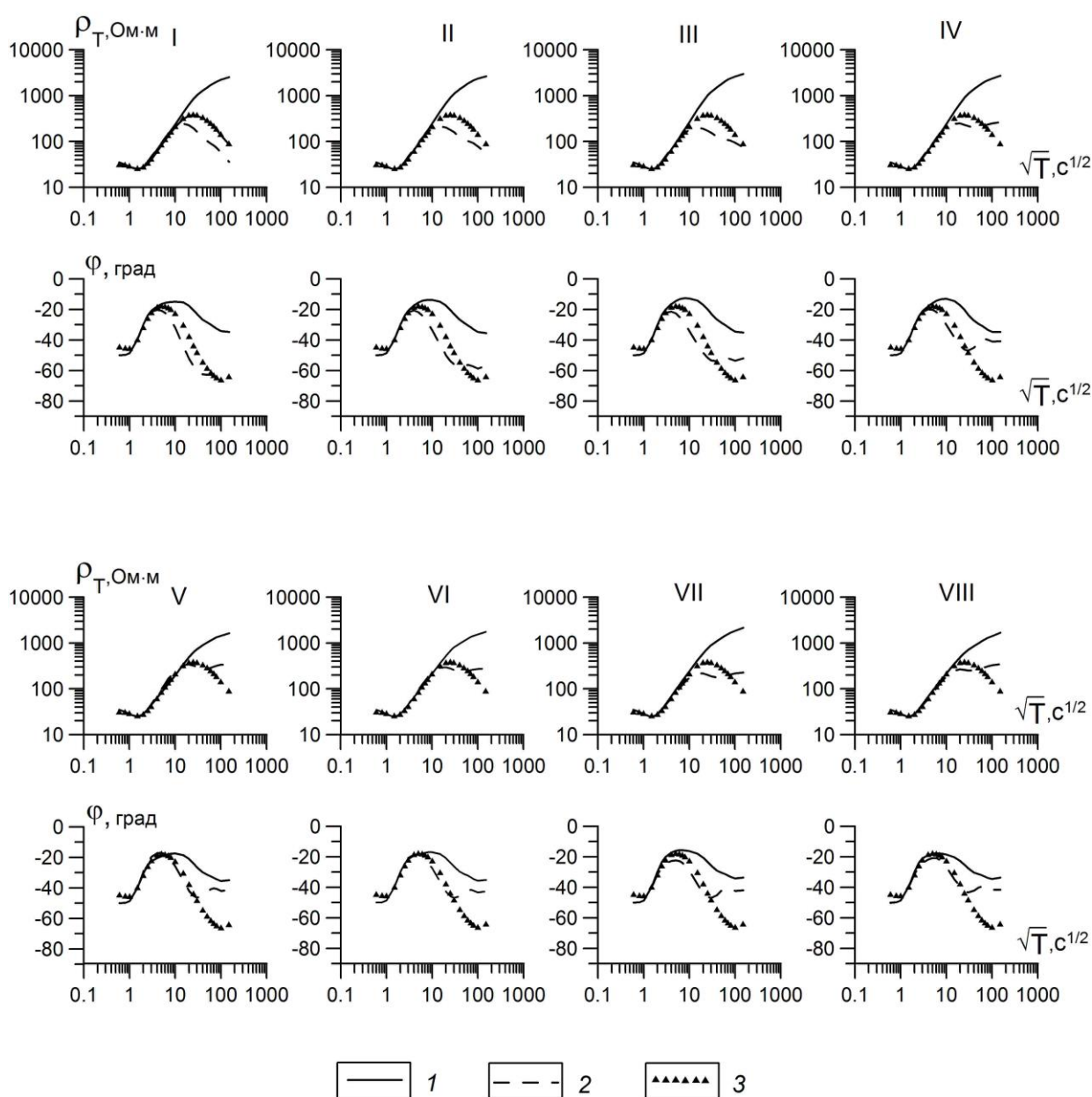


Рис. 4.3. Модельные кривые МТЗ, полученные в районах I – VIII профиля «Северный». 1 – продольные; 2 – поперечные; 3 – локально-нормальные.

В прибрежной полосе степень проявления берегового эффекта зависит от удаления пункта МТЗ от береговой линии. В качестве примера рассмотрим графики отклонений продольных и поперечных значений кажущихся сопротивлений и фаз импеданса от соответствующих локально-нормальных значений на периоде 900 с, полученные по профилям «Северный» (рис. 4.4 б-д) и «Южный» (рис. 4.5 б-д.). Также сопоставим отклонения амплитудных и фазовых кривых от локально-нормальных с графиками зависимости расстояний пунктов МТЗ от береговой черты (рис. 4.4 а, 4.5 а).

В районе северо-восточной части полуострова отклонения амплитудных и фазовых значений поперечного импеданса от локально-нормальных значений заметно возрастают при приближении к береговой линии. Отклонение фазы продольного импеданса слабо реагирует на изменение расстояний. Наибольшие значения 50-60 % наблюдаются в юго-западной части профиля, что может быть обусловлено индукционным влиянием электрических токов в проливе Литке. Вдоль всего профиля отклонения продольного кажущегося сопротивления от локально-нормального меняются от 20 до 70 %, в то время как отклонения поперечного кажущегося сопротивления заметно больше и лежат в пределах от 90 до 250 %. При этом фаза поперечного импеданса отклоняется от локально-нормальной фазы в пределах от 21° до 27°, а фаза продольного от 2° до 12°. В районе профиля «Южный» отклонение поперечных значений кажущегося сопротивления меняется от 150 до 350 %, при этом самые высокие значения достигаются в пунктах МТЗ, наиболее близко расположенных у берега. Продольные кажущиеся сопротивления отклоняются от локально-нормальных в небольших пределах от 60 до 80 %. При этом самые низкие значения получены в наиболее близких к водной среде пунктах МТЗ № 86-91. Отклонения фазы поперечного импеданса меняется от 19° до 25°, а продольного – от 4° до 11°, при этом характер графиков меняется плавно (рис. 4.4).

Рассмотрим отклонения тех же параметров от локально-нормальных значений при моделировании с литосферным проводящим слоем, который был выделен по экспериментальным данным МТЗ и МВЗ. Вдоль северного профиля отклонения

поперечного кажущегося сопротивления от локально-нормального на периоде 900 с меняется от 80 до 200 %, тогда как отклонения продольного – от 5 до 30 %. При этом фаза поперечного импеданса отклоняется в пределах от 5° до 14° , а фаза продольного импеданса – от 2° до 11° (рис. 4.3). На юго-восточном побережье Камчатки отклонения поперечного кажущегося сопротивления от локально-нормального стало гораздо больше, от 200 до 500 %, а отклонения продольного, напротив, меньше – от 30 до 60 %. Изменения в отклонениях фазовых значений незначительны: у фазы поперечного импеданса – от 12° до 14° , у фазы продольного импеданса – от 11° до 13° (рис.4.5).

Таким образом, выполненный анализ показал, что продольные и поперечные кривые МТЗ в области больших периодов в сильной степени искажены береговым эффектом. Присутствие низкоомного слоя в литосфере приводит к заметному ослаблению влияния берегового эффекта на продольные кажущиеся сопротивления. Примечательно, что при этом искажения поперечных кажущихся сопротивлений остаются либо сопоставимыми с таковыми, полученными для однородной модели (район профиля «Северный»), либо становятся заметно больше (район профиля «Южный»). Также при изучении модельных кривых МТЗ по обоим профилям было установлено, что отклонение продольных кривых кажущегося сопротивления от локально-нормальной кривой после введения в модель проводящего литосферного слоя стало заметно проявляться с периода 400 с. Отклонение поперечных кривых проявилось гораздо раньше, с периода 80 с. То есть низкоомный слой в данном случае является «ловушкой» для избыточных токов, перетекающих из водной толщи в континентальную часть из-за кондуктивного взаимодействия токов, и, как следствие, вызывающих сильное затягивание поперечных кривых вверх по уровню кажущегося удельного электрического сопротивления.

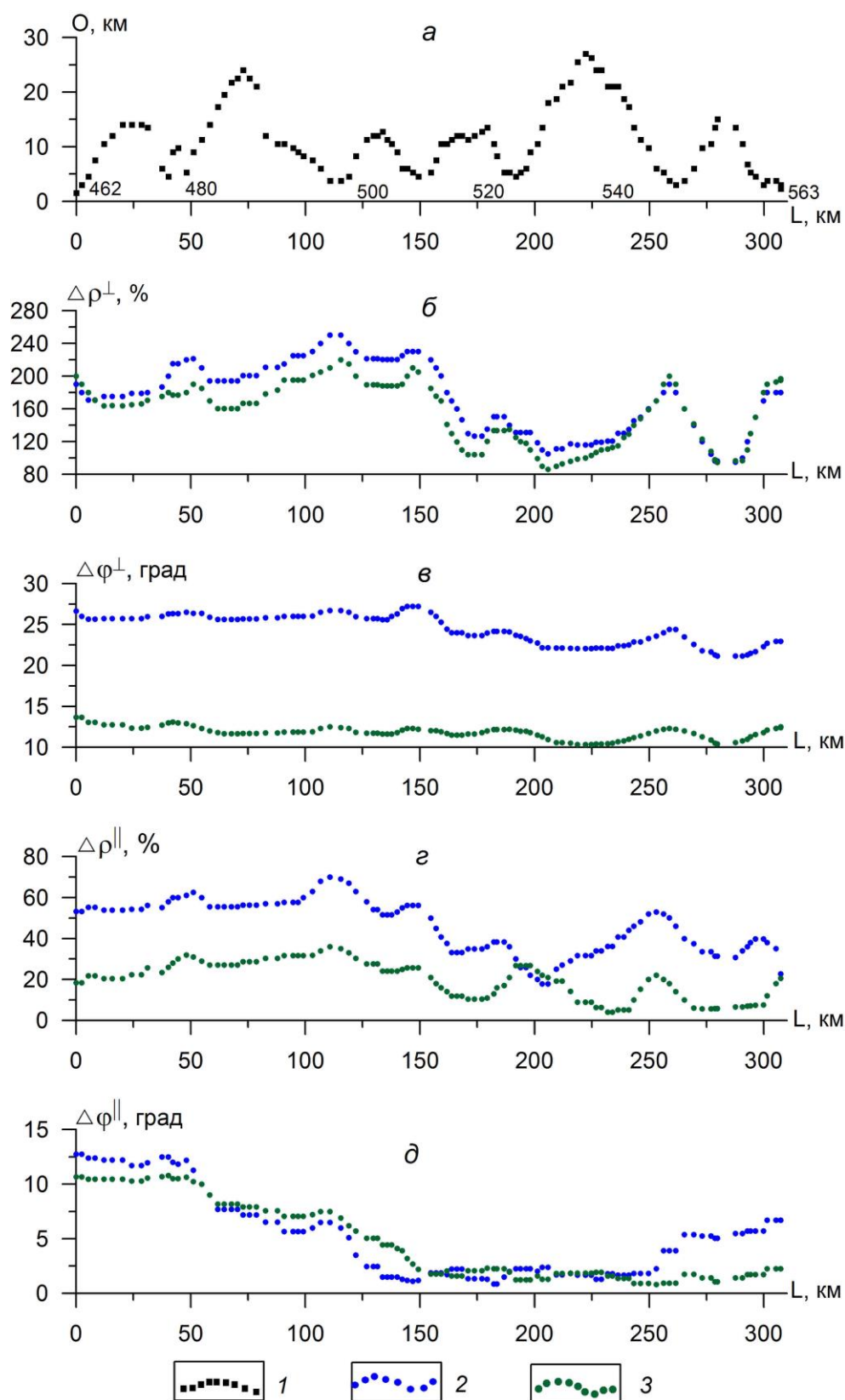


Рис. 4.4. Графики зависимости расстояний пунктов МТЗ от береговой черты (*a*) (O , км – расстояние от пунктов МТЗ до береговой черты; L , км – расстояния между пунктами МТЗ), отклонений поперечных (*б*) и продольных (*г*) значений кажущегося сопротивления; поперечных (*в*) и продольных (*д*) значений фаз импеданса по профилю «Северный».

1 – пункты МТЗ; 2 – отклонения продольных и поперечных кажущихся сопротивлений и фаз импеданса от локально-нормальных значений для однородной модели, в процентах и градусах, соответственно; 3 – отклонения продольных и поперечных кажущихся сопротивлений и фаз импеданса от локально-нормальных значений для модели с коровым проводящим слоем, в процентах и градусах, соответственно.

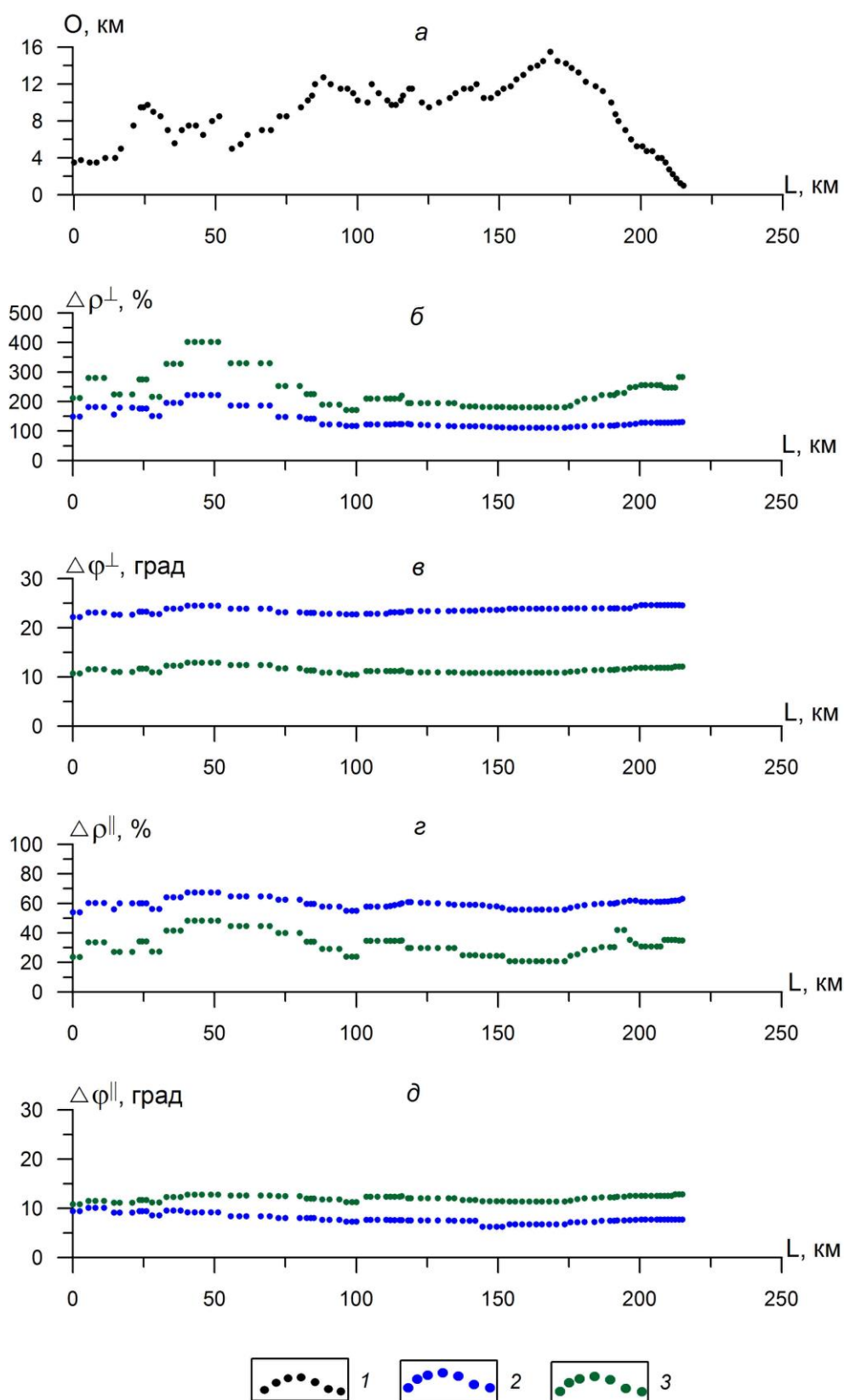


Рис. 4.5. Графики зависимости расстояний пунктов МТЗ от береговой черты (*a*) (O , км – расстояние от пунктов МТЗ до береговой черты; L , км – расстояния между пунктами МТЗ), отклонений поперечных (*б*) и продольных (*г*) значений кажущегося сопротивления; поперечных (*в*) и продольных (*д*) значений фаз импеданса по профилю «Южный».

1 – пункты МТЗ; 2 – отклонения продольных и поперечных кажущихся сопротивлений и фаз импеданса от локально-нормальных значений для однородной модели, в процентах и градусах, соответственно; 3 – отклонения продольных и поперечных кажущихся сопротивлений и фаз импеданса от локально-нормальных значений для модели с коровым проводящим слоем, в процентах и градусах, соответственно.

4.4. Региональный и локальный береговой эффекты

При анализе результатов трехмерного моделирования магнитотеллурического поля вдоль региональных профилей «Северный» и «Южный» был обнаружен ряд особенностей в поведении амплитудных и фазовых кривых, не укладывающийся в рамки классического описания влияния берегового эффекта на кривые МТЗ. С целью всестороннего изучения выявленных особенностей было проведено трехмерное моделирование на основе однородной модели (см. раздел 4.2) в разных районах полуострова, включая западное побережье и о. Карагинский (рис. 4.1).

В традиционном понимании влияние берегового эффекта выражается в виде затягивания амплитудных поперечных кривых вверх, а продольных кривых вниз по уровню кажущегося удельного электрического сопротивления. Природа таких искажений была объяснена выше (см. раздел 4.3). Назовем этот береговой эффект региональным, т.к. он вызван электромагнитным взаимодействием крупных структур – континента, морей и океана. Причем по взаимному расположению кривых можно выделить двумерный и трехмерный региональный береговой эффект. Обратимся к рис. 4.6, на котором представлены результаты моделирования. Двумерный эффект был выделен в центральной части полуострова (т. 8) и в центре Камчатского перешейка (т. 10). В этих точках расхождение между амплитудной поперечной и локально-нормальной кривыми при периоде 10000 с достигает в первом случае половину порядка, во втором случае – порядок. Фазовые значения начинают отклоняться от локально-нормальных с периода 80 с. При этом продольные амплитудные и фазовые кривые почти полностью совпадают с локально-нормальными в т. 8, и весьма близко располагаются в т. 10. Однако помимо двумерного на кривых в т. 8 есть слабое проявление трехмерного регионального берегового эффекта. Он выражен в пересечении продольных и локально-нормальных амплитудных и фазовых кривых на больших периодах. Фазовая кривая после пересечения имеет восходящую ветвь.

Большее проявление трехмерный региональный береговой эффект отмечается в

южной оконечности Камчатки в т.т. 1, 3. В этом районе поперечные кривые кажущегося сопротивления характеризуются наиболее крутыми углами наклона восходящих ветвей. На продольных амплитудных кривых прослеживается минимум, соответствующий периоду 4900 с, а на фазовых – периоду 1600 с. Стоит отметить, что в данном случае поперечные и продольные кривые совпадают с локально-нормальными в короткопериодном диапазоне. Заметное отклонение начинается с периодов 100-200 с.

В точке моделирования на о. Карагинский кривые искажены влиянием трехмерного регионального берегового эффекта. В диапазоне периодов от долей секунд до 100 с амплитудные поперечные и продольные кажущиеся сопротивления совпадают с локально-нормальными, а после 100 с начинают отклоняться. Продольная кривая на периоде 4900 с выходит в минимум. На фазовой продольной кривой минимум проявился на периоде 2500 с.

На западном побережье региона в т.т. 2, 7, 9 амплитудные кривые подвержены гальваническому смещению наряду с искажением от трехмерного регионального берегового эффекта. Примечательно, что в т. 2 обе кривые смещены по уровню кажущегося сопротивления относительно локально-нормальной, а в т.т. 7 и 9 – только поперечная. Трехмерный эффект заметно усиливается в этом районе, начиная с периода 2500 с (т.т. 2 и 7) и 1000 с (т. 9).

Теперь охарактеризуем особенности локального берегового эффекта. Он проявляется на меньших периодах (первые десятки секунд), чем региональный эффект и выражается также в отклонении продольной и поперечной кривых от локально-нормальной. Причиной возникновения локального берегового эффекта является сложная конфигурация береговой линии. Индуцированные морские токи обтекают полуострова и концентрируются в заливах, создавая локальные трехмерные эффекты, которые в зависимости от места наблюдения по-разному проявляются на продольных и поперечных кривых. В точках моделирования 4, 6, 11, 13, соответствующих Авачинскому, Кроноцкому, Карагинскому заливам и заливу Корфа, поперечная амплитудная кривая во

всем диапазоне периодов смещена вверх по уровню кажущегося сопротивления. Продольные амплитудные и фазовые кривые при этом отклоняются от локально-нормальных в сторону пониженных значения, начиная с периодов 25 с и 10 с, соответственно. На полуостровах Шипунский и Говена (т.т. 5, 14) поведение кривых отличается. В т. 5 продольная амплитудная кривая по форме подобна локально-нормальной, но смещена вверх по уровню кажущегося сопротивления во всей области периодов. При этом фазовые кривые полностью совпадают и по форме и по значениям. Поперечные кривые в районе Шипунского полуострова начинают отклоняться от локально-нормальных с периода 4 с. Далее происходит пересечение кривых и затягивание поперечных сопротивлений и фаз импеданса вверх. Картина взаимного расположения амплитудных и фазовых кривых в т. 14 указывает на гальванический эффект, которому подвержены как продольная, так и поперечная кривая кажущегося сопротивления. Они находятся выше локально-нормальной кривой. Следует обратить внимание на то, что в районах восточных полуостровов и заливов в области больших периодов (2500-15000 с) проявился также региональный береговой эффект.

Тщательное изучение берегового эффекта показало, что поперечные амплитудные и фазовые кривые в сильной степени искажены его влиянием, начиная с периодов 80-100 с во всех районах Камчатки. Продольные кривые, полученные на удалении от береговых линий, почти совпадают с локально-нормальными кривыми во всем диапазоне периодов, или, с периода 400, слегка занижены по уровню кажущегося сопротивления и фазы импеданса. Это говорит о возможности изучения геоэлектрического разреза по экспериментальным данным в центральной части региона, используя при этом все периоды и не учитывая при решении обратной задачи влияние морской воды. По мере приближения к границе береговой черты наблюдается усиление искажения продольных кривых с периода 400 с. Таким образом, при работе с экспериментальными данными на побережьях следует использовать продольные кривые только до периода 400 с в случае

отсутствия в модели вод морей и океана. При использовании всего диапазона периодов потребуется геоэлектрическая модель с учетом морской воды.

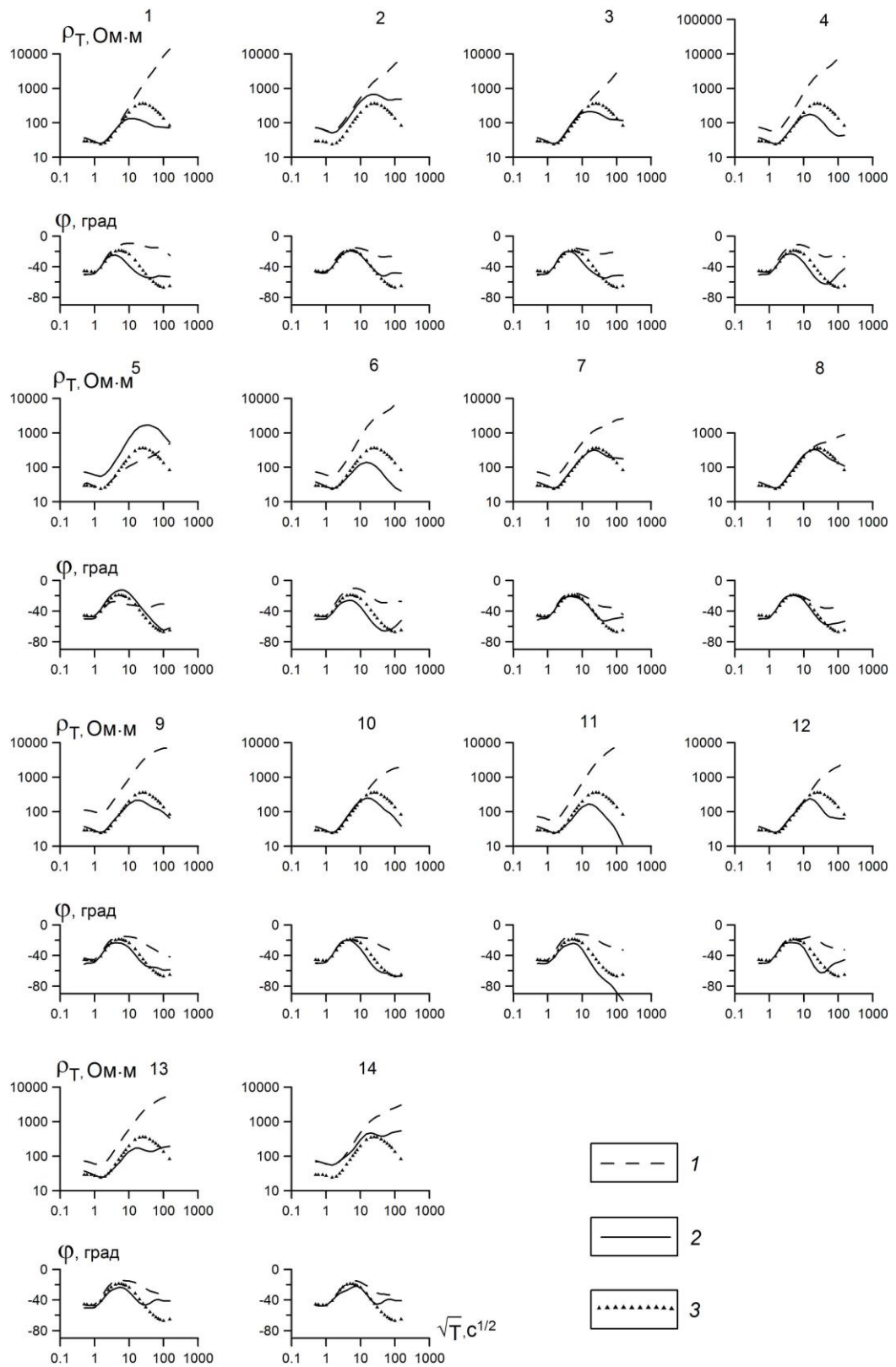


Рис.4.6. Модельные поперечные (1), продольные (2) и локально-нормальные (3) кривые МТЗ, полученные в разных районах п-ова Камчатка.

Глава 5. Интерпретация МТЗ в районах восточного побережья южной и северной Камчатки

Обратная задача МТЗ является некорректной и неоднозначной, т.к. незначительные изменения в исходных данных зачастую вызывают сильные изменения в конечных результатах. Решение обратной задачи МТЗ находится путем последовательной минимизации расхождений между экспериментальными и модельными кривыми кажущегося сопротивления и фаз импеданса. Для уменьшения невязки и сокращения времени подбора параметров геоэлектрического разреза строится стартовая модель. На первом этапе выполняется анализ данных МТЗ, затем проводится 1D или 2D инверсия, что позволяет восстановить фоновый разрез, локализовать неоднородности и оценить глубину их залегания [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. На этой основе выполняется второй этап, предполагающий построение геоэлектрической модели, учитывающей влияние трехмерного берегового эффекта.

5.1. Двумерная инверсия данных МТЗ

Как было сказано выше, в виду своей вытянутости и протяженности, превышающей поперечные размеры, большая часть приповерхностных и глубинных структур восточного побережья Камчатки в первом приближении может быть аппроксимирована двумерно-неоднородной моделью.

Двумерная инверсия экспериментальных данных МТЗ по региональным профилям «Южный» и «Северный» выполнена в программе MT3DFwd, основанной на схеме нелинейных сопряженных градиентов [Rodi, Mackie, 2001]. Продольные кривые, полученные по простиранию полуострова, являются поперечными для Начикинской зоны поперечной дислокаций, для впадин и поднятий Ильпино-Литкенского прогиба. Поэтому инверсия проводилась в рамках Н-поляризованного поля по продольным кривым до периода 400 с. Поперечные кривые использовались до периода 80 с для уточнения

верхней части разреза. В качестве результата приведены двумерные геоэлектрические разрезы с минимальной невязкой, равной 0.6. Т.е. было достигнуто удовлетворительное соответствие модельных амплитудных и фазовых кривых экспериментальным до указанных выше периодов. Далее начинается расхождение модельных и экспериментальных данных в связи с отсутствием в модели толщи морской воды, омывающей Камчатку. Поэтому геоэлектрические разрезы вдоль профилей получены до глубин порядка 60 км.

Инверсия экспериментальных данных по профилю «Южный» проведена по средним кривым МТЗ, описанным в разделе 3.2 (рис. 5.1). В северо-восточной части профиля, в районах XV и XIV, выделяется высокоомная область, характеризующаяся удельным электрическим сопротивлением в первые тысячи Ом·м. Глубина залегания этой области достигает 20 км. К южной границе выделенной аномалии приурочен вулкан Вилючинский, породы которого, вероятно, привели к возрастанию удельного электрического сопротивления.

В районе профиля XIII отчетливо выражена аномалия пониженного удельного электрического сопротивления в пределах первых десятков Ом·м, залегающая на глубине от 10 до 50 км. В этом районе находится вулкан Горелый, поэтому выделенная проводящая зона может быть связана с наличием в разрезе магматических расплавов и гидротермальных растворов. Низкоомная аномалия также отражена в пониженной интенсивности поля силы тяжести. Возмущенный характер магнитного поля над выделенной областью объясняется присутствием в верхней части разреза вулканогенных пород. Следует отметить, что ранее по данным сейсмотомографии под вулканами Горелый и Вилючинский была обнаружена зона пониженной сейсмической скорости [Гонтовая и др., 2010], с которой согласуется область низкого удельного сопротивления.

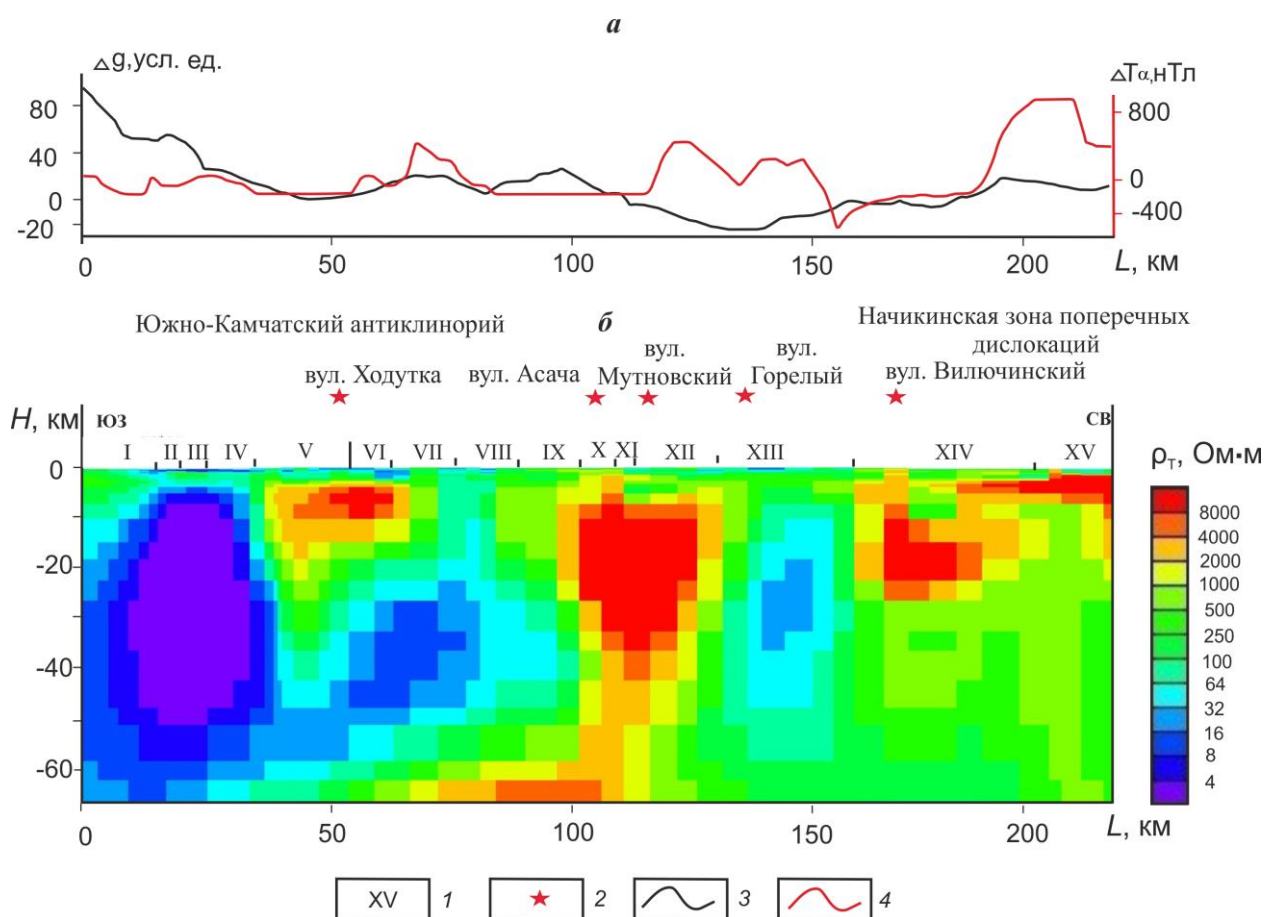


Рис. 5.1. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю «Южный», полученный с помощью двумерной инверсии (б), приведен в сопоставлении с графиками геофизических полей (а): 1 – зоны, выделенные при конформном осреднении кривых МТЗ; 2 – вулканы; 3 – график поля силы тяжести [Декин, Зубин, 1976]; 4 – график аномального магнитного поля [Ривош, 1963].

В средней части профиля в районах IX-XI до глубин в первые десятки км выделяется субвертикальная аномалия повышенного удельного электрического сопротивления, достигающего значений сотни-первые тысячи Ом·м. К этой аномалии приурочены вулканы Асача и Мутновский. Предполагается, что ее природа может быть связана с насыщенностью разреза высокоомными магматическими породами, которые находят отражение в виде аномалий повышенной интенсивности гравитационного поля и возмущенного магнитного поля.

В районах IV-VII в верхней части разреза земной коры до глубины 20 км проявилась область повышенного удельного электрического сопротивления до 1000 Ом·м, которая может быть связана с магматическими породами вулкана Ходутка. На глубинах 30-50 км выделена аномалия пониженного удельного электрического сопротивления в первые десятки Ом·м. Предполагается, что низкоомная аномалия связана с глубинным

разломом, насыщенным магматическими расплавами, а высокоомная область — с насыщенностью верхней части разреза земной коры магматическими породами. При этом области пониженных значений кажущегося удельного сопротивления соответствуют относительно низкий уровень поля силы тяжести и возмущенный характер магнитного поля.

В юго-восточной части профиля (районы I-II) в земной коре выражена низкоомная аномалия, которая может быть связана с поперечным глубинным разломом, насыщенным высокоминерализованными растворами. В поле силы тяжести этой аномалии отвечают локальные возмущения на фоне региональной аномалии, связанной с увеличением плотности и уменьшением мощности земной коры при переходе от континента к океану. В магнитном поле здесь также выражены локальные аномалии, связанные с насыщенностью разреза магматическими образованиями.

Рассмотрим геоэлектрический разрез, полученный в результате двумерной инверсии экспериментальных данных по региональному профилю «Северный» (рис. 5.2). Так же, как и в предыдущем случае, разрез сопоставлен с графиками гравитационного и магнитного полей. По данным средней напряженности теллурического поля и интенсивным аномалиям поля силы тяжести и аномального магнитного поля структуры Лесновско-Ватынского антиклинория и Ильпино-Литкенского прогиба разделены глубинными разломами.

Тымлатское поднятие характеризуется преимущественно увеличенным удельным электрическим сопротивлением кайнозойской толщи, составляющим 60-70 Ом·м. В зоне глубинного разлома на границе Лесновско-Ватынского антиклинория удельное электрическое сопротивление понижается до 15-30 Ом·м. Повышенное электрическое сопротивление в районе поднятия, по-видимому, связано с присутствием в кайнозойской толще вулканогенных образований. На это указывает повышенная интенсивность отрицательного магнитного поля и повышенная напряженность гравитационного поля, а также интрузии четвертичного и неогенового возрастов, закартированные геологической

съемкой на дневной поверхности. Повышенная электропроводность кайнозойской толщи в зоне глубинного разлома можно объяснить присутствием в разрезе терригенных пород или вулканогенных образований повышенной пористости, насыщенных минерализованными растворами. Толща повышенной электропроводности характеризуется аномалией пониженной напряженности теллурического и гравитационного полей. Здесь магнитное поле выражено интенсивной аномалией магнитного поля, что связывается с присутствием в разрезе вулканогенных пород с повышенной магнитной восприимчивостью.

Лесновско-Ватынский антиклинорий характеризуется сложным строением. Структура верхних частей земной коры выражена в виде блоков с различной электропроводностью. Блоки ограничены тектоническими нарушениями, выделенными по геофизическим данным, и находят отражение в геофизических полях. Блоки повышенного электрического сопротивления характеризуются повышенной интенсивностью гравитационного и магнитного полей, что свидетельствует о насыщенности разреза магматическими породами. Блоки с относительно повышенной электропроводностью отличаются слабой интенсивностью магнитного поля и пониженной напряженностью поля силы тяжести, что можно объяснить преобладанием в блоках терригенных толщ или повышенной пористостью вулканогенных слабомагнитных пород, насыщенных минерализованными водами.

Кичигинская и Анапкинская впадины характеризуются повышенной электропроводностью осадочно-вулканогенного чехла, в разрезе которого преобладают терригенные породы с удельным электрическим сопротивлением от первых единиц до первых десятков Ом·м. Мощность кайнозойской толщи во впадине меняются от 1.5 до 3.0 км. В юго-западной части Кичигинской впадины выделяется разлом, вероятно, насыщенный магматическими породами. Разлом выявлен по эффекту расхождения кривых МТЗ. Он находит отражение в повышенной напряженности теллурического, гравитационного и магнитного полей. Анапкинская впадина в северо-восточной части

отличается спокойным поведением геофизических полей, что свидетельствует о слабой насыщенности разреза вулканогенными образованиями.

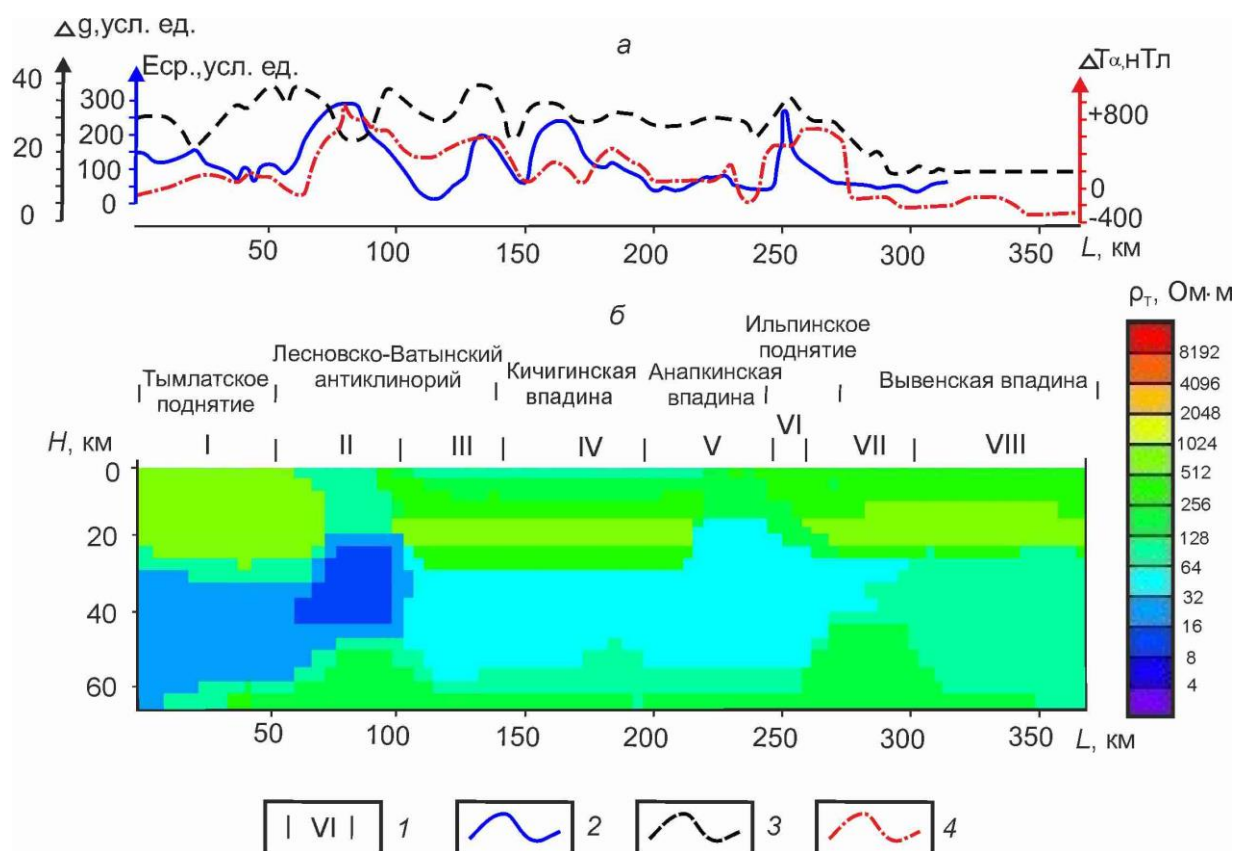


Рис. 5.2. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю «Северный», полученный с помощью двумерной инверсии (б), приведен в сопоставлении с графиками геофизических полей (а):
1 – зоны, выделенные при конформном осреднении кривых МТЗ; 2 – график средней напряженности теллурического поля [Мороз, 1976]; 3 – график поля силы тяжести [Декин, Зубин, 1976]; 4 – график аномального магнитного поля [Ривош, 1963].

Ильпинское поднятие характеризуется повышенным удельным электрическим сопротивлением осадочно-вулканогенного чехла за счет насыщенности разреза вулканогенными образованиями. В средней части поднятия выделяется приподнятый блок, ограниченный разломами. Он сложен толщей пород, включающих интрузивные и эффузивные магматические образования. Это отражается в аномальном поведении теллурического, магнитного и гравитационного полей. На дневной поверхности в районе данного блока закартированы выходы диоритов и габбро–диоритов неогенового возраста.

Вывенская впадина сложена кайнозойскими породами с удельным электрическим сопротивлением 10-50 Ом·м. Повышенная проводимость осадочного чехла впадины

обусловлена преобладанием в разрез терригенных пород, обладающих повышенной пористостью и насыщенных минерализованными водами. Впадина отличается спокойным поведением гравитационного, магнитного и теллурического полей. Отрицательный уровень магнитного поля впадины свидетельствует о наличии в верхней части разреза вулканогенных образований.

В литосфере выделен слой повышенной электропроводности с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом·м. Мощность слоя приблизительно оценивается в 30 км. Однозначно можно судить лишь о поведении кровли слоя. Она максимально приподнята под Лесновско-Ватынским антиклинорием и Ильпинским поднятием. В этих районах глубина кровли располагается на глубине примерно 20 км. В юго-западном направлении, под Тымлатским поднятием, глубина кровли погружается до 35 км. Под юго-западной частью Вывенской впадины, а также под Кичигинской и Анапкинской впадинами глубина кровли слоя составляет около 30 км. В северо-восточной части Вывенской впадины проводящий слой в явной форме на кривых не выражен, и в геоэлектрическом разрезе его удельное электрическое сопротивление достигает 100 Ом·м.

5.2. Районирование восточного побережья южной и северной Камчатки для уточнения глубинной геоэлектрической модели

Для выполнения 3D моделирования данных МТЗ необходимо использовать площадной набор наблюдаемых параметров магнитотеллурического поля. На сегодняшний день мы не располагаем такими материалами в виду высокой стоимости работ методом МТЗ и не всегда благоприятных условий местности для установки системы наблюдений. Однако помимо прибрежной полосы в южной и северной частях региона были проведены работы по региональным профилям, покрывающим центральную часть суши. Так на юге полуострова МТЗ проводились по профилям от поселка Апача до бухты Мутная и от вулкана Опала до реки Вахиль (рис. 5.3). Оба профиля были выполнены в 1994 г. Изучение экспериментального материала данных работ позволило разделить юго-

восточное побережье региона на 6 блоков по форме кривых кажущегося сопротивления и фаз импеданса (рис. 5.3). В первый блок вошли семейства амплитудных и фазовых кривых профиля «Южный» с 77 по 92 точку МТЗ (семейства I-III). Второй блок района исследований ограничен пунктами МТЗ профиля «Южный» № 57-76 (семейства IV-VII). Следующий блок характеризуется наибольшим числом экспериментальных кривых, полученных в пунктах МТЗ № 33-56 профиля «Южный» (семейства VIII-XII) и пунктах МТЗ № 1-18 профиля «п. Апача – бухта Мутная». Небольшой четвертый блок выделен только по кривым профиля «Южный» № 23-32 (семейство XIII). Пятый блок включает пункты МТЗ № 8-22 (семейство XIV) по профилю «Южный» и № 40-48 по профилю «вул. Опала – р. Вахиль». Заключительный шестой блок выделен по экспериментальным кривым МТЗ профиля «Южный», полученным в пунктах № 1-7 (семейство XV) и профиля «вул. Опала – р. Вахиль» с 50 по 58 точку.

Как было показано выше (см. главу 3) экспериментальные данные по региональным профилям получены в диапазоне периодов от 0.003 до 1000.000 с. В 2017 г. в районе вулкана Горелый были проведены МТЗ, в которых нижняя граница частотного диапазона достигала 10000 с. Эти наблюдения проводились в пунктах № 30 и 31 профиля «Южный». В пункте № 30 удалось получить кривые, характеризующие поведение как продольных, так и поперечных параметров до периода 10000 с. Сопоставление амплитудных и фазовых значений 2009 и 2017 гг. приведено на рисунке 5.4. Последние наблюдения магнитотеллурического поля указывают на присутствие в геоэлектрическом разрезе астеносферного слоя пониженного удельного электрического сопротивления, выраженного на продольной кривой минимумом, а на поперечной кривой нисходящей асимптотической ветвью в области периодов от 8000 до 10000 с.

На территории перешейка северной Камчатки дополнительных данных МТЗ меньше, чем в районе южной части полуострова. Здесь выполнены работы по региональному профилю «п. Лесная – п. Оссора», расположенному южнее профиля «Северный», а также проведены отдельные зондирования в пунктах МТЗ № 17-24 от

восточной границы с заливом Корфа до западной границы с Охотским морем (рис. 5.5). Согласно анализу типов геоэлектрического разреза по кривым кажущегося сопротивления и фаз импеданса северо-восточное побережье региона было разделено на 4 блока (1-4). Юго-восточный блок 1 содержит экспериментальные данные профиля «Северный», полученные в пунктах наблюдения № 463-478 (семейство I), и профиля «п. Лесная – п. Оссора» – в пунктах 25-30. Следующий блок ограничен кривыми пунктов № 479-489 профиля «Северный» (семейство II). Блок 3 состоит из пунктов МТЗ профиля «Северный» № 490-498 (семейство III). Наибольший блок 4 включает в себя экспериментальные данные профиля «Северный» (пункты наблюдения № 499-563, входящие в семейства IV-VIII), а также МТЗ в отдельных точках (№ 17-19).

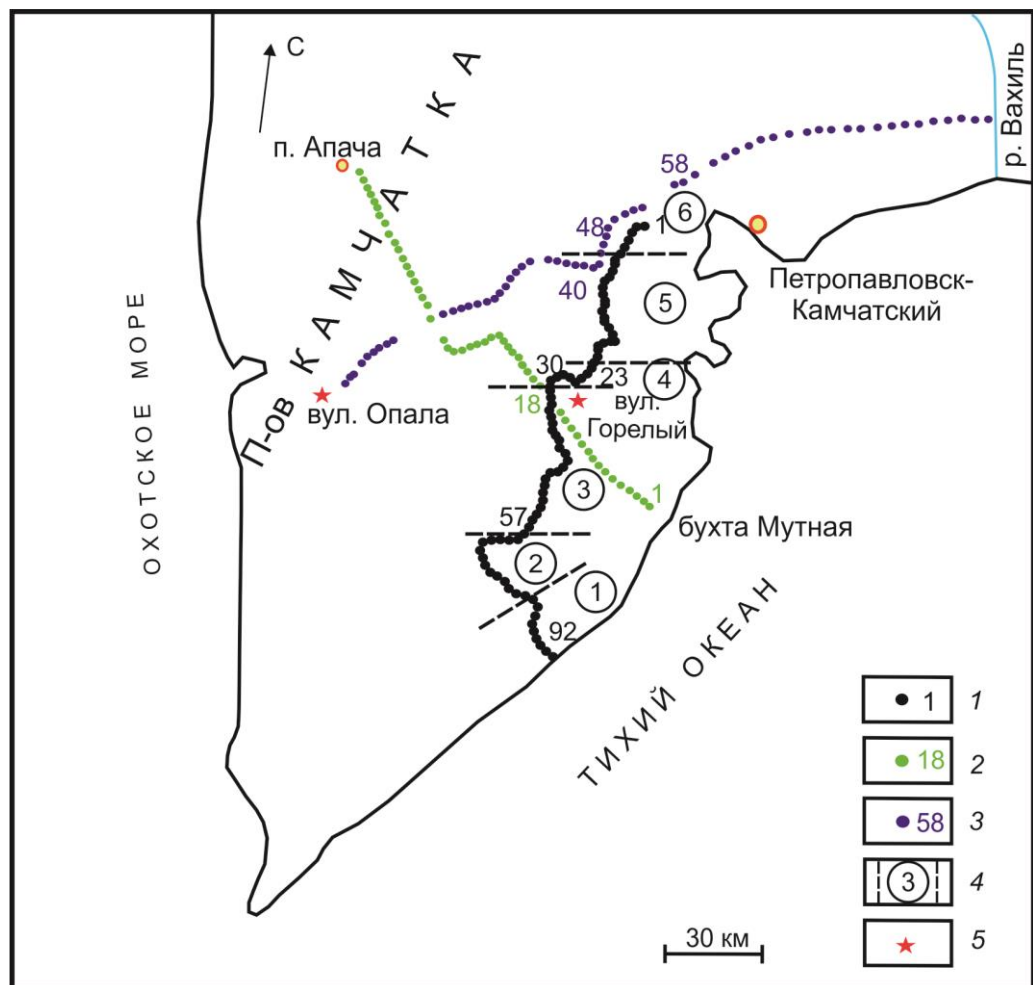


Рис. 5.3. Схема расположения региональных профилей МТЗ:
1 – пункты МТЗ по профилю «Южный»; 2 – пункты МТЗ по профилю «п. Апача – бух. Мутная»; 3 – пункты МТЗ по профилю «вул. Опала – р. Вахиль» [Мороз и др., 1996]; 4 – номера и границы семейств кривых МТЗ; 5 – вулканы.

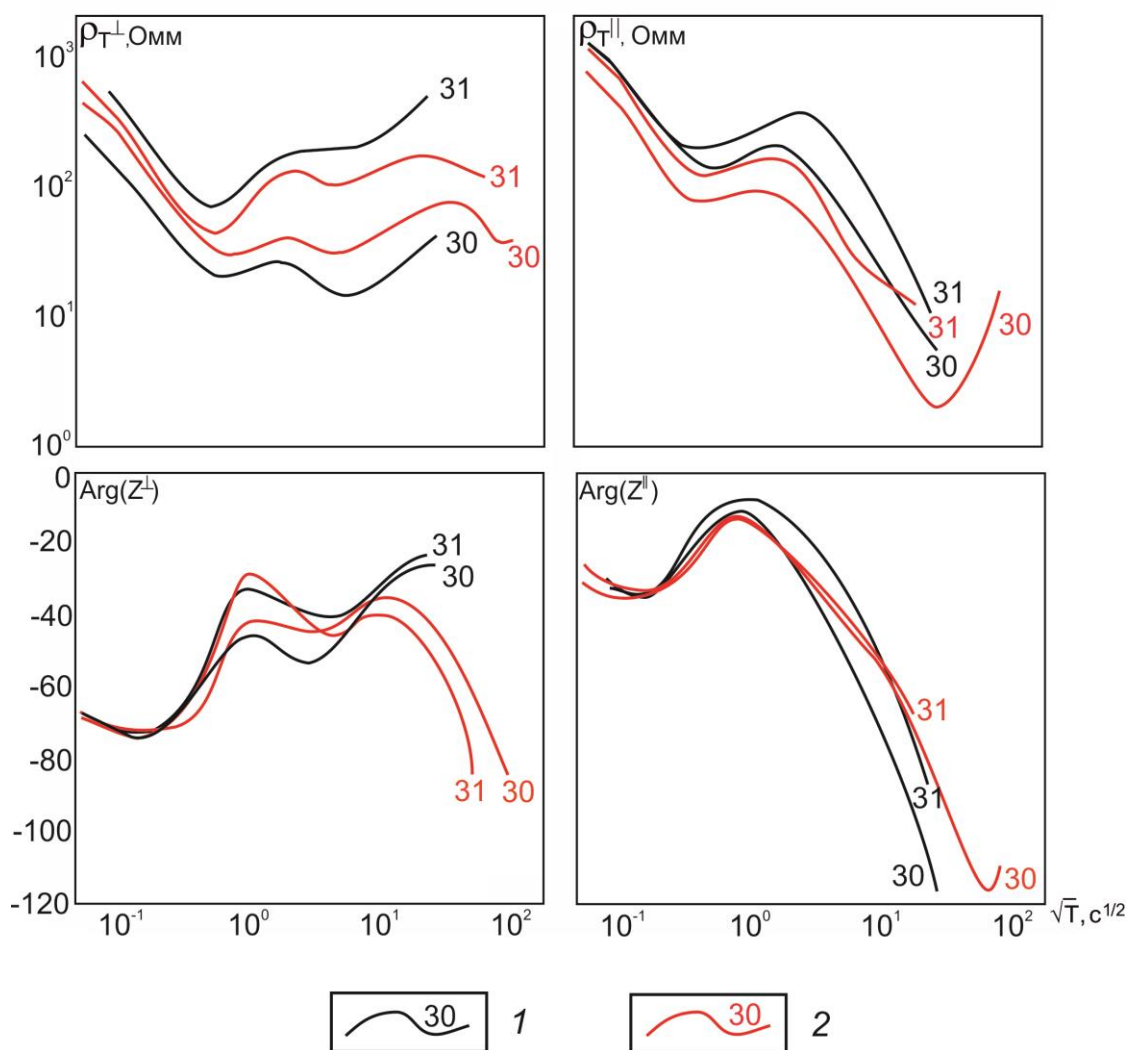


Рис. 5.4. Экспериментальные кривые МТЗ, полученные в пунктах наблюдения № 30-31 по профилю «Южный»:

1 – кривые МТЗ, полученные в 2009 г. (ОАО «Камчатгеология» и ООО «Северо-Запад»); 2 – кривые МТЗ, полученные в 2017 г.

Таким образом, в районе северо-восточного побережья решение обратной задачи МТЗ проведено по средним кривым, рассчитанным для каждого блока и ориентированным вдоль и вкrest простираия Камчатки. В виду разложения тензора импеданса на основные и дополнительные компоненты профильные зондирования несут информацию об асимметрии среды по отношению к линии профиля, что дает возможность восстановить геоэлектрический разрез, используя заранее определенный узкий класс геоэлектрических моделей. Изучение вопроса, касающегося трехмерной инверсии данных МТЗ по одиночному профилю, достаточно подробно описано в трудах [Siripunvaraporn et al., 2005; Иванов, Пушкарев, 2010, 2012].

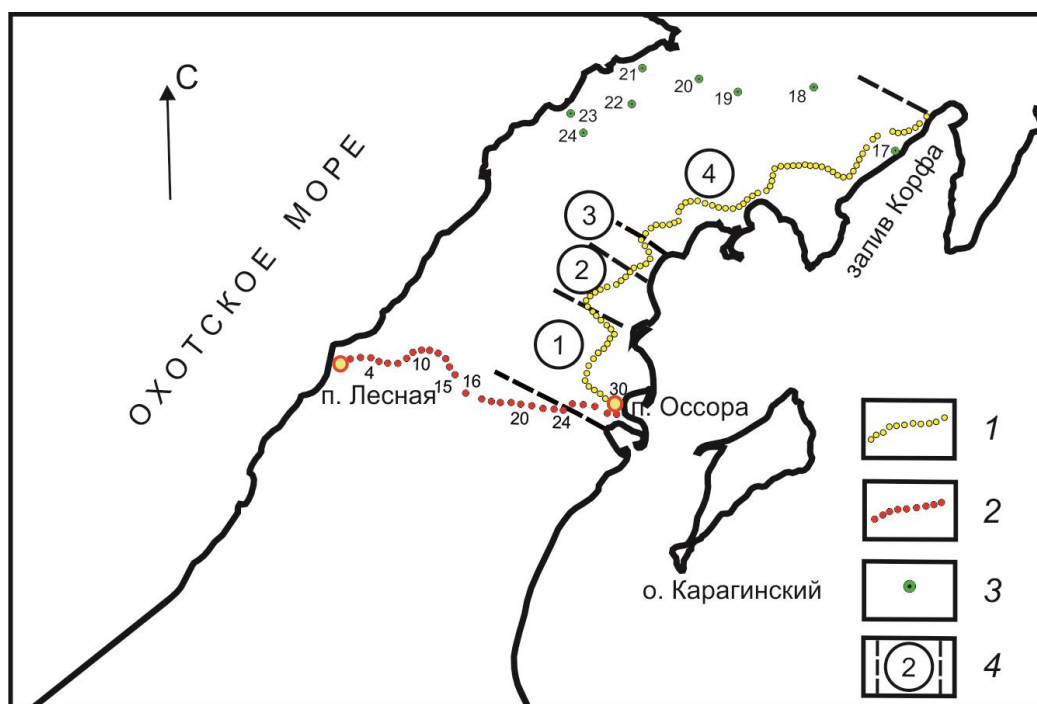


Рис. 5.5. Схема расположения региональных профилей МТЗ:
 1 – пункты МТЗ по профилю «Северный»; 2 – пункты МТЗ по профилю «п. Лесная – п. Оссора» [Нурмухамедов, 2003]; 3 – единичные пункты МТЗ [Нурмухамедов и др., 2010]; 4 – номера и границы семейств кривых МТЗ.

5.3. Глубинные геоэлектрические разрезы юго-восточного и северо-восточного побережий Камчатки

С учетом результатов двумерной инверсии по региональным профилям «Северный» и «Южный», дополнительных экспериментальных данных МТЗ, а также априорной информации о строении рассматриваемых районов были построены глубинные геоэлектрические модели с учетом действия трехмерного берегового эффекта. Система координат модели согласована с системой наблюдений, в которой азимут оси x составляет 120° , оси y – 30° . Область моделирования покрывает территорию порядка 1380×2240 км при размерах пространственной прямоугольной сетки $60 \times 150 \times 30$. Глубина разреза составляет 900 км при достаточно подробном разделении на слои верхней части. До отметки 10 км мощность слоев меняется от 0.1 до 2.0 км. Далее до глубины 120 км размер ячеек варьируется от 10 до 20 км. Ниже этой отметки вертикальный размер блоков увеличивается от 50 до 400 км.

Фоновый геоэлектрический разрез, окружающий рабочую область модели, является двумерным. В верхней части до глубин 7 км находится низкоомный слой с удельным электрическим сопротивлением 0.25 Ом·м. Он имитирует водную толщу Тихого океана, Охотского и Берингова морей. Водный слой перекрывает однородный высокоомный горизонт (удельное электрическое сопротивление 1000 Ом·м) мощностью 80 км. Ниже отметки глубины 87 км значения удельного электрического сопротивления понижаются, и высокоомный горизонт подстилается низкоомными слоями мощностью от 120 до 400 км и удельным электрическим сопротивлением, меняющимся в пределах от 100 до 10 Ом·м. Расчеты проведены в программе MT3DFwd [Mackie et al., 1994] в диапазоне периодов от 0.1 до 10000.0 с. Для минимизации невязки модельных и экспериментальных параметров модель корректировалась в ручном режиме.

Результаты моделирования для района юго-восточного побережья Камчатки представлены на рисунке 5.6. Верхняя часть разреза до глубин 1.5-2.0 км характеризуется низким удельным электрическим сопротивлением от 50 до 150 Ом·м на протяжении всей исследуемой территории за исключением района вулкана Вилучинский, где данный параметр до глубины 2 км принимает значение 300 Ом·м и возрастает до 3000 Ом·м при достижении глубин 20-30 км. Стоит отметить, что модельные кривые в области небольших периодов от 0.003 до 0.100 с согласуются с экспериментальными кривыми МТЗ. Сравнение расчетных и наблюдаемых данных производилось как по амплитудным значениям, так и по фазовым. На рисунке 5.7 представлены результаты сопоставления только амплитудных кривых.

Под вулканом Мутновский на глубине от 1 до 2 км выделена низкоомная аномалия со значением удельного электрического сопротивления 50 Ом·м, которая также нашла отражение при построении трехмерной геоэлектрической модели Мутновского месторождения парогидротерм [Нурмухамедов и др., 2010]. Вероятно, наличие низкоомной аномалии связано с зоной тектонического нарушения, которое отражено на [Карта полезных ..., 1999] и которое может выступать в качестве резервуара, содержащего

минерализованные растворы. От отметки 2 км начинается субвертикальная высокоомная аномалия с удельным электрическим сопротивлением от 1000 до 15000 Ом·м и продолжается до глубины 350 км. Эта область разделяет разрез под вулканами Горелый и Асача, разрез под которыми до глубины 5 км характеризуется удельным электрическим сопротивлением, равным 150 Ом·м.

Верхняя часть разреза земной коры до 2 км в юго-западном районе исследования выражается слоем низкого удельного электрического сопротивления 50 Ом·м. Эта аномалия подстилается высокоомным слоем (1000 Ом·м) мощностью 30 км.

Вызывает большой интерес расположение литосферного проводящего слоя, на существование которого указывали экспериментальные кривые МТЗ и данные МВЗ. В пробных моделях для изучения берегового эффекта (см. главу 4) такой слой был введен на одинаковой глубине и одинакового удельного электрического сопротивления. Однако результаты моделирования экспериментальных данных показывают, что положение низкоомного горизонта в разных районах юго-восточного побережья меняется, так же, как и его удельное электрическое сопротивление. Согласно полученному разрезу область, характеризующаяся пониженным удельным электрическим сопротивлением 50 Ом·м под вулканом Горелый, находится выше, чем по данным двумерной инверсии, и занимает глубины от 5 до 25 км. Такая же низкоомная аномалия присутствует в разрезе под вулканом Ходутка. В блоках моделирования 5 и 6 кровля проводящего слоя погружена на глубины 40 и 30 км, соответственно. Его мощность в блоке 5 составляет 25 км, в блоке 6 – 35 км. В районе юго-западной части профиля (блок моделирования 1) удельное электрическое сопротивление литосферного слоя принимает самые низкие значения порядка 10 Ом·м. В этом районе проводящий горизонт залегает на глубине от 30 до 60 км.

Литосферный проводящий слой подстилается высокоомным горизонтом, в котором удельное электрическое сопротивление принимает наибольшие значения от 5000 до 7000 Ом·м под вулканами Горелый, Мутновский, Асача и Ходутка.

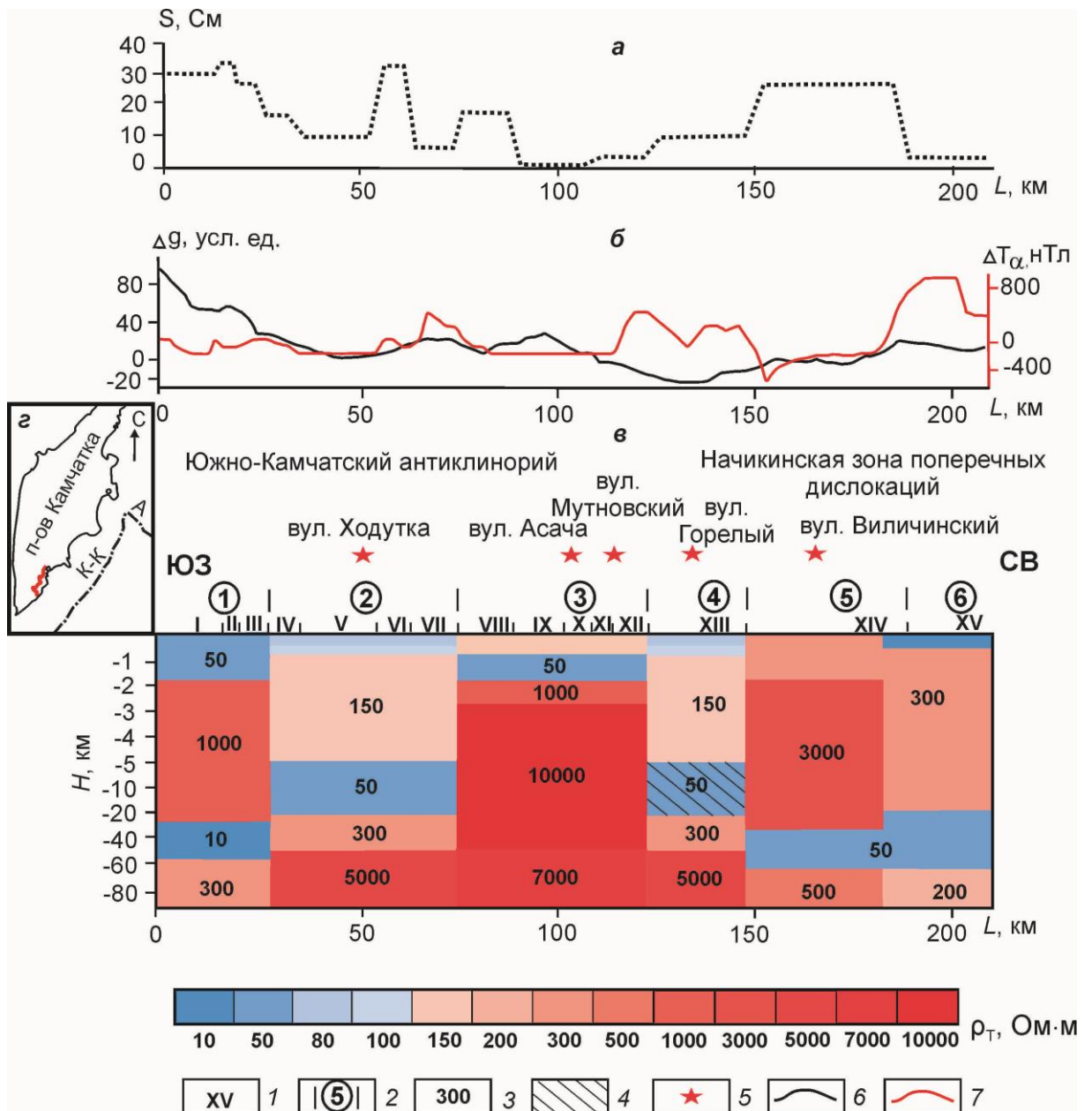


Рис. 5.6. Глубинный геоэлектрический разрез вдоль регионального профиля «Южный» (в), приведенный в сопоставлении с графиком суммарной продольной проводимости осадочно-вулканогенного чехла (а) и графиками геофизических полей (б):

1 – зоны, выделенные на первом этапе конформного осреднения кривых МТЗ; 2 – блоки, выделенные на втором этапе конформного осреднения кривых МТЗ; 3 – значения удельного электрического сопротивления в Ом·м; 4 – область пониженных сейсмических скоростей [Гонтовая и др., 2010]; 5 – вулканы [Карта полезных ..., 1999]; 6 – график поля силы тяжести [Декин, Зубин, 1976]; 7 – график аномального магнитного поля [Ривош, 1963]. На вставке (г) красной линией показано расположение регионального профиля «Южный», черной линией показано положение осей глубоководных желобов (К-К – Курило-Камчатский, А – Алеутский) [Селиверстов, 2009].

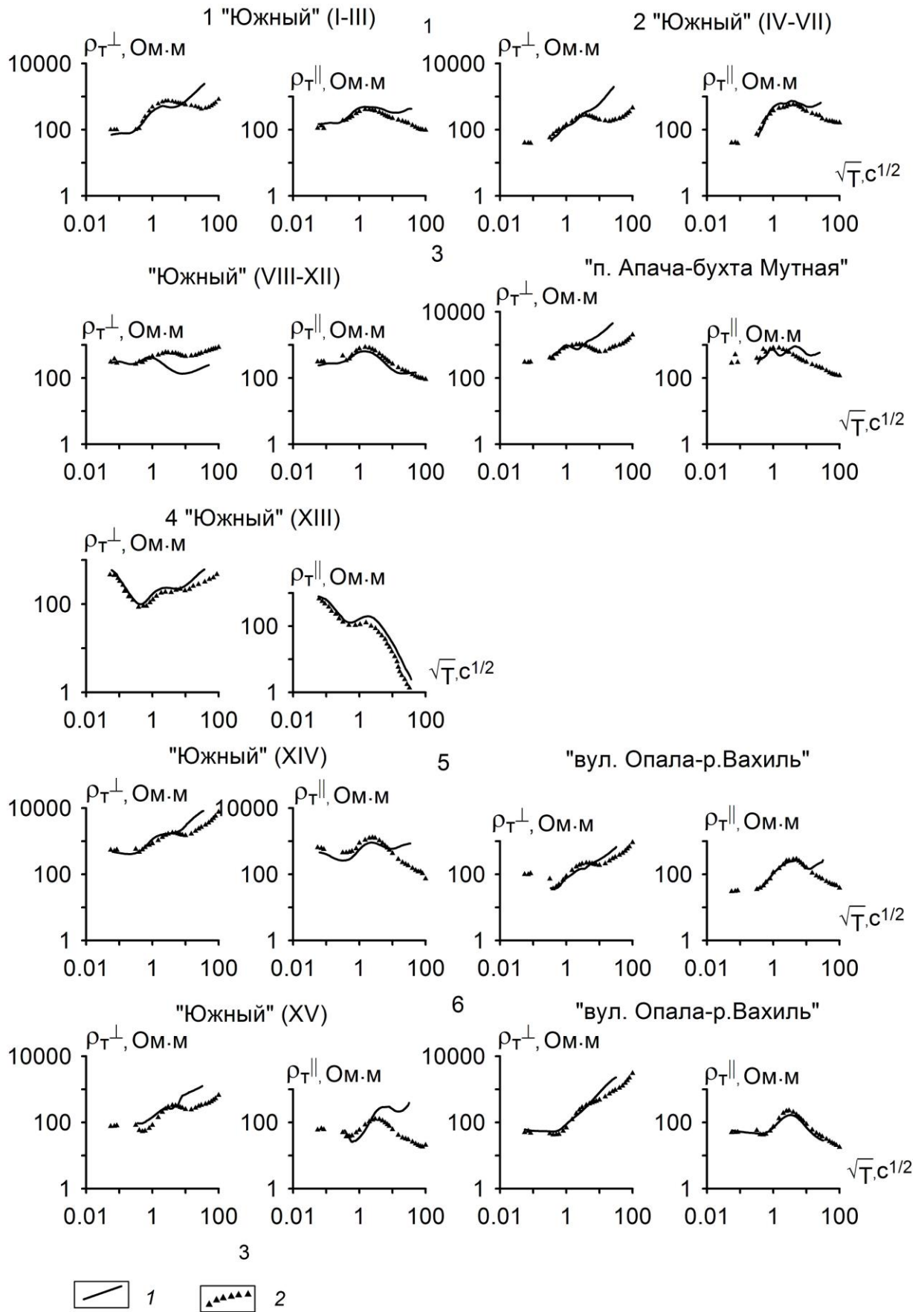


Рис. 5.7. Сопоставление результатов моделирования по юго-восточному району исследований с экспериментальными данными МТЗ:

1 – экспериментальные поперечные $\rho_{T\perp}$ и продольные $\rho_{T\parallel}$ кривые МТЗ; 2 – модельные поперечные $\rho_{T\perp}$ и продольные $\rho_{T\parallel}$ кривые МТЗ.

Рассмотрим результаты моделирования в районе северо-восточного побережья Камчатки, которые представлены на рисунке 5.8. Геоэлектрический разрез характеризуется изменением удельного электрического сопротивления в широких пределах от первых единиц до 5000 Ом·м в юго-восточной части исследуемого района и плавным изменением этого параметра в северо-восточной части. Здесь удельное электрическое сопротивление принимает значения от 10 до 100 Ом·м.

В блоках моделирования 1 и 2 (зоны I-III) высокоомная аномалия (1000-5000 Ом·м) выделена в интервале глубин от 1 до 10 км (блок 2) и от 1 до 40 км (блоки 1 и 3). Данный горизонт подстилается коровым проводящим слоем с удельным электрическим сопротивлением 5-6 Ом·м, мощность которого достигает 30 км в пределах всего района исследований. В блоке моделирования 4 (зоны IV-VIII) кровля низкоомного слоя находится на глубине 20 км, его удельное электрическое сопротивление составляет 15 Ом·м.

Стоит отметить, что геоэлектрическая модель северо-восточного побережья Камчатки получена впервые. Ранее в работе [Мороз, 1991] была предложена обобщенная геоэлектрическая модель для всего полуострова, построенная по результатам дифференциальной трансформации Ниблетта [Niblett, Sayn-Wittgensien, 1960]. Эта модель содержала информацию о распределении электропроводности и на северо-восточном побережье региона. Согласно данным трансформации коровый низкоомный горизонт выделялся на глубинах от 10 до 50 км, а проводящий слой верхней мантии был выделен в интервале глубин от 100 до 160 км. Количественные оценки удельного электрического сопротивления в проводящем слое литосферы, полученные в настоящем исследовании, незначительно отличаются от оценок, приведенных в работе [Мороз, 1991], в которой величина данного параметра достигает 20 Ом·м. В настоящем исследовании автором геоэлектрической модели, учитывающей береговой эффект, более детально определено изменение удельного электрического сопротивления. При полученных оценках модельные амплитудные и фазовые кривые МТЗ удовлетворительно сходятся с

экспериментальными кривыми. Результаты сопоставления рассчитанных и наблюдаемых значений кажущегося сопротивления и фаз импеданса приведены на рисунке 5.9.

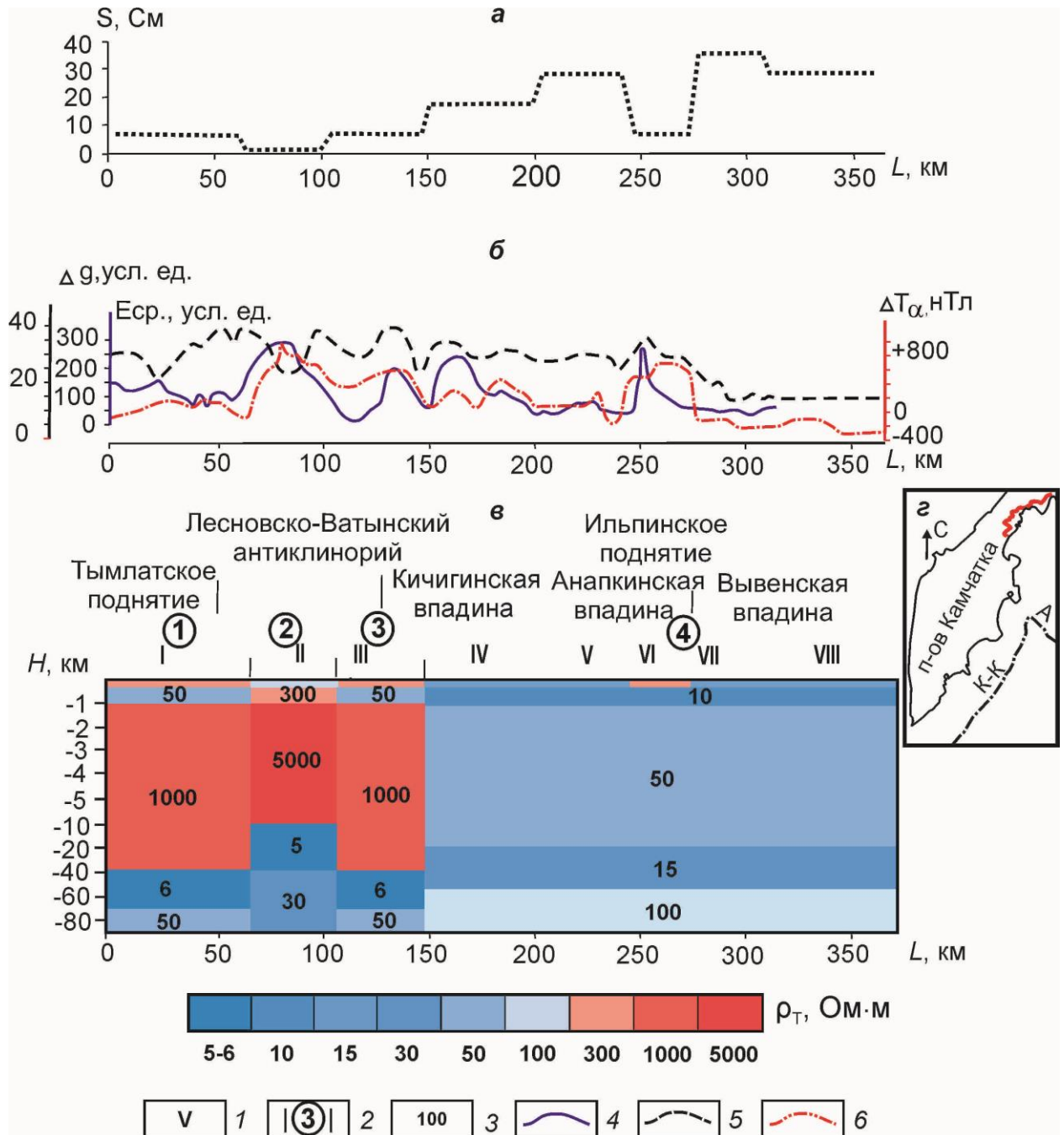


Рис. 5.8. Глубинный геоэлектрический разрез вдоль профиля «Северный» (в), приведенный в сопоставлении с графиком суммарной продольной проводимости осадочно-вулканогенного чехла (а) и графиками геофизических полей (б):

1 – зоны, выделенные на первом этапе конформного осреднения кривых МТЗ; 2 – блоки, выделенные на втором этапе конформного осреднения кривых МТЗ; 3 – значения удельного электрического сопротивления в Ом·м; 4 – график средней напряженности теллурического поля [Мороз, 1976]; 5 – график поля силы тяжести [Декин, Зубин, 1976]; 6 – график аномального магнитного поля [Ривош, 1963]. На вставке (г) красной линией показано расположение регионального профиля «Северный», черной линией показано положение осей глубоководных желобов (К-К – Курило-Камчатский, А – Алеутский) [Селиверстов, 2009].

Электропроводность выделенных низкоомных горизонтов зависит от химического и минералогического состава, структурных особенностей и влагонасыщенности горных пород. Как показывают теоретические и экспериментальные исследования удельного электрического сопротивления в разных термодинамических условиях, изменение температуры вызывает наиболее сильные изменения этого параметра [Жарков, Калинин, 1968; Пархоменко, Бондаренко, 1972]. Так породы земной коры и верхней мантии в твердом состоянии в диапазоне температур от 200 до 1000°С обладают удельным электрическим сопротивлением, превышающим сотни Ом·м. Но при нагревании пород до температуры 1200°С происходит резкое уменьшение электрического сопротивления до первых единиц – десятков Ом·м. Дальнейший рост температуры понижает исследуемый параметр незначительно. Позднее стала изучаться возможность плавления пород в верхней мантии активных регионов, для которых характерен повышенный тепловой поток [Pollack, Chapman, 1977].

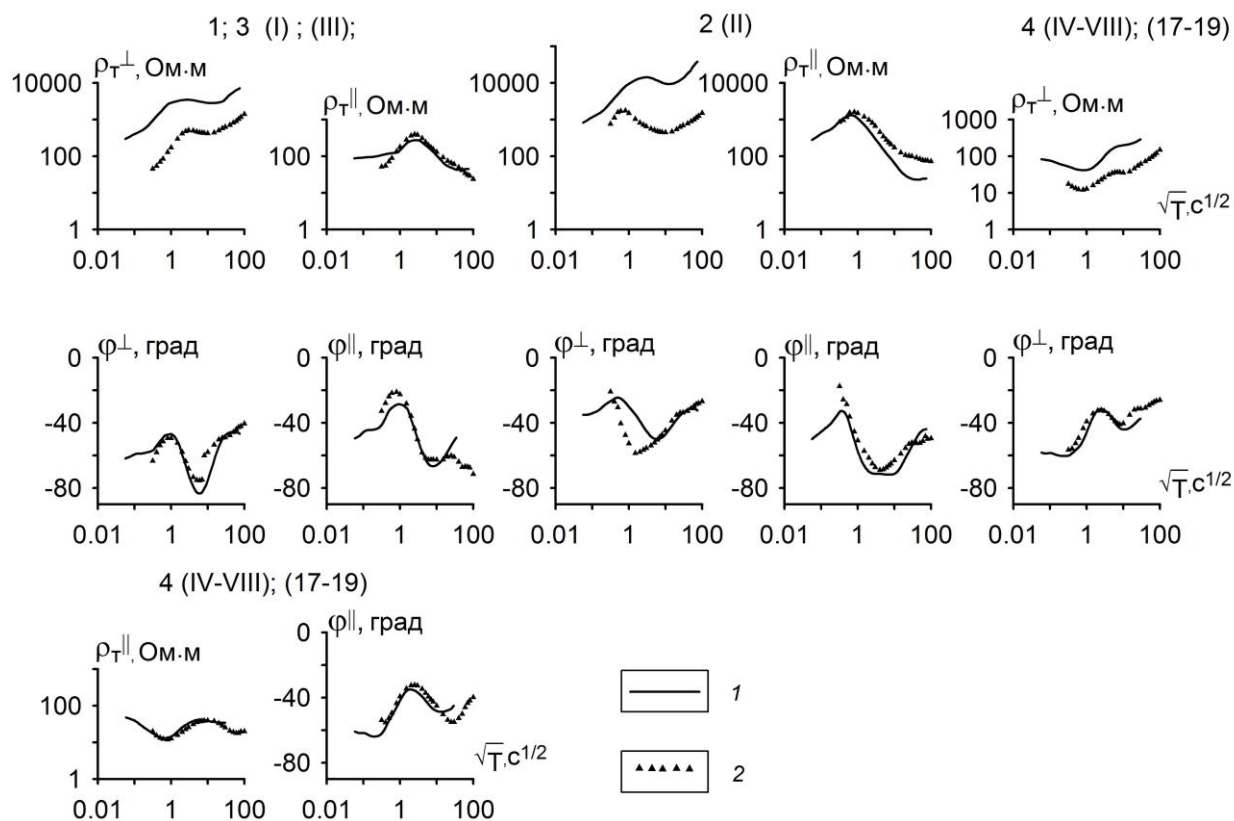


Рис. 5.9. Поперечные $\rho_{T\perp}$ и продольные $\rho_{T\parallel}$ амплитудные и фазовые кривые МТЗ:
1 – экспериментальные кривые; 2 – модельные кривые.

В пределах исследуемых районов побережья региона тепловой поток меняется от 70 до 80 мВт/м² [Смирнов, 1980; Смирнов, Сугробов, 1980]. При таких высоких значениях теплового потока температура на глубине 12 км достигает 400° С, что вызывает процессы регионального метаморфизма, сопровождающиеся дегидратацией горных пород. Многие породообразующие минералы в составе пород земной коры могут содержать кристаллизационную воду или группу ОН (слюды, роговая обманка, амфиболит и т.д.). Выделяющаяся в процессе дегидратации пород вода занимает межгранулярное пространство. Помимо этого при высоких температурах и давлениях вода приобретает высокую растворяющую способность, а это, в свою очередь, приводит к образованию высокоминерализованных растворов [Равич, 1971], которые вызывают понижение удельного электрического сопротивления. Как было показано в работе [Ваньян, Хайдман, 1996], при содержании сотых-десятых долей процента относительного объема флюида в связанных каналах сопротивление достигает значений первых единиц-десятков Ом·м.

При подъеме высокоминерализованных растворов к земной поверхности происходит осаждение минералов, обладающих электронной проводимостью. Такие минералы также понижают способность горных пород препятствовать прохождению электрического тока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей диссертационной работе получены глубинные геоэлектрические разрезы восточного побережья северной и южной Камчатки. В процессе исследований решены следующие задачи:

1. Проведен анализ полярных диаграмм компонент тензора импеданса, параметров неоднородности и асимметрии, который показал, что восточное побережье Камчатки имеет сложное геоэлектрическое строение, обусловленное наложением мелких локальных приповерхностных неоднородностей на крупные региональные структуры. Для изучения глубинного геоэлектрического разреза геоэлектрические неоднородности районов исследования можно аппроксимировать в качестве квазидвумерных. Это обосновано тем, что Камчатка и ряд крупных тектонических структур, имеющих северо-восточное простирание, характеризуются продольными размерами, значительно превышающими поперечные. Однако для изучения глубинного геоэлектрического строения восточной Камчатки, подверженной влиянию трехмерного берегового эффекта, необходимо привлечение трехмерного численного моделирования магнитотеллурического поля.

2. Выполнен анализ экспериментальных кривых МТЗ по профилям «Северный» и «Южный». Он указывает на то, что большинство амплитудных кривых подвержено влиянию приповерхностных геоэлектрических неоднородностей. На этапе качественной интерпретации нормализация кривых выполнена с привлечением методики конформного осреднения.

3. Построены и проанализированы схемы индукционных стрелок Визе-Паркинсона на разных периодах. Их поведение указывает на действие берегового эффекта. Характерно, что по мере увеличения периода во многих пунктах МВЗ происходит затухание берегового эффекта, обусловленное наличием в разрезе слоя повышенной электропроводности.

4. Выполнена оценка трехмерного берегового эффекта с привлечением численного

трехмерного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки на базе пробных моделей – однородной и содержащей литосферный проводящий горизонт, выявленный на стадии анализа экспериментальных данных. Этот подход в исследовании позволил не только определить периоды влияния данного эффекта на кривые МТЗ, но также дал возможность выявить в низкочастотном диапазоне ряд особенностей в проявлении берегового эффекта.

5. По данным МТЗ и МВЗ с привлечением априорной геолого-геофизической информации созданы геоэлектрические модели земной коры и верхней мантии в районах Курило-Камчатского и Берингоморского сегментов Тихоокеанской зоны перехода. В литосфере выявлены проводящие горизонты, природа которых связывается с наличием минерализованных растворов и с электропроводящими сульфидными образованиями.

6. Сопоставление полученных геоэлектрических разрезов восточного побережья северной и южной Камчатки указывает на их принципиально разное строение. Так северо-восточный район, расположенный в краевой западной (северо-западной) части палеосубокеанической плиты, характеризуется высокой степенью проявления регионального метаморфизма. Вследствие этого верхняя часть разреза северо-восточного побережья обладает меньшими значениями удельного электрического сопротивления по сравнению с юго-восточным районом, сложенным высокоомными вулканогенными образованиями. Следует отметить, что изменение параметра сопротивления вдоль юго-восточного побережья Камчатки происходит резко, отражая блочное строение этого участка, в виде чередования областей высокой и низкой электропроводности. Характерно, что литосферный проводящий слой северо-восточного побережья Камчатки обладает большей электропроводностью и залегает на больших глубинах, чем слой юго-восточного побережья.

На основании полученных в диссертационной работе моделей планируется продолжить изучение глубинных частей верхней мантии. Для этого необходима регистрация магнитотеллурического поля в диапазоне периодов от первых тысяч до

нескольких десятков тысяч секунд. Наличие низкочастотной ветки таких кривых позволит выйти на стандартную кривую, характеризующую распределение электропроводности до глубин первые сотни километров.

Предложенная методика по учету влияния локального и регионального береговых эффектов на кривые МТЗ может быть использована для исследования глубинной электропроводности прибрежных районов. На Камчатке данный подход целесообразно применять для изучения геоэлектрического разреза восточных полуостровов, расположенных в зоне субдукции, где в сильной мере проявляется трехмерный береговой эффект, как региональный, так и локальный.

Разработанные геоэлектрические модели земной коры и верхней мантии восточного побережья северной и южной Камчатки рекомендуется положить в основу создания глубинных геофизических моделей с привлечением данных глубинных МТЗ, сейсмологии, теплового потока, поля силы тяжести, аномального магнитного поля и другой геолого-геофизической информации. Геофизические модели дадут возможность выявить области питания зон современного вулканизма, определить существование астеносферного проводящего слоя, природа которого может быть связана с частичным плавлением ультраосновных пород.

Список литературы

1. *Апрелков С.Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 2. С. 47–61.
2. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И.* Тектоника Камчатки // Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 64–74.
3. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Основные черты Корякского нагорья и Камчатки // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: Издательство «Наука – для Камчатки», 2003. 129 с.
4. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлайт-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 90–104.
5. *Безрук И.А., Бердичевский М.Н., Ключкин В.Н., Куликов А.В.* Применение теории случайных функций к анализу магнитотеллурического поля // Прикладная геофизика. 1964. Выпуск 39. С. 75–90.
6. *Белявский В.В., Алексанова Е.Д.* Трехмерная геоэлектрическая модель южной части полуострова Камчатка // Физика Земли. 2014. № 1. С. 11–32.
7. *Белявский В.В., Золотов Е.Е., Нурмухамедов А.Г., Ракитов В.А., Шпак И.П., Храпов А.В., Яковлев А.Г.* Сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны по профилю Верхнее Пенжино – Корф // Геофизика. 2008. № 2. С. 30–44.
8. *Белявский В.В., Яковлев А.Г.* Профильная 3D-инверсия данных МТЗ-МВЗ на примере шивелучской вулканической зоны полуострова Камчатка // Физика Земли. 2016. № 1. С. 59–78.
9. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-неоднородных сред. М.: Недра, 1992. 250 с.
10. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В.* Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М: Диалог-МГУ, 1997. 161 с.
11. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
12. *Бердичевский М.Н., Жданов М.С.* Интерпретация аномалий переменного электромагнитного поля Земли. М.: Недра, 1981. 327 с.
13. *Бердичевский М.Н., Колдаев Д.С., Яковлев А.Г.* Магнитотеллурическое зондирование на берегу океана // Физика Земли. 1992. № 6. С. 87–96.

14. Бердичевский М.Н., Яковлев А.Г. Аналитическая модель магнитотеллурического зондирования, искаженного эффектом S // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 9. С. 82–88.
15. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
16. Ваньян Л.Л., Мардерфельд Б.Е., Родионов А.В. Региональный и локальный береговой эффект в геомагнитных вариациях на островных дугах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. № 4. С. 820–821.
17. Ваньян Л.Л., Хайдман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 5–11.
18. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Недра, 1983. 88 с.
19. Варенцов И.М., Голубев Н.Г., Гордиенко В.В., Соколова Е.Ю. Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль Линии Линкольна (эксперимент ЭМСЛАБ) // Физика Земли. 1996. № 4. С. 124–144.
20. Власов Г.М., Ярмолюк В.А. Структурно-тектонические районы Камчатки // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127. № 1. С. 156–158.
21. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса / Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 516 с.
22. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. Т. 31. М.: Недра, 1964. 733 с.
23. Геология СССР. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Т. 30. Кн. I. М.: Недра, 1970. 547 с.
24. Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 29. Камчатка, Курильские и Командорские острова. 364 с.
25. Гнибиденко Г.С., Горбачев С.З., Лебедев М.М., Мараханов В.И., Апрельков С.Е., Демидов Н.Т., Шеймович В.С. Складчатая система Камчатки // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. С. 165–186.
26. Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
27. 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.
28. Действующие вулканы Камчатки в 2 т. / Под ред. Федотова С.А., Масуренкова Ю.П. М.: Наука, 1991. Т. 1. 302 с.

29. *Двали М.Ф.* Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки // Тр. ВНИИГРИ, 1955. Спец. серия. Вып. 16. С. 56–63.
30. *Дьяков Б.Ф.* Геологическое строение и перспективы нефтеносности Камчатки // Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности Восточной Сибири: Ленинград: Гостоптехиздат. 1955. С. 295–352.
31. *Жамалетдинов А.А.* Магнитотеллурический метод изучения строения массивов горных пород. Петрозаводский государственный университет, 2014. 104 с.
32. *Жарков В.Н., Калинин В.А.* Уравнения состояния твердых тел при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1968. 311 с.
33. *Иванов П.В.* Программное обеспечение MT_Array для анализа магнитотеллурических данных // Материалы докладов XVII Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». Москва. 2010. С. 215–2016.
34. *Иванов П.В., Пушкарёв П.Ю.* Возможности интерпретации магнитотеллурических данных, полученных на одиночном профиле, при изучении трехмерно-неоднородной среды // Физика Земли. 2010. № 9. С. 3–10.
35. *Иванов П.В., Пушкарёв П.Ю.* Трёхмерная инверсия рассчитанных на одиночном профиле магнитотеллурических данных // Физика Земли. 2012. № 11-12. С. 91–96.
36. *Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 3. С. 572–576.
37. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000 / Под ред. Литвинова А.Ф., Патоки М.Г., Марковского Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. Л. VII; Л. XI; Л. XIII.
38. *Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К.* Активная разломная тектоника юга центральной Камчатки // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2008. № 2. Выпуск № 12. С. 10–27.
39. *Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. М.: Наука. 1994. Вып. 26. С. 103–122.
40. *Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И.* Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г. $M_w = 7.6$: сейсмическая история региона и предварительные результаты исследования серии афтершоков // Олюторское землетрясение (20(21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: Камчатский филиал ГС РАН. 2007. С. 14–33.

41. Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И. Сейсмическая история Корякского нагорья и афтершоковый процесс Олюторского землетрясения 20(21) апреля 2006 г. $M_W = 7.6$ // Вулканология и сейсмология. 2010. № 2. С. 16–30.
42. Левина В.И., Ландер А.В., Митюшина С.В., Чеброва А.Ю. Сейсмичность Камчатского региона 1962-2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 41–64.
43. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюлл. МОИП, отдел геологии. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3–12.
44. Мансуров С.М. О причинах локальности магнитных вариаций в районе Мирного. Инф. бюлл. сов. антаркт. эксп. 1958. № 2. С. 37–41.
45. Мардерфельд Б.Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях // М.: Наука, 1977. 30 с.
46. Мишин В.В. Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1996. № 1. С. 110–119.
47. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1997. Том 16. № 4. С. 64–70.
48. Мишин В.В., Нурмухамедов А.Г., Белоусов С.П. Палеосубвулканический тип земной коры на северо-востоке Камчатки // Тихоокеанская геология. 2003. № 5. С. 58–72.
49. Мороз Ю.Ф. Результаты исследований Восточной Камчатки комплексом методов электроразведки ТТ, МТЗ, ВЭЗ // Геология и геофизика. 1976. № 10. С. 140–144.
50. Мороз Ю.Ф. Глубинная геоэлектрическая модель Южной Камчатки // Тихоокеанская геология. 1985. № 6. С. 100–105.
51. Мороз Ю.Ф. Глубинное магнитотеллурическое зондирование Алеутской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 1. С. 96–100.
52. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
53. Мороз Ю.Ф., Кобзова В.М. Физическое и численное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 86–98.
54. Мороз Ю.Ф., Кобзова В.М., Мороз И.П., Сенчина А.Ф. Физическое моделирование магнитотеллурического поля // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 98–104.
55. Мороз Ю.Ф., Логинов В.А. Геоэлектрическая модель района Толбачинского извержения имени 50-летия ИВиС // Вулканология и Сейсмология. 2016. № 5. С. 21–34.
56. Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинный геоэлектрический разрез области сочленения Срединного Камчатского массива, Ганальского выступа и

- Центрально-Камчатского прогиба // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2016. № 1. Выпуск 29. С. 17–34.
57. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Физика Земли. 2011. № 2. С. 64–71.
 58. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Лощинская Г.А. МТЗ земной коры южной Камчатки // Физика Земли. 1996. № 11. С. 49–57.
 59. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Мороз Т.А. Глубинная геоэлектрическая модель Петропавловского геодинамического полигона на Камчатке // Физика Земли. 2001. № 6. С. 58–66.
 60. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г. Глубинная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2004. № 6. С. 54–67.
 61. Мороз Ю.Ф., Лагута Н.А., Мороз Т.А. Магнитотеллурическое зондирование Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 97–109.
 62. Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М. Глубинное строение вулканической зоны южной Камчатки по геофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 1–15.
 63. Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М., Мороз Т.А. Глубинная электропроводность восточного побережья северной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 65–80.
 64. Мороз Ю.Ф., Скрипников А.П. Глубинная геоэлектрическая модель вулкана на Камчатке // Физика Земли. 1995. № 7. С. 82–88.
 65. Никифорова Н.Н., Ахмадулин В.А., Порай-Кошиц А.М., и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные исследования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С. 42–49.
 66. Нурмухамедов А.Г. Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по региональному профилю п. Нижн. Облуковина – г. Андриановка (Центральная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2001. № 2. С. 13–23.
 67. Нурмухамедов А.Г. Модель геоэлектрического разреза по профилю п. Лесная – п. Оссора по данным магнитотеллурического зондирования (район Камчатского перешейка) // Тез. докл. Первая Всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли. Москва: МАКС Пресс, 2003. С. 41.
 68. Нурмухамедов А.Г., Алексанова Е.Д., Алексеев Д.А. Отчет «Разработка геолого-геофизической модели глубинного строения Корьякско-Камчатской складчатой области (региональный увязочный профиль МОВЗ – МТЗ мыс Лопатка – с.

- Хаилино)». ОАО «Камчатгеология». Петропавловск-Камчатский, 2010. Камчатский филиал ФГУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу». 719 с.
69. *Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф.* Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. № 11. С. 125–133.
 70. *Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф.* Глубинное строение северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным региональных геофизических исследований // Геофизический журнал. 2009. № 3. Т. 31. С. 1–10.
 71. *Нурмухамедов А.Г., Чернев И.И., Алексеев Д.А., Яковлев А.Г.* Трехмерная геоэлектрическая модель Мутновского месторождения парогидротерм // Физика Земли. 2010. № 9. С. 15–26.
 72. *Павлов Ю.А., Юнов А.Ю.* О мощности земной коры на Камчатке // Доклады АН СССР. 1970. Т. 191. № 1. С. 194–196.
 73. *Пархоменко Э.И., Бондаренко Л.Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1972. 179 с.
 74. *Петрищевский А.М.* Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология. 2006. Том 25. № 1. С. 31–46.
 75. *Попруженко С.В., Апрельков С.Н., Ольшанская О.Н.* Восточно-Камчатский вулканический пояс в свете геофизических данных // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 14–24.
 76. *Равич М. И.* Фазовые равновесия в некоторых водосолевых системах при повышенных температурах и давлениях // Экспериментальное моделирование природных процессов. М.: Наука, 1971. С. 112–118.
 77. *Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
 78. *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.
 79. *Ривош Л.А.* Геомагнитная характеристика главных тектонических структур востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего // Геология и геофизика. 1964. № 5. С. 38–51.
 80. *Рокитянский И.И.* Береговой эффект в вариациях электромагнитного поля Земли // Известия Академии наук СССР. 1963. № 12. С. 1814–1822.

81. *Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный Мир, 1998. 164 с.
82. *Селиверстов Н.И.* Структура сейсмофокальной зоны Камчатки // Вестник КРУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2007. № 1. Выпуск 29. С. 10–26.
83. *Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Издательство КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
84. *Семенов В.Ю.* Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М: Недра, 1985. 133 с.
85. *Смирнов Л.М.* Тектоника западной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 3. С. 104-118.
86. *Смирнов Я.Б.* Карта глубинных температур территории СССР и сопредельный районов в масштабе 1:100000. М.: ГУГЛ, 1980. 150 с.
87. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 16–31.
88. *Спичак В.В.* Магнитотеллурические поля в трехмерных моделях геоэлектрики. М.: Научный мир, 1999. 204 с.
89. Структура континентов и океанов (терминологический справочник) / Под ред. Косыгина Ю.А., Кулышдышева В.А., Соловьева В.А. М.: Недра, 1979. 511 с.
90. *Супруненко О.И.* О связи структурных элементов восточной Камчатки и ложа Тихого океана // Докл. АН СССР. 1972. Том 206. № 1. С. 186–188.
91. *Тарасенко Т.В., Лопатин В.В., Декин Г.П.* К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное кн. изд-во, 1969. С. 65–76.
92. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5000000 (Объяснительная записка). М.: Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.
93. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000 (Объяснительная записка) / Ред. Богданов Н.А. и Хаин В.Е. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 2000. 193 с.
94. *Тихонов А.Н.* Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры // Доклады АН СССР. 1950. Т. 73. № 2. С. 295–297.
95. *Тихонов В.И.* Схема тектоники южной части полуострова Камчатки // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127. № 1. С. 115–121.

96. Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.
97. Шанцер А.Е., Шаниро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозой (северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
98. Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional, induction and local telluric distortion // J. Geophysics. 1988. № 62. P. 119–127.
99. Bennett, D.J., Lilley F.E. The effect of the southeast coast of Australia on transient magnetic variations // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. № 12. P. 392–398.
100. Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I. Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems // Tulsa, SEG, 2002. 215 p.
101. Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Dmitriev V.I. Methods used in the USSR to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding // Physics of the Earth and Planetary interiors. 1989. № 53. P. 194–206.
102. Cagniard L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting // Geophysics. 1953. V. 18. P. 605–635.
103. Cochrane N.A., Hyndman R. D. A new analysis of geomagnetic depth sounding data from western Canada, Can. J. Earth Sci. 1970. № 7. P. 1208–1218.
104. Edwards R.N., Law K.L., White A. Geomagnetic variations in the British Isles // Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A. 1971. №. 270. P. 289–323.
105. Eggers D.E. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor // Geophysics. 1982. № 47. P. 1204–1214.
106. Fox L. Satellite synchronized 3-D magnetotelluric system // U.S. Patent. № 6 191 587 B1. Issued February 20. 2001. 6 p.
107. Greenhouse J.P. Geomagnetic time variations on the sea floor off southern California: Ph.D. thesis. Univ. of Calif, San Diego, 1972. 248 p.
108. Groom R.W., Bailey R.C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion // Journal of Geophysical Research. 1989. № 94. P. 1913–1925.
109. Jiracek G.R. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction // Surv. Geophys. 1990. № 2-3. P. 163–203.
110. Jones A.G. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment // Geophysics. 1988. V.53. № 7. P. 967–978.

111. *Mackie K.L., Smith J.T. and Madden T.R.* Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // *Radio Science*. 1994. № 4. P. 923–935.
112. *Niblett E.R., Sayn-Wittgensien C.* Variation of electrical conductivity with depth by the magnetotelluric method // *Geophysics*. 1960. № 5. P. 998–1008.
113. *Parkinson W.D.* Direction of rapid geomagnetic fluctuation // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 1959. № 2. P. 1–14.
114. *Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geothermes and lithosphere thickness // *Tectonophysics*. 1977. V. 38. P. 279–296.
115. *Rikitake T* Changes in earth current and their relation to the electrical state of the earth's crust // *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*. 1951. № 29. P. 271–276.
116. *Rodi W., Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // *Geophysics*. 2001. № 66. P. 174–187.
117. *Schmucker U.* Anomalies in geomagnetic variations in the southwestern USA: Bull. 13: *Scripps Inst. Oceanogr., Monogr.* 1970. 165 p.
118. *Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M.* Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2005. V. 150. P. 3–14.
119. *Swift C.M.* A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Ph.D. Thesis. MIT, Cambridge, USA, 1967. 211 p.
120. *Wannamaker P.E., Booker J.R., Filloux J.H., Jones A.G., Jiracek G.R., Chave A.D., Tarits P., Waff H.S., Egbert G.D., Young C.T., Stodt J.A., Martinez M., Law L.K., Yukutake T., Segawa J.S., White A., Green A.W.* Magnetotelluric observations across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB project // *Journal of Geophysical Research*. 1989. V. 94. P. 14.111–14.125.
121. *White, A.A.* Geomagnetic variation anomaly across the northern Gulf of California // *Geophys J. Roy. Astron. Soc.* 1973. V. 33. P. 1-25.
122. *Wiese H.* Geomagnetische tiefentellurik, Teil 2, Die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen winderstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen // *Geofisica Pura e Applicata*. 1962. V. 52. P. 83–103.