

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Шагарова Наталья Максимовна

**Трехмерная геоэлектрическая модель Ильменской аномалии коровой
электропроводности по результатам магнитотеллурических зондирований**

Специальность 1.6.9. Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, доцент
Куликов Виктор Александрович

Москва – 2026

Оглавление

Оглавление.....	2
Введение.....	5
Глава 1. Современные представления о строении докембрийского фундамента и геофизическая изученность центральной части Восточно-Европейской платформы	15
1.1. Геологическое строение докембрийских комплексов ВЕП.....	15
1.2. Геофизические исследования региона	28
Глава 2. Возможная природа коровых проводников.....	39
2.1. Электропроводящая концепция.....	39
2.2. Флюидная концепция.....	41
2.3. Коровые аномалии электропроводности на территории России и сопредельных стран	42
2.4. Углеродсодержащие породы сортавальской серии как возможный источник коровых аномалий	45
2.5. К вопросу о природе Ильменской аномалии.....	48
Глава 3. Методика магнитотеллурических наблюдений	50
3.1. Аппаратура.....	52
3.2. Методика работ и обработка данных	54
3.3. Характеристика района работ и источники помех	56
3.4. Хронология полевых работ	57
3.5. Качество магнитотеллурических данных и влияние солнечной активности.....	58
3.6. Рекомендации по оптимизации режима измерений	60
Глава 4. Качественный анализ МТ-данных	62

4.1. Анализ карт кажущихся сопротивлений.....	62
4.2. Параметры неоднородности.....	73
4.3. Магнитовариационные параметры.....	78
4.4. Выводы по главе.....	82
Глава 5. Построение геоэлектрической модели осадочного чехла.....	84
5.1. Обоснование одномерного подхода к интерпретации	84
5.2. Геологическое и гидрогеологическое строение осадочного чехла.....	86
5.3. Геоэлектрические свойства осадочных пород и принципы их интерпретации	93
5.4. Построение геоэлектрических моделей осадочного чехла вдоль МТ-профилей	96
5.5. Построение карты мощности осадочного чехла.....	101
5.6. Карты изогипс региональных водоупоров	101
5.7. Пространственное распределение УЭС водоносных горизонтов и выявление аномальных зон	102
5.8. Детализация строения осадочного чехла в районе г. Старая Русса.....	104
5.9. Природа выявленных аномалий и связь с Ильменской шовной зоной	107
Глава 6. Создание опорной 2D-модели по профилю Ямм–Торжок.....	109
6.1. Геологическое строение района работ вдоль линии профиля УТ	109
6.2. Анализ магнитотеллурических параметров по профилю	112
6.3. Подготовка данных к двумерной инверсии.....	113
6.4. Результаты двумерной инверсии и итоговая модель УЭС	115
Глава 7. Трехмерная инверсия и построение 3D-модели УЭС Ильменской аномалии.....	118
7.1. Создание стартовой модели для трехмерной инверсии	118

7.2. Автоматическая трехмерная инверсия.....	122
7.3. Трехмерная геоэлектрическая модель	132
7.4. Сопоставление с моделью, полученной от однородного полупространства	141
7.5. Сопоставление геоэлектрической модели с тектоникой кристаллического фундамента.....	143
7.6. Анализ потенциальных полей.....	145
7.7. Двумерный подбор блочных моделей плотности.....	149
7.8. Геолого-геофизическая модель по профилю GT	157
7.9. Палеотектоническая реконструкция	160
Заключение	167
Перечень сокращений, условных обозначений и символов	173
Список литературы	174

Введение

К коровым аномалиям электропроводности относят области земной коры, характеризующиеся низкими значениями удельного электрического сопротивления (от первых единиц до сотен Ом·м) на глубинах от нескольких километров до границы Мохоровичича. Такие аномалии часто имеют тектоническую природу и пространственно приурочены к зонам глубинных разломов, шовным зонам, рифтогенным структурам или зонам палеосубдукции.

Актуальность

Коровые аномалии электропроводности являются неотъемлемой частью строения земной коры и представляют значительный научный и практический интерес. Накопленный мировой опыт показывает, что многие крупнейшие месторождения полезных ископаемых пространственно связаны с зонами повышенной электропроводности в земной коре [Поспеева, 2021].

К таким примерам можно отнести выявленную в работах [Kirkby et al., 2022] устойчивую пространственную корреляцию между золоторудными месторождениями орогенных поясов и среднекоровыми проводниками, а также между порфировыми медными месторождениями и областями пониженного сопротивления пород верхней мантии. В Австралии установлена связь между нижнекоровыми проводниками и крупнейшими IOCG-месторождениями (Iron Oxide Copper Gold – железоокисдно-медно-золотые гидротермальные месторождения), включая Olympic Dam [Murphy et al., 2022; Thiel et al., 2026]. На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) железорудные месторождения Курской магнитной аномалии расположены над Курской ветвью Барятинской аномалии коровой электропроводности [Куликов и др., 2018], крупнейшие железорудные, урановые и графитовые месторождения Криворожско-Кременчугской провинции приурочены к одноименной аномалии [Жамалетдинов, Кулик, 2012], а в пределах Ладожско-Ботнической зоны известны месторождения медных, никелевых и полиметаллических руд [Соколова и др., 2016].

Согласно Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года [Стратегия..., 2024], расширение и воспроизводство минерально-сырьевой базы страны является важнейшей государственной задачей. Учитывая установленную связь крупных месторождений с зонами повышенной проводимости коры, изучение коровых аномалий электропроводности приобретает особую актуальность как элемент регионального этапа прогнозирования и поиска новых месторождений полезных ископаемых.

На Восточно-Европейской платформе коровые аномалии электропроводности наиболее детально изучены в пределах положительных форм рельефа поверхности фундамента – таких как Балтийский щит [Ковтун, 1989; Жамалетдинов, 2006], Воронежская антеклиза [Куликов и др., 2018], Украинский щит [Рокитянский, 1975] и Ладжская моноклиналь [Ионичева, 2022] – где мощность осадочного чехла невелика или он отсутствует. Однако в центральной части платформы, перекрытой мощным осадочным чехлом, изучение коровых проводников долгое время представляло серьезную проблему. Осадочный чехол, особенно в области крупных авлакогенов и грабенов, является мощным экраном для электромагнитных полей, что существенно затрудняет выделение и изучение глубинных коровых структур.

Ильменская аномалия электропроводности, расположенная в центральной части Восточно-Европейской платформы, оставалась недостаточно изученной по сравнению с перечисленными выше структурами. Предшествующие исследования носили единичный и преимущественно качественный характер: аномалия была обнаружена И.И. Рокитянским по магнитовариационным данным [Рокитянский и др., 1981], позднее зафиксирована на карте проводимости коры [Фельдман, Эринчек, 2009], а ее северо-восточное продолжение подтверждено в ходе 3D-инверсии данных Южного Приладожья [Ионичева, 2022]. Однако вопросы о детальной пространственной структуре аномалии, ее латеральной протяженности, глубинном строении, геологической природе и, что особенно важно, о характере связи с Ладжской аномалией электропроводности оставались открытыми.

Ответить на эти вопросы возможно только при построении полной трехмерной геоэлектрической модели Ильменской аномалии. В связи с этим возникла необходимость проведения детальных площадных магнитотеллурических работ с использованием современной высокоточной аппаратуры, позволяющей надежно выделить коровые проводники, перекрытые мощным проводящим осадочным чехлом, и построить их количественную трехмерную модель.

Степень разработанности темы исследования

Изучение коровых аномалий электропроводности на Восточно-Европейской платформе имеет многолетнюю историю и связано прежде всего с работами И.И. Рокитянского и его коллег, которые в 1970-х – начале 1980-х годов методом магнитовариационного профилирования выявили на территории платформы ряд крупных коровых проводников, включая Кировоградскую, Ладожскую и Ильменскую аномалии [Рокитянский и др., 1981; Рокитянский и др., 1982]. В последующие десятилетия эти аномалии стали ключевыми объектами магнитотеллурических исследований, направленных на изучение глубинного строения и тектонической эволюции платформы.

Существенный вклад в изучение коровой электропроводности Восточно-Европейской платформы внесли работы по программе «Московская синеклиза», проводившиеся в 1990-е годы, а также опорный геофизический профиль 1-ЕВ, отработанный в 2001 году. По результатам этих работ совместно с обобщением многолетних данных была уточнена карта проводимости коры Восточно-Европейской платформы [Фельдман, Эринчек, 2009].

Начиная с 2007 года, систематические исследования коровых аномалий электропроводности на платформе ведутся объединенной научной группой, в состав которой входят Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, ООО «Северо-Запад» и Геологический институт РАН. В рамках проекта KIROVOGRAD (2007–2015 гг.) на западном склоне Воронежской антеклизы было выполнено более 600 магнитотеллурических зондирований, позволивших детально изучить

Кировоградскую, Бяратинскую и Курскую коровые аномалии [Варенцов и др., 2012; Куликов и др., 2018]. Продолжением этих работ стал эксперимент SMOLENSK (2018–2020 гг.), охвативший область Слободского тектоно-геодинамического узла на сочленении Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии [Иванов и др., 2019; Варенцов и др., 2021]. Важным методическим итогом этих исследований стало обоснование необходимости учета трехмерности геоэлектрической среды и проведения 3D-инверсии магнитотеллурических данных.

Особое место в ряду коровых аномалий Восточно-Европейской платформы занимает Ладожская аномалия электропроводности, расположенная в юго-восточной части Балтийского щита на границе архейского Карельского и палеопротерозойского Свекофеннского геоблоков. История ее изучения насчитывает более пятидесяти лет и связана с работами целого ряда научных коллективов. Значительный вклад в исследование аномалии внесли сотрудники Санкт-Петербургского государственного университета, Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А.П. Карпинского, Института геологии Карельского научного центра РАН и других организаций [Васин, 1988; Ковтун, 1989; Ковтун и др., 1998; Жамалетдинов, 2006]. Изучение глубинного строения литосферы Фенноскандинавского щита, включая Ладожскую зону, было продолжено в рамках международного эксперимента BEAR [Ковтун, Варданянц, 2005; Ковтун, Варданянц, 2012].

С 2013 года к исследованиям Ладожской аномалии подключились сотрудники МГУ имени М.В. Ломоносова, ИФЗ РАН и ГИН РАН, в основном исследования были направлены на изучение южной ветви аномалии [Голубцова и др., 2015; Соколова и др., 2016; Таран и др., 2017]. Юго-восточная часть Ладожской аномалии, скрытая под платформенным чехлом, также исследовалась с привлечением аудиомантителлурических зондирований и гравиметрических данных [Stepanov et al., 2016]. Обобщение результатов многолетних магнитотеллурических и магнитовариационных исследований в Южном Приладожье выполнено в диссертации А.П. Ионичевой [Ионичева, 2022], где была

построена трехмерная геоэлектрическая модель региона и выделена Ильменская аномалия как самостоятельная структура северо-восточного простирания.

На фоне этой длительной истории исследований Ильменская аномалия коровой электропроводности оставалась наименее изученной. Сведения о ней до недавнего времени ограничивались первичной локализацией по магнитовариационным данным [Рокитянский и др., 1982], оценкой глубины верхней кромки аномального тела (~8–10 км) и гипотезой о ее связи с Ладожской аномалией. Позднее аномалия была зафиксирована на сводной карте проводимости коры [Фельдман, Эринчек, 2009], а ее северо-восточное продолжение подтверждено в ходе 3D-инверсии данных по Южному Приладожью [Ионичева, 2022]. Однако вопросы о детальной пространственной структуре аномалии, ее латеральной протяженности, глубинном строении, геологической природе и, что особенно важно, о характере связи с Ладожской аномалией электропроводности оставались открытыми. Серьезным препятствием для ее изучения служило экранирующее влияние мощного проводящего осадочного чехла Валдайского авлакогена и Главного девонского поля. Это и определило необходимость проведения настоящего исследования.

Цель и задачи исследования

Цель работы – построение трехмерной геоэлектрической модели Ильменской коровой аномалии, определение количественных параметров аномалии электропроводности в пределах области между 56-59° северной широты и 28-34° восточной долготы.

Задачи исследования:

1. Сбор и анализ результатов предыдущих магнитотеллурических исследований, сопутствующей геофизической информации и априорной геологической информации по осадочному чехлу и кристаллическому фундаменту центральной и северо-западной частей Восточно-Европейской платформы.
2. Проведение полевых работ методом магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований для уточнения строения Ильменской

аномалии на территории Ленинградской, Новгородской, Псковской и Тверской областей;

3. Освоение, тестирование и внедрение в практику полевых работ нового аппаратного комплекса NORD для магнитотеллурических исследований, разработанного в компании «Северо-Запад», г. Москва;
4. Разработка оптимальной методики полевых наблюдений АМТЗ/МТЗ/ГМТЗ на основе изучения временных характеристик спектральной активности естественного электромагнитного поля Земли;
5. Проведение электроразведочных работ в Северном Приладожье с целью уточнения геоэлектрических свойств раннепротерозойских метаморфических комплексов;
6. Построение карты горизонтального магнитного тензора с привлечением данных базовой станции на геофизическом полигоне МГУ в д. Александровка (Юхновский район, Калужская область).
7. Построение трехмерной геоэлектрической модели осадочного чехла в пределах площади исследований с количественным определением УЭС крупных водоносных горизонтов;
8. Проведение двумерной инверсии полученных автором МТ-данных по отдельным профилям и трехмерной инверсии по всему массиву данных;
9. Визуальная оценка приуроченности аномалий гравитационного и магнитного полей к положению коровых проводников;
10. Корректировка известных структурных и геологических границ с привлечением новой трехмерной геоэлектрической модели.

Объект и предмет исследования

Объектом исследования являются коровые проводящие зоны северо-западной и центральной частей Восточно-Европейской платформы.

Предметом исследования является Ильменская аномалия коровой электропроводности, сопутствующие ей проводящие зоны в земной коре и ее возможная связь с Ладожской аномалией электропроводности.

Научная новизна

В работе впервые построена трехмерная геоэлектрическая модель Ильменской аномалии коровой электропроводности в условиях мощного проводящего осадочного чехла, суммарная продольная проводимость которого на территории исследований изменяется от 100 до 3000 См при мощности осадков до 4 км в осевой части Валдайского авлакогена.

На территории Главного девонского поля Восточно-Европейской платформы построена детальная геоэлектрическая модель осадочного чехла с определением удельных электрических сопротивлений четырех региональных водоносных горизонтов: нижневендского, верхневендско-нижнекембрийского, верхнекембрийско-ордовикско-силурийско-нижнедевонского и среднедевонского.

Теоретическая и практическая значимость

Теоретическая значимость заключается в установлении пространственной связи Ильменской и Ладожской аномалий электропроводности, что вносит вклад в понимание глубинного строения и тектонической эволюции северо-запада Восточно-Европейской платформы.

В качестве практической значимости работы можно отметить, что картирование зон повышенной электропроводности и их выходов к поверхности относится к региональному этапу прогнозирования полезных ископаемых, поскольку такие зоны зачастую обладают повышенной проницаемостью и контролируют размещение крупных металлогенических поясов и месторождений.

Построенная геоэлектрическая модель осадочного чехла Главного девонского поля с определением УЭС четырех региональных водоносных горизонтов представляет самостоятельную практическую ценность для гидрогеологических исследований региона.

Полученные результаты по изучению коровой аномалии электропроводности в условиях мощного проводящего осадочного чехла вносят вклад в развитие методики интерпретации данных МТЗ в сложных геоэлектрических условиях, что может применяться при проведении аналогичных работ на других участках платформы с мощным осадочным чехлом.

Результаты диссертационной работы могут быть использованы в учебном курсе «Электромагнитные зондирования при решении глубинных задач», читаемом в МГУ им. М.В. Ломоносова для магистрантов по направлению «Геология».

Методология и методы исследования

При проведении полевых измерений методом МТЗ и АМТЗ использовались магнитотеллурические станции «МЭРИ-Про» и новые магнитотеллурические станции NORD производства компании ООО «Северо-Запад» с датчиками IMS-010 и IMS-015 фирмы ООО «ВЕГА».

Обработка записей электромагнитных полей осуществлялась с помощью сертифицированной программы оценивания МТ/МВ передаточных функций EPI-KIT, разработанной в ООО «Северо-Запад» (автор – Епишкин Д.В.). Углубленная обработка полученных данных проводилась в программной системе МТ-Corrector (ООО «Северо-Запад»).

Для качественного анализа данных применялся программный комплекс Inversio, разработанный в ООО «НТЦ Северо-Запад».

При написании диссертационной работы для проведения двумерных и трехмерных инверсий полевых МТ-данных использовались современные сертифицированные программы «IPI МТ (Бобачев А.А.)», «ZondMT2D» (Каминский А.Е.) и ModEM (G. Egbert, A. Kelbert). Ручной подбор моделей по потенциальным полям производился в программе «GravMagInv2D» (Чепиго Л.С.).

Степень достоверности и достаточность апробации

Достоверность полученных результатов обеспечивается использованием современного высокоточного геофизического оборудования при проведении полевых магнитотеллурических зондирований, применением апробированных методик обработки и интерпретации данных МТЗ, а также согласованностью полученных результатов с независимыми геолого-геофизическими данными по региону исследований.

Основные положения диссертационной работы докладывались на российских и международных научных конференциях и семинарах: The 26th

Electromagnetic Induction Workshop (EMIW2024, Beppu, Japan), IX Всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского, Л.Л. Ваньяна и В.И. Дмитриева ЭМЗ-2025 (Иркутск), Международная геолого-геофизическая конференция и выставка «ГеоЕвразия-2024» (Москва), Всероссийская конференция «Электроразведка» (2022, 2024, Москва), Международная научно-практическая конференция «Инженерная и рудная геофизика» (2025, Екатеринбург), Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (2022, 2023, 2025, Москва), Ломоносовские чтения – 2025, 50-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова (2024).

Основные положения, результаты и выводы диссертации отражены в 7 научных трудах, 6 из которых опубликованы в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности и отрасли наук.

Фактический материал и личный вклад

В основу диссертации положены данные магнитотеллурических зондирований, полученные в ходе учебно-научных и факультативных практик, а также при проведении научно-исследовательских работ на территории Новгородской, Псковской, Тверской, Ленинградской, Калужской областей и Республики Карелия. Полевые работы проводились с 2020 по 2025 гг., автор принимала непосредственное участие в полевых магнитотеллурических зондированиях, обработке и интерпретации полученных данных с 2022 г.

Подготовка к публикации полученных результатов проводилась совместно с соавторами, причем вклад соискателя в проведении полевых работ, обработке, анализе и интерпретации данных был определяющим. Соискателем также была проведена значительная работа по подготовке иллюстративного материала и текста статей, их представлению в редакции журналов и переписке с редакторами и рецензентами.

Защищаемые положения

1. Ось Ильменской коровой аномалии электропроводности в южной части простирается субмеридионально и проходит вдоль 31° в.д., а севернее 58° с.ш. ось аномалии поворачивает по азимуту 25° на северо-восток.

2. Влияние сутурной зоны, с которой отождествляется Ильменская аномалия, прослеживается вплоть до осадочного чехла, проявляясь в виде пониженных значений УЭС позднепротерозойских и палеозойских водоносных горизонтов.

3. Осевая часть Ильменской аномалии верхнекоровой электропроводности маркирует шовную зону, в бортах которой развиты надвиги встречной (западной и восточной) вергентности. Низкие удельные сопротивления шовной зоны обусловлены присутствием графитсодержащих метаморфических пород.

Структура и объем работы

Диссертация содержит список сокращений, введение, семь глав, заключение, список литературы из 79 наименований. Она состоит из 182 страниц текста, 90 иллюстраций и 6 таблиц.

Глава 1. Современные представления о строении докембрийского фундамента и геофизическая изученность центральной части Восточно-Европейской платформы

1.1. Геологическое строение докембрийских комплексов ВЕП

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) – одна из крупнейших геоструктур на территории Российской Федерации. Она охватывает восточную, преобладающую по своим размерам часть Европы. Платформа граничит с фанерозойскими орогенами: на севере и востоке – с Норвежским, Тимано-Канинским и Уральским, на западе через Трансьевропейскую структурную зону – с герцинскими структурами Центральной Европы, вдоль южной границы ВЕП протягиваются орогены Альпийского пояса [Минц и др., 2010]. Докембрийский фундамент ВЕП характеризуется сложным многослойным строением. Фундамент ВЕП состоит преимущественно из архейских и палеопротерозойских пород (Рисунок 1).

В результате многолетних геологических исследований был разработан целый ряд тектонических моделей строения кристаллического фундамента ВЕП. На данный момент одной из основных является схема трехчленного деления Восточно-Европейского кратона, разработанная С.В. Богдановой (Рисунок 2) [Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2001; Bogdanova et al., 2005; Bogdanova et al., 2016].

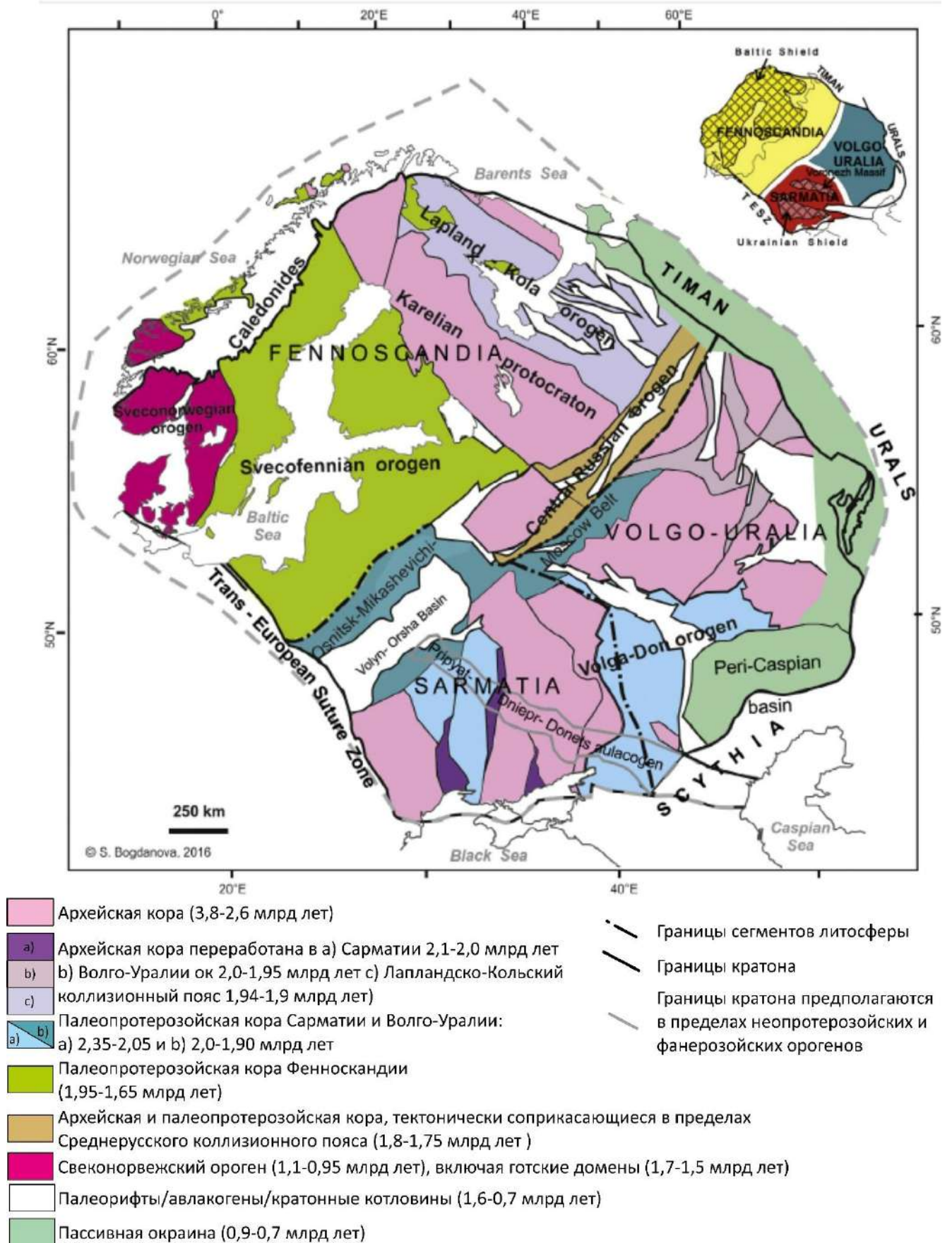


Рисунок 1 – Тектоническое районирование докембрийского фундамента ВЕП [Bogdanova et al., 2016]

Согласно данной схеме в строении древнего кратона выделяются три сегмента: Фенноскандинавский, Сарматский и Волго-Уральский, которые разделены палеопротерозойскими сутурными зонами. При этом главные тектонические нарушения и шовные зоны, выделенные по цепочкам линейных магнитных и гравитационных аномалий, ориентированы радиально и сходятся в центральной части ВЕП [Гарецкий, Каратаев, 2009]. Эта же закономерность повторяется в особенностях распределения систем авлакогенов ВЕП, причем предполагается, что наиболее протяженные ветви авлакогенов наследуют палеопротерозойские сутурные зоны, разделяющие главные сегменты фундамента ВЕП [Чамов, 2016; Колодяжный, 2018а; Колодяжный, 2018б; Колодяжный и др., 2021].

В тектоническом строении северо-восточной части Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии доминирующую роль играют области с древней архейской корой. Волго-Уральский сегмент характеризуется развитием обширных территорий, сложенных архейскими гранулитогнейсовыми комплексами. В его структуре выделяются обособленные субизометричные овоиды, построенные из пород повышенной плотности и имеющие глубокие мантийные корни. Эти структурные элементы окружены протяженными поясами, формирующими складчато-надвиговые комплексы в пределах верхней коры [Богданова, 1986; Минц и др., 2010].

Карельский кратон и центральная часть Сарматии характеризуются наличием архейского гранит-зеленокаменного фундамента. В западной части Фенноскандии земная кора практически полностью сформирована из палеопротерозойских пород, образующих Свекофеннский аккреционно-коллизийный ороген [Bogdanova et al., 2015; Минц и др., 2010]. Архейские домены различных порядков имеют характерные клиновидные или овальные очертания. Они ограничены палеопротерозойскими поясами (возраст 2.5–1.7 млрд лет) различного петрографического состава и тектонического происхождения, что свидетельствует о сложной истории формирования этих геоструктур.

В результате многолетних комплексных исследований, включающих как геологические, так и геофизические методы изучения, был создан новый комплект карт и схем тектонического районирования фундамента ВЕП [Минц и др., 2010], в которых были сохранены основные принципы тектонического районирования фундамента ВЕП, разработанные ранее С.В. Богдановой и ее коллегами.

Ключевым отличием новой тектонической модели стало обоснование геодинамической позиции крупного Лапландско-Среднерусско-Южно-Прибалтийского (ЛСП) коллизионно-орогенного пояса, имеющего складчато-надвиговое строение. Рассматриваемый палеоороген характеризуется значительными размерами: его протяженность достигает нескольких тысяч километров, а ширина составляет сотни километров [Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 1996]. Этот пояс играет роль естественного разделителя между основными сегментами фундамента ВЕП, к которым относятся Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралья (Рисунок 2). Согласно предложенной концепции, формирование ЛСП палеоорогена произошло в результате коллизионного взаимодействия перечисленных выше коровых сегментов ВЕП (одноименных микроконтинентов) в конце палеопротерозоя (1.9–1.75 млрд лет назад).

Впоследствии схема М.В. Минца была упрощена и переосмыслена С.Ю. Колодяжным. Схема тектонического районирования была дополнена структурной информацией, полученной в процессе полевых работ, дешифрирования карт магнитных и гравиметрических аномалий, а также анализа опубликованных материалов (Рисунок 3) [Колодяжный, 2018a].

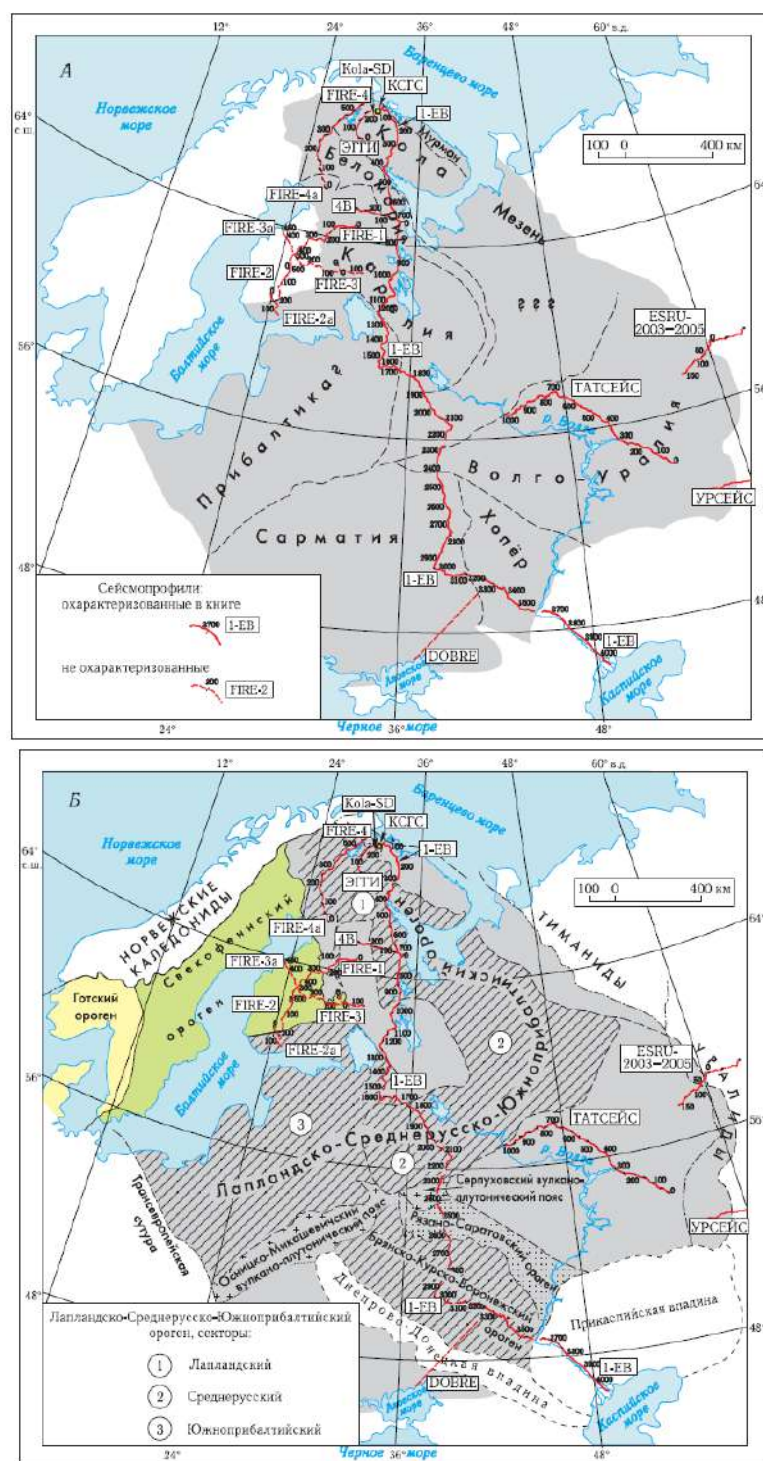


Рисунок 2 - Схема тектонического районирования и главные тектонические структуры фундамента Восточно-Европейской платформы, сформированные: А – к концу неоархей и Б – к концу палеопротерозоя (также показаны неопротерозойский Готский ороген и неопротерозой-палеозойские орогены в обрамлении ВЕП). Обозначения главных тектонических структур: Карелия – Карельский аккреционно-коллизонный ороген, Кола – Кольский микроконтинент, Беломория – Беломорский АКО, Волго-Уралыя – Волго-Уральский гранулитогнейсовый ареал, Прибалтика – гипотетический сегмент архейской коры; палеопротерозойские орогены, за исключением Свекофеннского аккреционного орогена – внутриконтинентальные коллизонные орогены [Минц и др., 2010]

В строении фундамента ВЕП доминируют обширные сегменты с корой архейского возраста (3.6-2.6 млрд лет). Внутри этих сегментов выделяются массивы второго порядка, формирующие сложную тектоническую мозаику. Карельский кратон и Сарматский сегмент ВЕП характеризуются наличием архейского гранит-зеленокаменного фундамента. Волго-Уральский сегмент представляет собой особую геодинамическую область, где развиты архейские гранулит-гнейсовые комплексы. В его строении выделяются субизометричные структуры повышенной плотности с глубокими мантийными корнями, окруженные протяженными складчато-надвиговыми поясами. Архейские домены имеют различные морфологические формы: клиновидные (как Кольско-Мезенский, Волго-Уральский, Курский и Хопровский массивы Сарматии) или овальные (Карельский кратон). Эти домены ограничены палеопротерозойскими поясами различного состава и происхождения, возраст которых составляет 2.5-1.7 млрд лет [Колодяжный, 2018a].

Особого внимания заслуживает Лапландско-Беломорско-Среднерусский (ЛБС) палеоорогенный пояс – крупнейшая структура, охватывающая северные территории ВЕП и образующая мегаструктурную дугу вокруг Карельского кратона. В центральной части платформы этот пояс формирует центриклинальное замыкание, создавая уникальную геодинамическую конфигурацию. Примечательной особенностью палеопротерозойских поясов является их радиальная ориентировка в сочетании со спиралевидной закруткой по часовой стрелке, что формирует масштабную вихревую структуру всей платформы. Эта особенность неоднократно отмечалась исследователями, хотя подходы к ее интерпретации существенно различались. Протерозойские пояса и вершины клиновидных архейских кратонов сходятся в центральной части ВЕП, формируя округлую область диаметром 350-400 км. Ее центр располагается в районе Твери в верховьях Волги, а периферия соответствует очертаниям центриклинального замыкания западной части ЛБС пояса. Эта особая геодинамическая зона рассматривается как Верхневолжская провинция, фундамент которой представляет значительный научный интерес [Колодяжный, 2018a].

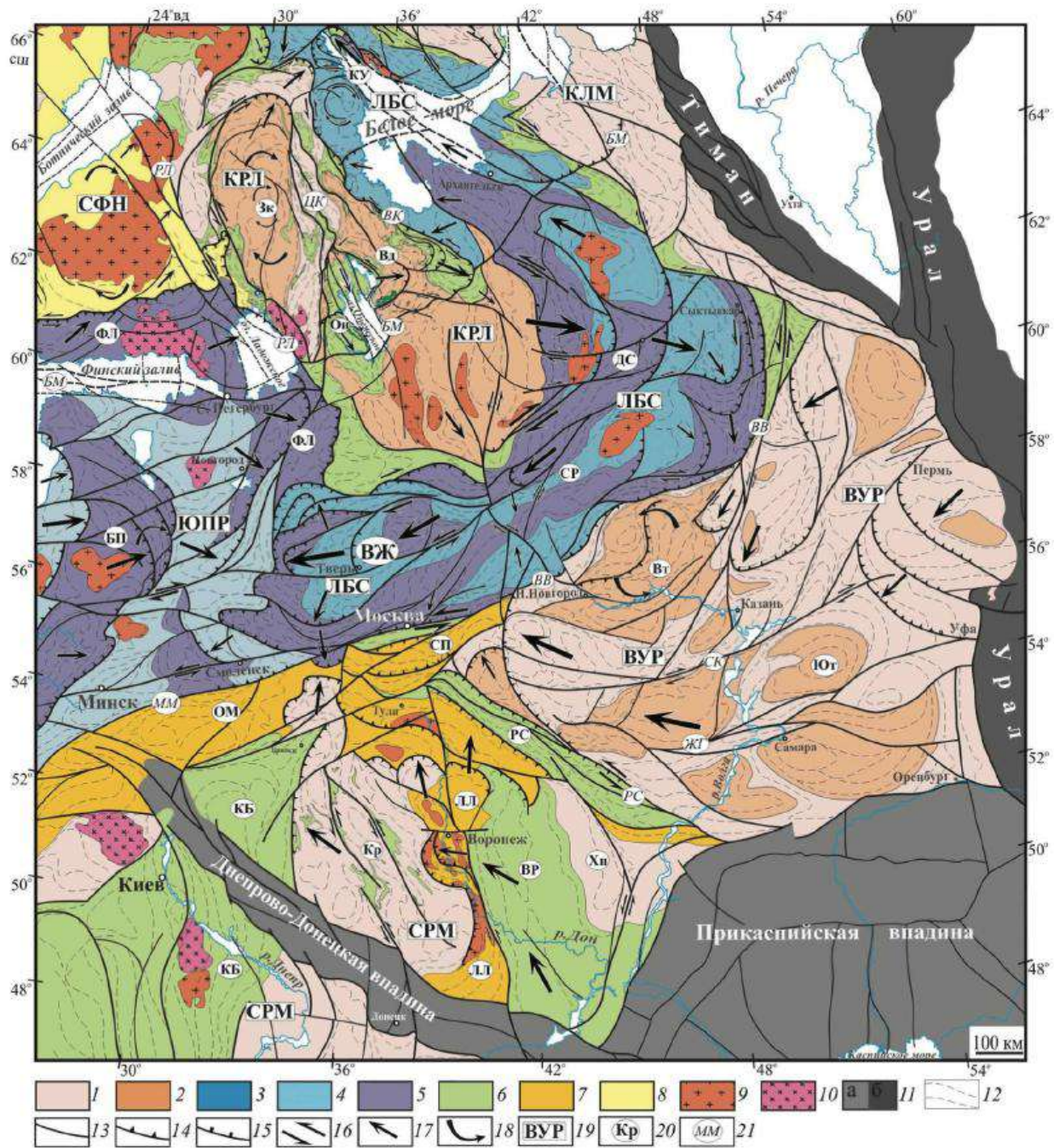


Рисунок 3 – Структурная схема фундамента Восточно-Европейской платформы. 1–2 – архейские кратоны (1) и их внутренние массивы (2); 3–4 – интенсивно переработанные в палеопротерозое гнейсы различного возраста; 5 – палеопротерозойские гранулиты; 6–9 – палеопротерозойские комплексы: 6 – вулканогенно-осадочные (рифтогенные и окраинно-континентальные), 7 – вулканоплутонические (активные окраины), 8 – вулканогенно-осадочные (островодужно-аккреционные), 9 – гранитоидные, 10 – граниты-рапакиви; 11 – фанерозойские впадины (а) и орогенные пояса (б); 12 – структурные линии; 13 – 15 – разрывы: 13 – преимущественно взбросо-сдвиги, 14 – взбросо-надвиги, 15 – сбросы; 16 – 17 – направления свекофеннских перемещений: 16 – сдвиговые, 17 – надвиговые, 18 – ротационные; 19 – 21 – названия структур: 19 – первого, 20 – второго порядков, 21 – долгоживущих зон сдвига [Колодяжный, 2018а]

Слободской геодинамический узел аналогичного типа в понимании С.Ю. Колодяжного является частным элементом и соответствует западной окраине Верхневолжской структуры. Понятие «тектоно-геодинамический узел» ввел Р.Г. Гарецкий с коллегами, они рассматривали данную структуру в качестве главного узлового сегмента схождения трех главных сегментов ВЕП – Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, в том числе по поведению полосовых аномалий потенциальных полей (Рисунок 4Рисунок), крупнейших разломов и сутурных зон и систем авлакогенов [Гарецкий и др., 2002; Гарецкий, Каратаев, 2009]. Центр структуры, по мнению авторов, приурочен к Слободской возвышенности, расположенной в районе городов Витебска и Смоленска (Рисунок Рисунок 5).

На основании гравиметрического моделирования авторы предположили, что образование этой структуры связано с тектонофизическими процессами конца архея – начала протерозоя. Под воздействием интенсивных компрессионных сил и при повышенных температурах в мантийных слоях глубже 300 километров сформировалась особая астеносферная линза. Внутри этой структуры возникали вихревые потоки, что, по всей видимости, спровоцировало погружение материала земной коры трех основных блоков ВЕП в глубины литосферы, что напоминает процесс затягивания материала в водовороте (Рисунок 6Рисунок).

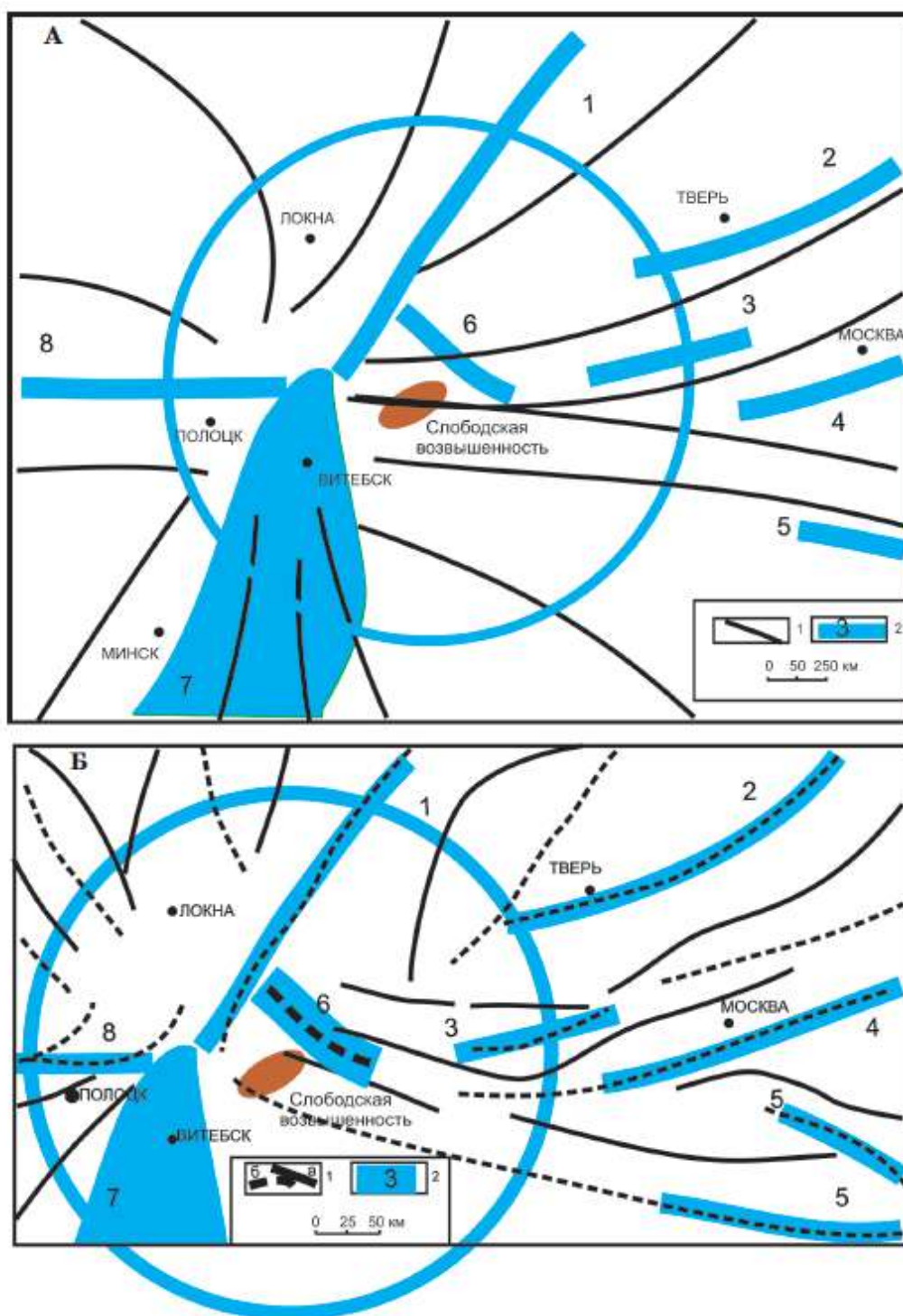


Рисунок 4 – Схема схождения осей магнитных (А) и гравитационных (Б) аномалий в зоне Слободского тектоно-геодинамического узла. А: 1 – оси положительных аномалий; 2 – авлаогены (1 – Валдайский, 2 – Тверской, 3 – Гжатский, 4 – Московский, 5 – Пачелмский, 6 – Пречистенский, 7 – Волыно-Оршанский), 8 – Полоцко-Курземский пояс разломов; Б: 1 – а – оси положительных аномалий, б – оси отрицательных аномалий; 2 – авлаогены [Гарецкий, Каратаев, 2009]

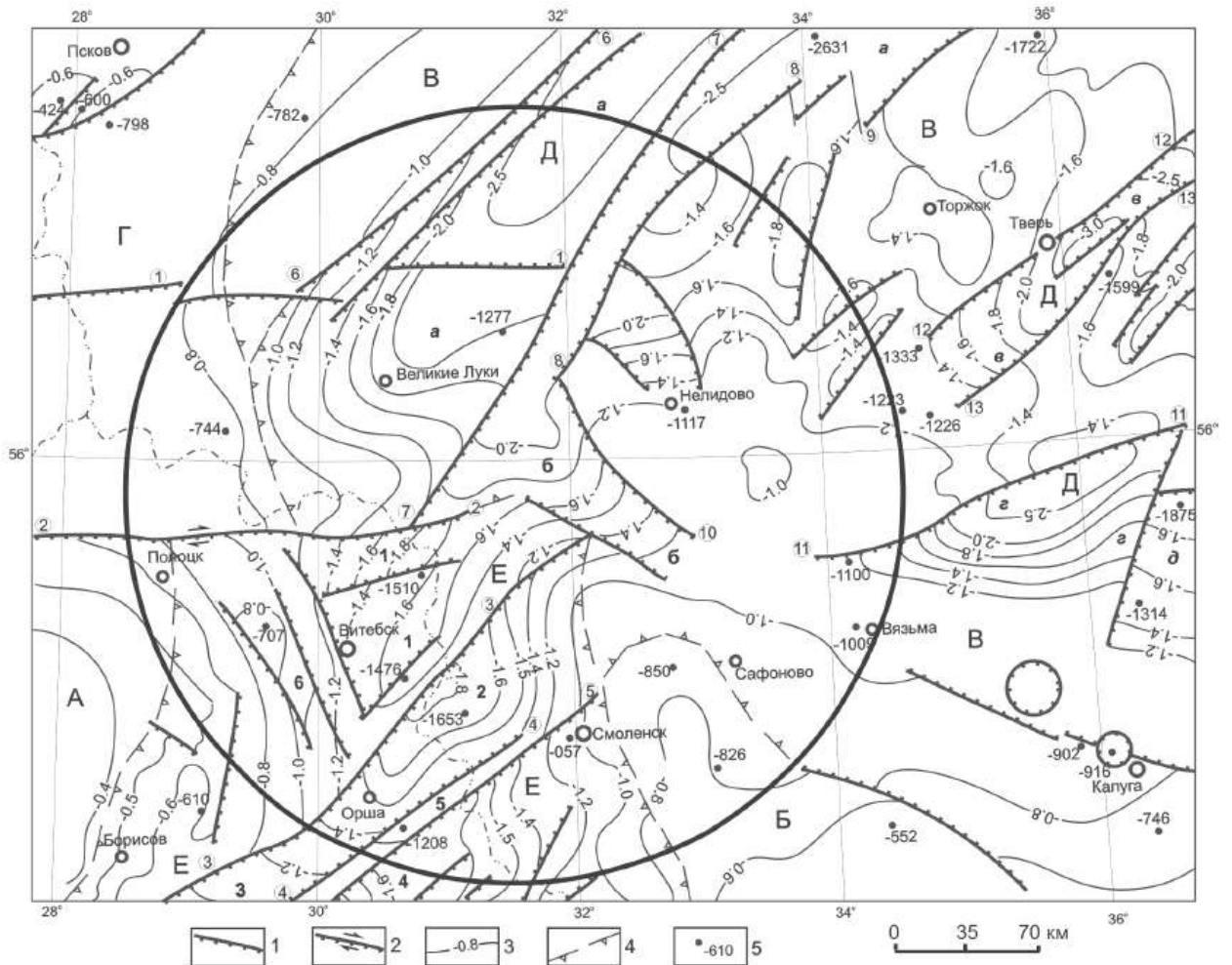


Рисунок 5 – Структурная карта поверхности фундамента Слободского тектоно-геодинамического узла и соседних структур. 1–2 – разломы: 1 – сбросы, 2 – сбросы со сдвиговой составляющей; 3 – изогипсы поверхности фундамента, км; 4 – условные границы структур; 5 – скважины и абсолютные отметки поверхности фундамента. Структуры: А–Б – антеклизы (А – Белорусская, Б – Воронежская), В – Московская синеклиза, Г – Латвийская седловина, Д – Среднерусский авлакоген, Е – Оршанская впадина; 1–6 – структуры Оршанской впадины: 1–2 – ступени (1 – Витебская, 2 – Руднянская), 3 – Червенский грабен, 4 – Могилевская мульда (ступень), 5–6 – горсты (5 – Центрально-Оршанский, 6 – Шумилинский). а–д – грабены Среднерусского авлакогена: а – Валдайский, б – Пречистенский, в – Тверской, г – Гжатский, д – Подмосковский. Цифры в кружках – основные разломы: 1 – Локненский, 2 – Полоцкий, 3 – Кохановский, 4 – Копысский, 5 – Смоленский, 6 – Холмский, 7 – Торпецкий, 8 – Селигерский, 9 – Молоковский, 10 – Бельский, 11 – Гжатский, 12 – Старицкий, 13 – Редкинский [Гарецкий, Каратаев, 2009]

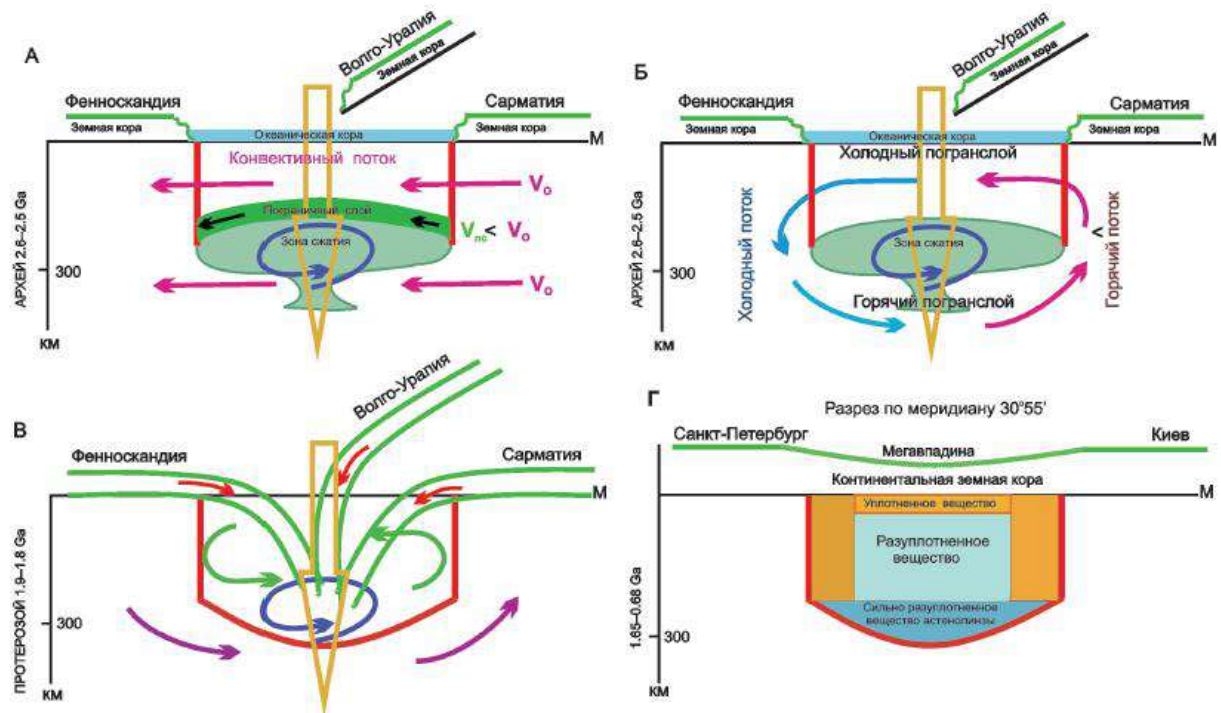


Рисунок 6 – Тектонофизическая модель формирования Слободского тектоно-геодинамического узла. А–Б – возможные механизмы конвекции вещества в архее; В – модель вихревого механизма в протерозое; Г – модель структуры, сформировавшейся к раннему рифею и середине венда; V_0 , V_{nc} – скорости перемещения вещества конвективной среды и пограничного слоя соответственно [Гарецкий, Каратаев, 2009]

Слободской узел, в центре которого располагается Витебский гранулитовый массив, с трех сторон обрамляется контрвергентными системами складчато-надвиговых структур и сутурных зон, сформировавшимися в конце палеопротерозоя (Рисунок 7Рисунок). С северо-запада расположены структуры Центрально-Белорусской шовной зоны и Южно-Прибалтийского (ЮПР) гранулитогнейсового пояса, с северо-востока – надвиги, ограничивающие Среднерусский сегмент ЛСП [Минц, 2011] или Волго-Уралию [Гарецкий, Каратаев, 2014; Bogdanova et al., 2015]. С юга предполагается наличие сутурной зоны, ограничивающей северную окраину Сарматии, в пределах которой развит Осницко-Микашевичско-Московский вулканоплутонический пояс [Аксаментова, 2002; Колодяжный, 2018а; Минц и др., 2010].

Предполагается, что Витебский массив представляет собой нижнекоровый фрагмент Осницко-Микашевичско-Московского вулканоплутонического пояса [Гарецкий, Каратаев, 2011; Bogdanova et al., 2015], либо образует часть

Среднерусско-Южно-Прибалтийского коллизионного орогена [Глубинное..., 2010; Минц, 2011].

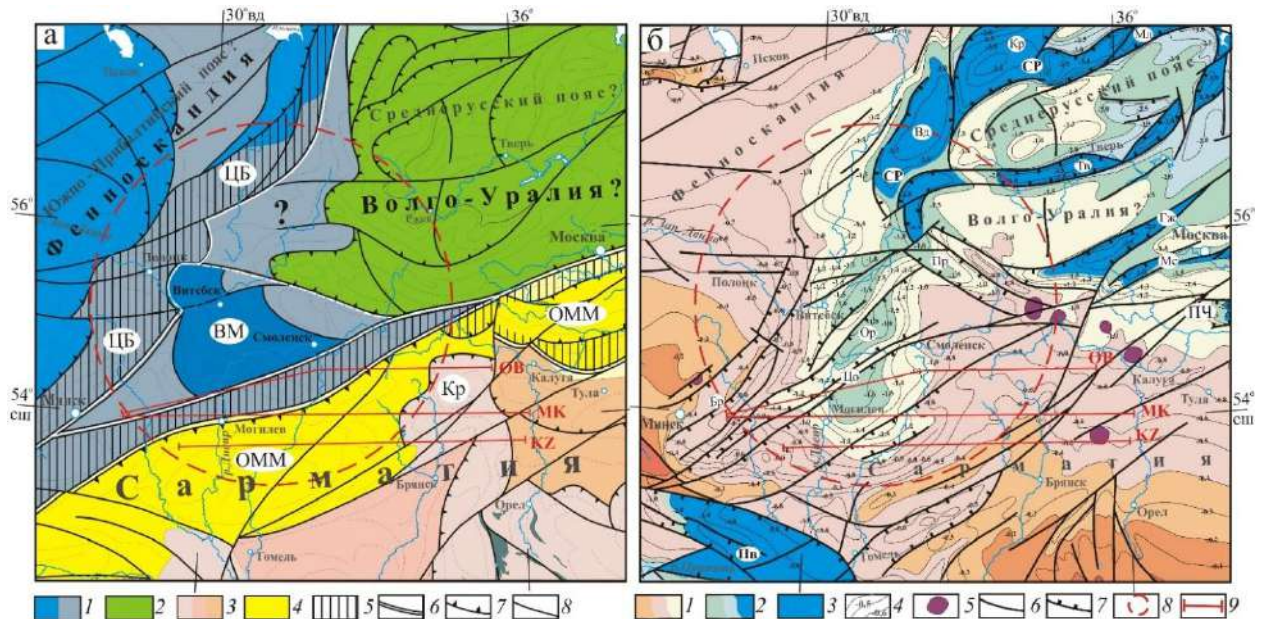


Рисунок 7 – Схемы строения фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы: а) архей – палеопротерозойский фундамент (с дополнениями по [Глубинное...2010; Гарецкий, Каратаев, 2011; Колодяжный, 2018а]); б) кровля фундамента (с дополнениями по [Нагорный, 2009; Колодяжный, 2018б]). На схеме (а). 1-3 – архей – палеопротерозойские комплексы: 1 – Фенноскандии, 2 – Волго-Уралии, 3 – Сарматии; 4 – палеопротерозойский вулcano-плутонический пояс окраины Сарматии; 5 – сутурные зоны; 6-8 – разломы: 6 – главные швы, 7 – надвиги, 8 – прочие. ЦБ – Центрально-Белорусская шовная зона; ВМ – Витебский гранулитовый массив; ОММ – Осницко-Микашевичско-Московский вулcano-плутонический пояс; Кр – выступ Курского блока Сарматии. На схеме (б). 1-3 – морфоструктуры кровли фундамента: 1 – поднятия, 2 – депрессии, 3 – авлакогены; 4 – изогипсы кровли фундамента; 5 – кольцевые депрессии; 6-7 – разломы: 6 – преимущественно сдвиги, 7 – сбросы; 8 – контуры Слободского узла; 9 – линии МТ-профилей. СР – авлакогены и впадины Среднерусской системы (Ор – Оршанская, Вд – Валдайская, Кр – Крестцовский, Мл – Молоковский, Тв – Тверской, Пр – Пречистенский, Гж – Гжатский, Мс – Московский); ПЧ – Пачелмский авлакоген; Пв – Припятская впадина; Цо – Центрально-Оршанский горст; Бр – Брагинская зона разломов

Осницко-Микашевичско-Московский (ОММ) пояс рассматривается в качестве активной окраины андийского типа, связанной с субдукцией Белорусской океанической плиты в юго-восточном направлении под Сарматия. Предполагается, что в раннем палеопротерозое (2.0–1.95 млрд лет назад) между Волго-Сарматией и Фенноскандией существовал широкий океан, остатки которого представлены комплексами Белорусской океанической плиты [Гарецкий, Каратаев, 2011, 2014]. Процесс постепенной субдукции Белорусской океанической плиты в юго-восточном направлении под континентальный сегмент новообразованной Волго-Сарматии привел к образованию ОММ вулcano-плутонического пояса.

Некоторые сведения указывают, что Сарматия развивалась независимо по отношению к более северным сегментам ВЕП и испытала с ними коллизийное взаимодействие лишь в свекофенское время (1.9–1.8 млрд лет), в результате чего сформировались ограничивающие ее сутурные зоны (Рязано-Саратовская, Минско-Могилевско-Московская) [Минц и др., 2010].

Важно отметить, что по материалам глубинных сейсмических зондирований по профилям, секущим Центрально-Белорусскую сутурную зону, построен ряд геологических моделей. В работе [Гарецкий, Каратаев, 2011] была разработана геологическая модель строения земной коры по материалам геотрансекта Евробридж-96. Верхнюю часть земной коры Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (БПП) авторы представляли системой листрических разломов, выполаживающихся в северо-западном направлении (Рисунок 8Рисунок). Формирование такой чешуйчато-надвиговой структуры было обусловлено деформациями верхней части коры БПП в результате тангенциальных тектонических движений.



Рисунок 8 – Фрагмент разреза земной коры по профилю Гродно–Старобин. 1–6 – гранитно-метаморфический слой – ассоциации: 1 – чарнокит-метабазит-гранулитовая, 2 – гранит-гнейсогранулитовая, 3 – чарнокит-гнейсогранулитовая, 4 – гранит-гнейсовая; 5, 6 – комплексы: 5 – гнейсосланцевый (околовская серия), 6 – высокотемпературных бластомилонитов; 7 – диоритовый слой; 8 – краевые глубинные разломы (Кореличский); 9 – главные надвиги и прочие разломы; 10 – условная граница между верхним и нижним структурными ярусами фундамента; 11 – условная верхняя граница диоритового слоя [Гарецкий, Каратаев, 2011]

1.2. Геофизические исследования региона

На территории ВЕП широко распространены коровые аномалии электропроводности, связанные с раннедокембрийским фундаментом. Среди наиболее значительных объектов такого типа выделяются Кировоградская и Ладожская аномалии, выявленные на территории Украинского и Балтийского щитов соответственно. Примечательно, что эти аномальные зоны характеризуются субмеридиональным простираанием и, согласно существующим предположениям, должны иметь продолжение в центральной части ВЕП [Жамалетдинов, Кулик, 2012].

Однако необходимо отметить, что именно центральная часть платформы оставалась недостаточно исследованной с помощью магнитотеллурических зондирований. Существующие геолого-геофизические данные, несмотря на их определенную ценность, оказались явно недостаточными для создания комплексной тектонической модели этой ключевой геодинамической провинции.

Для полноценного понимания тектонической структуры центральной части ВЕП требуется комплексный подход, включающий не только магнитотеллурические исследования, но и другие геофизические методы, а также детальный анализ геологических данных. Только такой подход позволит создать достоверную модель, отражающую все особенности строения и развития этой уникальной геодинамической провинции.

Впервые Ильменская аномалия коровой электропроводности была обнаружена И.И. Рокитянским в конце 70-х – начале 80-х годов XX века [Рокитянский и др., 1982]. По результатам магнитовариационных зондирований авторами была отмечена смена знаков вертикальной компоненты магнитного поля H_z между пунктами ЗА и НА, находившимися на востоке от озера Ильмень (Рисунок 9Рисунок).

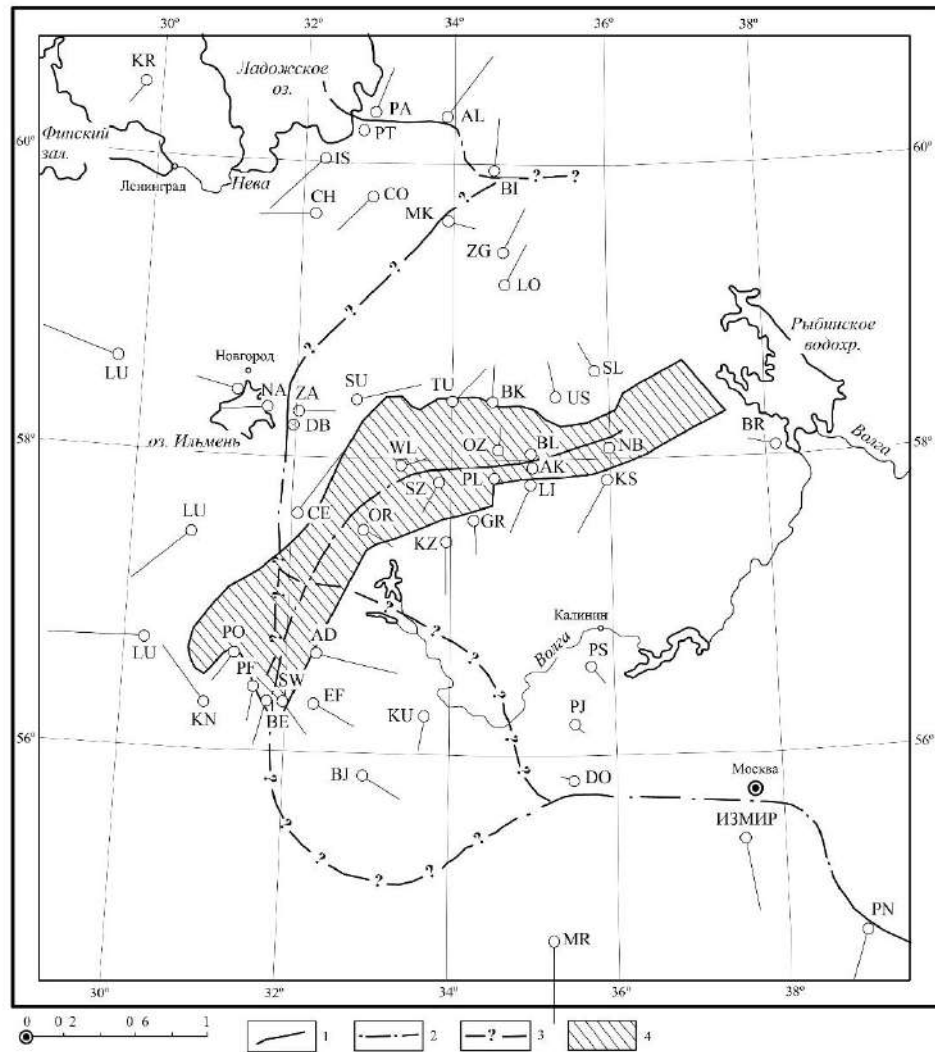


Рисунок 9 – Точки наблюдения, векторы Визе и ориентировочное положение осей аномалий электропроводности (1-3): 1 – участки, установленные надежно, 2 – участки, установленные весьма приблизительно, 3 – предполагаемые, 4 – Валдайский грабен, ограниченный изолинией 2000 м глубины до фундамента [Рокитянский и др., 1982]

Исходя из общей картины векторов Визе, авторы предположили, что аномалия электропроводности на восточном берегу озера Ильмень является продолжением Ладожской аномалии электропроводности, которую авторы зафиксировали чуть раньше в Приладожье [Рокитянский и др., 1981]. Также по результатам наблюдений северо-восточнее озера Ильмень (точка МК) авторы подтвердили поворот или ответвление Ладожской аномалии в юго-западном направлении.

По построенным кривым кажущегося сопротивления в районе Ильменской аномалии (точка DB) авторами была оценена глубина верхней кромки аномалии ~8-10 км. Также ими было отмечено, что поперечная кривая в пределах

наблюдаемого разброса точек не «чувствует» аномально проводящее тело, что говорит о том, что его ширина меньше или приблизительно равна глубине его верхней кромки. То есть его ширина не может существенно превышать 8-10 км (Рисунок 10Рисунок).

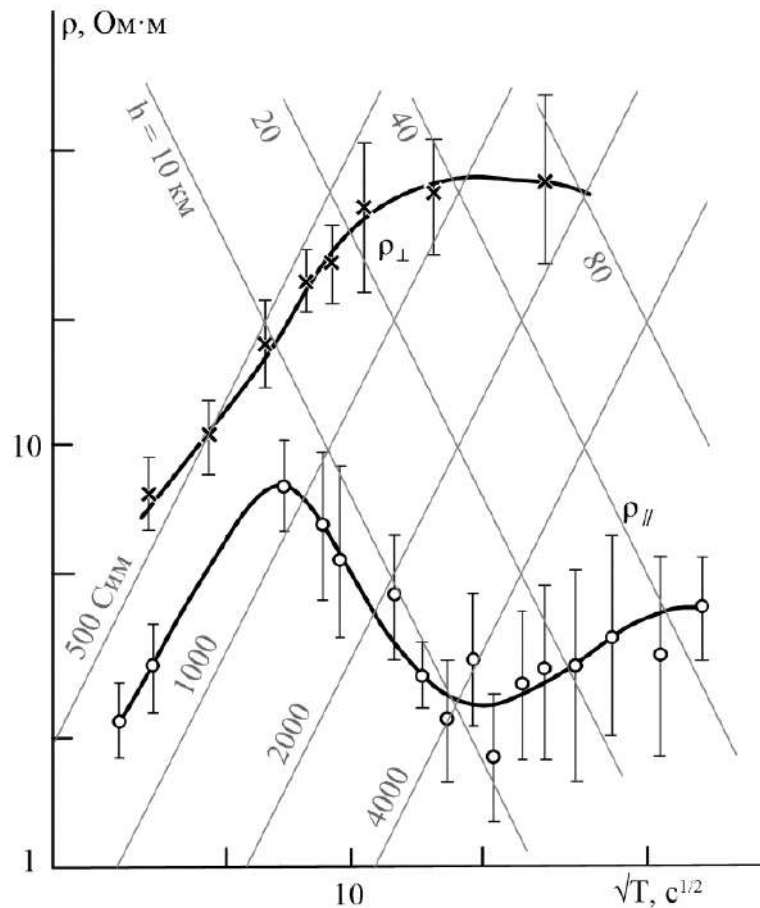


Рисунок 10 – Данные МТЗ над Приильменским участком аномалии в т. ДВ [Рокитянский и др., 1982]

В начале 2000-х годов проводились работы на опорном геофизическом профиле 1-ЕВ, пересекающем Восточно-Европейскую платформу от южной границы Балтийского щита до центральной части Прикаспийской впадины. По результатам интерпретации магнитотеллурических данных на данном профиле, а также в рамках проекта «Московская синеклиза», была построена карта проводимости коры ВЕП (Рисунок 11Рисунок) [Фельдман, Эринчек, 2009].

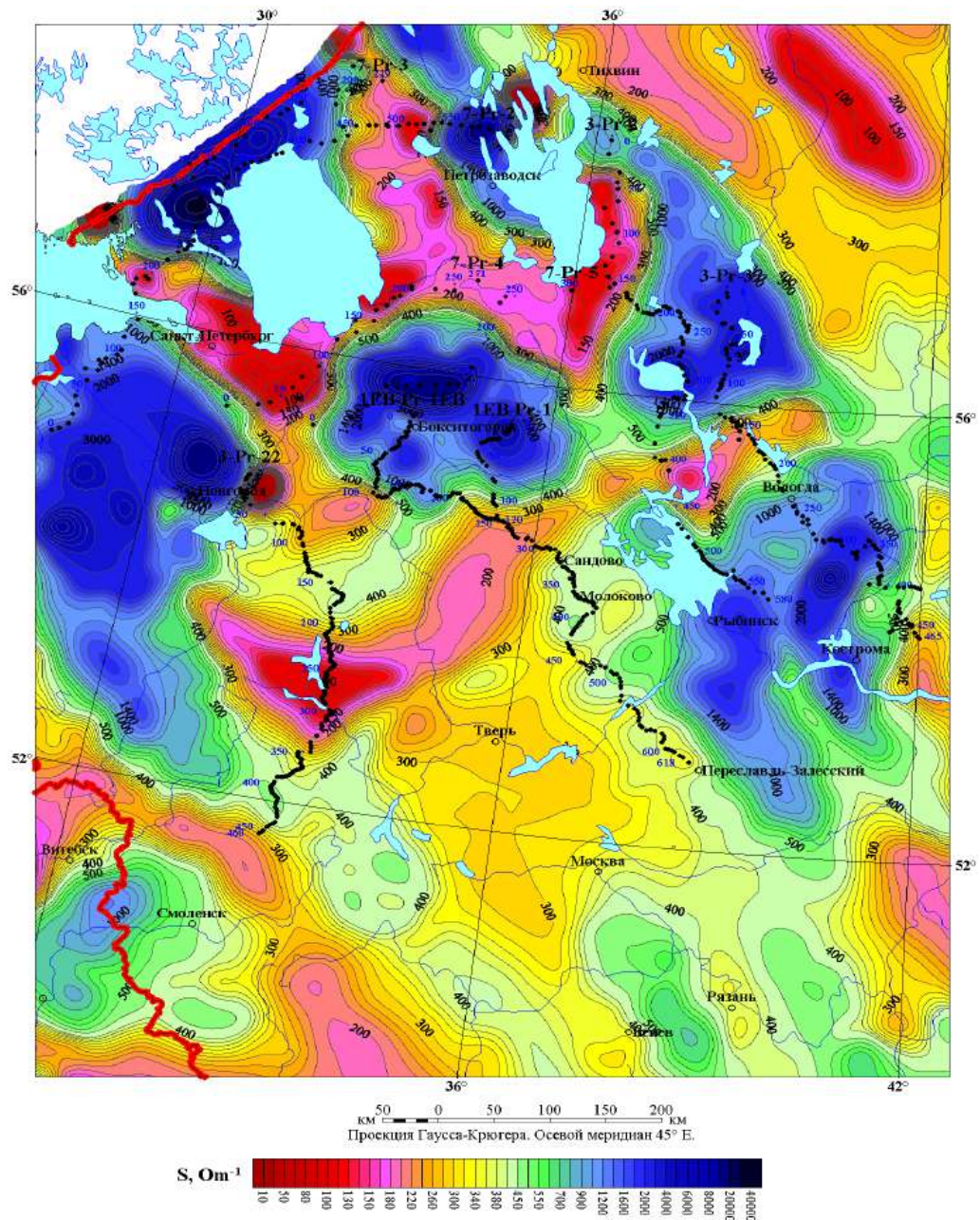


Рисунок 11 – Карта суммарной продольной проводимости консолидированной земной коры (между поверхностью кристаллического фундамента и границей Мохоровичича) [Фельдман, Эринчек, 2009]

С 2007 по 2015 гг. в рамках проекта KIROVOGRAD было выполнено более 600 зондирований на западном склоне Воронежского массива для изучения Кировоградской, Бяратинской и Курской коровых аномалий (Рисунок 12Рисунок). Этот эксперимент стал первым широкомасштабным МТ/МВ экспериментом на постсоветском пространстве и позволил, несмотря на высокий уровень помех, получить данные в диапазоне периодов, достаточном для изучения всей литосферы [Варенцов и др., 2012, 2013; Алексанова и др., 2013; Куликов и др., 2018].

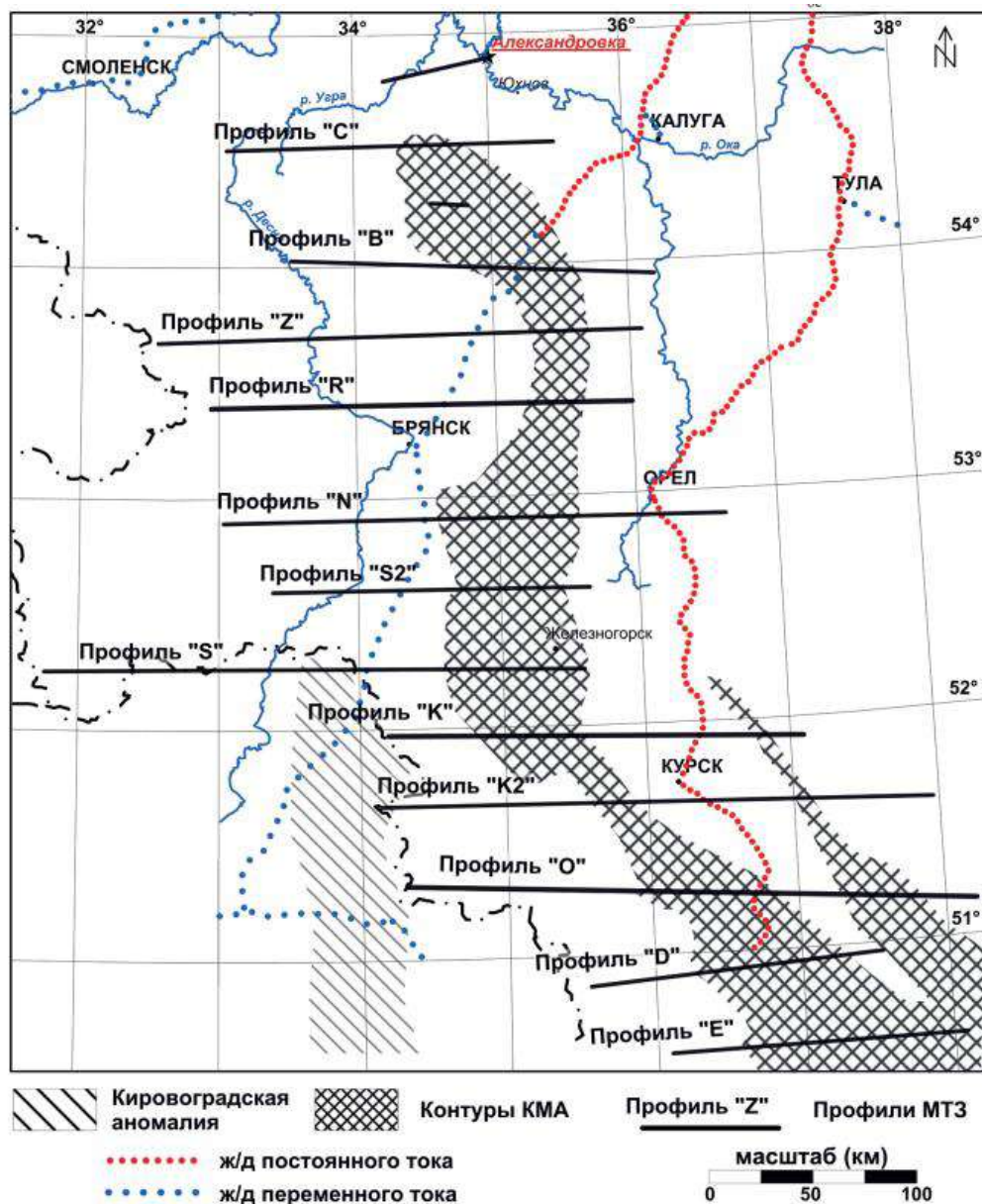


Рисунок 12 – Расположение профилей ГМТЗ проекта KIROVOGRAD [Куликов и др., 2018]

По результатам этих работ авторы выявили сложную структуру корово-мантийных аномалий электропроводности в западной части Воронежской антеклизы и на прилегающих к ней территориях. Также по северному продолжению Кировоградской аномалии авторы предположили, что граница между Севско-Ингулецким и Сумско-Приднепровским блоками не заканчивается на широте г. Курска, а продолжается практически вплоть до границы Сарматии и Волго-Уралии. Курская аномалия электропроводности, возможно, является северным продолжением Орехово-Павлоградской шовной зоны и оконтуривает границу между Сумско-Приднепровским и Курско-Азовским блоками (Рисунок 13Рисунок) [Куликов и др., 2018].

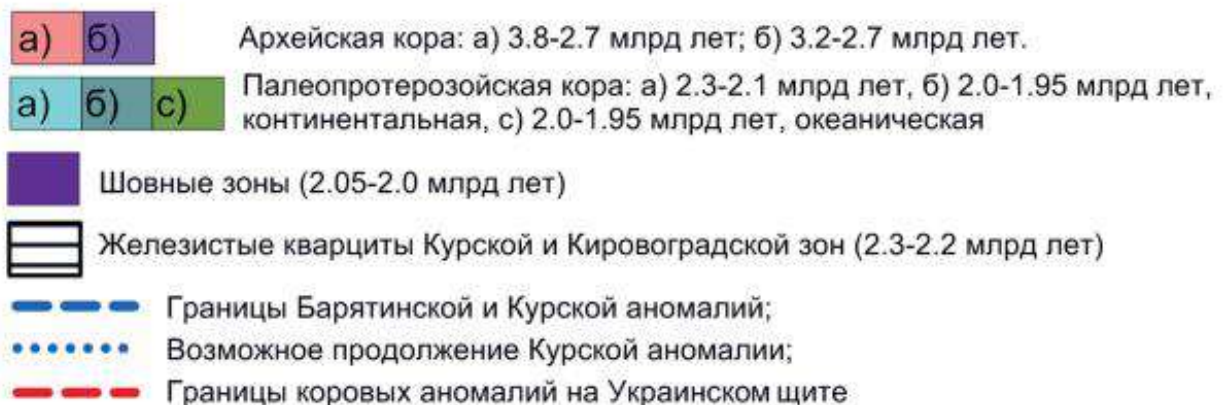
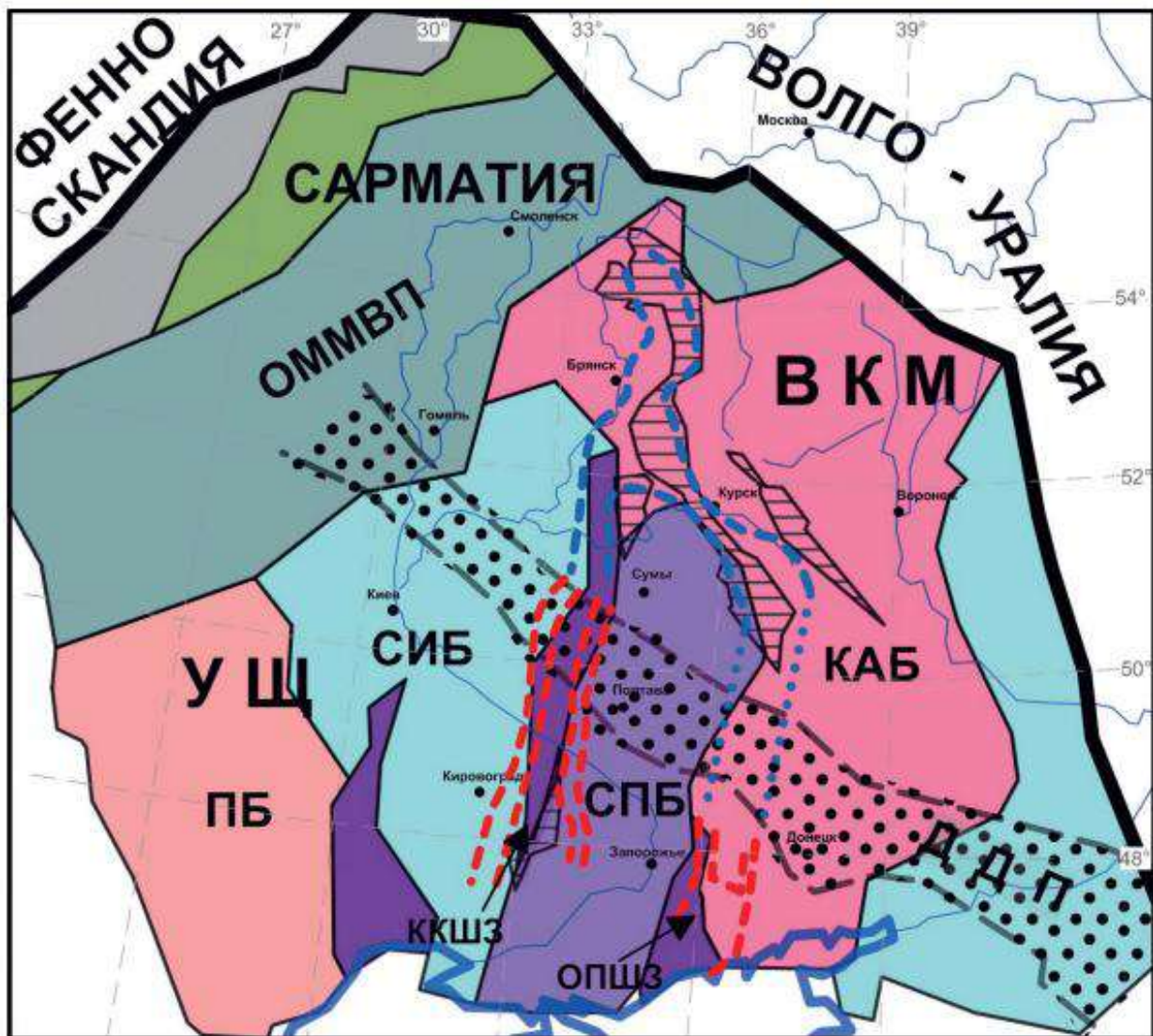


Рисунок 13 – Тектоническая схема южной части ВЕП с границами коровых проводников. ВКМ – Воронежский кристаллический массив, УЩ – Украинский щит, ПБ – Подольский блок, СИБ – Севско-Ингулецкий блок, СПБ – Сумско-Приднепровский блок, КАБ – Курско-Азовский блок, ОММВП – Осницко-Микашевичи-Московский вулканический пояс, ККШЗ – Криворожско-Кременчугская шовная зона, ОПШЗ – Орехово-Павлоградская шовная зона, ДДП – Днепровско-Донецкий прогиб [Куликов и др., 2018]

Далее с 2018 по 2020 гг. в рамках эксперимента SMOLENSK область Слободского тектоно-геодинамического узла была покрыта сетью МТ-наблюдений. Геофизический эксперимент SMOLENSK был направлен на решение двух задач. Первая – изучение геоэлектрической структуры коры и верхней мантии, ЭМ-отклик которой на дневной поверхности существенно искажен влиянием проводящих осадочных комплексов. Вторая – определение региональных закономерностей распределения суммарной продольной проводимости осадочного чехла в пределах Оршанской впадины и юго-западной части Московской синеклизы [Варенцов и др., 2021].

В статье [Иванов и др., 2022] были объединены данные проектов KIROVOGRAD и SMOLENSK, по которым была рассчитана суммарная приповерхностная продольная проводимость S . На карте распределения S (Рисунок 14Рисунок) хорошо очерчивается контур Оршанского осадочного бассейна и уточняются особенности его сочленения со структурами Московской, Припятской и Днепровско-Донецкой впадин.

По результатам 2D-инверсии объединенных зондирований, полученных в рамках проектов SMOLENSK и KIROVOGRAD, была подтверждена структура выявленной ранее Кирово-Барятинской аномалии электропроводности и дано предварительное представление о коровых проводниках под Оршанским осадочным бассейном. Тем не менее, многие вопросы тектоники Слободского узла, в частности, проблема местоположения шовной зоны между Сарматией и Фенноскандией, остались открытыми.

Также важным по результатам работ в рамках проектов KIROVOGRAD и SMOLENSK стал вывод о необходимости учета трехмерности среды и проведения 3D инверсии для магнитотеллурических данных.

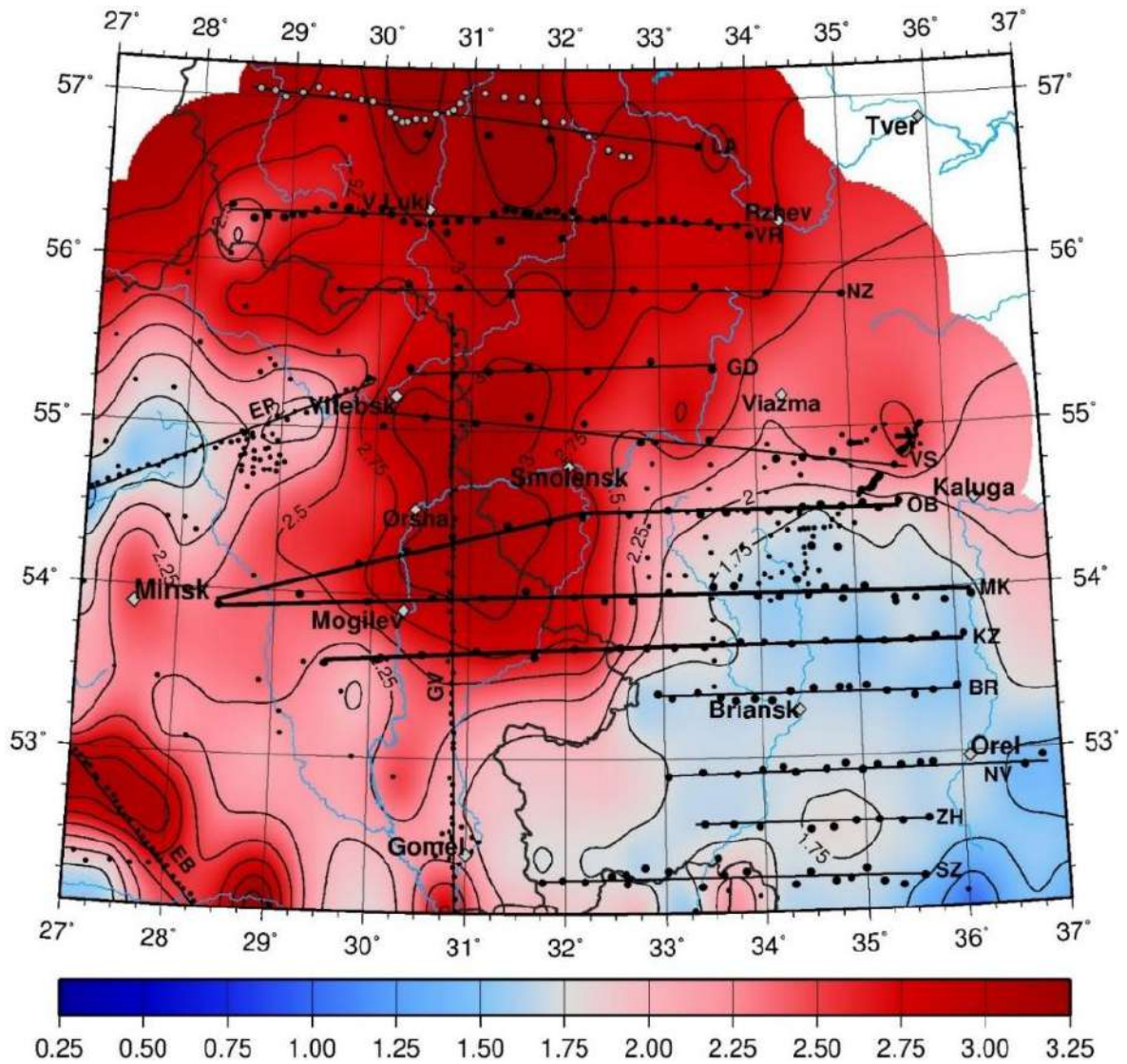


Рисунок 14 – Карта приповерхностной суммарной продольной проводимости S (См, lg-масштаб). Большие черные кружки – синхронные длиннопериодные МТ-зондирования проектов *SMOLENSK* и *KIROVOGRAD*; малые голубые кружки – МТ-зондирования проекта *SMOLENSK*, выполненные в разведочном диапазоне частот; малые черные кружки – локальные МТ-зондирования прошлых лет. Жирные черные линии – сводные профили объединенных массивов зондирований *SMOLENSK* и *KIROVOGRAD* (с юга на север): Кричев – Жиздра (KZ), Могилев – Киров (МК) и Орша – Барятино (ОБ). Прочие черные линии – другие профили проектов *SMOLENSK* и *KIROVOGRAD* [Иванов и др., 2022]

Примерно в это же время происходило активное изучение Ладожской аномалии коровой электропроводности, расположенной в юго-восточной части Балтийского щита на границе архейского Карельского и палеопротерозойского Свекофеннского геоблоков. Она была впервые выявлена методом магнитовариационного профилирования в конце 1970-х годов сотрудниками Института геофизики АН УССР [Рокитянский и др., 1981], которые оценили ее основные параметры и наметили генеральное северо-западное простирание.

Первые модели разреза аномалии были построены по магнитотеллурическим данным сотрудниками НИИФ Ленинградского университета и Ленинградского горного института [Васин, 1988; Ковтун, 1989; Ковтун и др., 1998] на 200-километровом профиле «Выборг–Суоярви», пересекающем аномалию в области ее существенной двумерности.

Изучение глубинного строения литосферы Фенноскандинавского щита, включая Ладожскую зону, было продолжено в рамках международного эксперимента BEAR (1998 г.), по результатам которого А.А. Ковтун с соавторами уточнили распределение электропроводности в верхней мантии до глубин 700–1000 км и установили существование астеносферного слоя с удельным сопротивлением 20–40 Ом·м на глубинах 180–300 км [Ковтун, Варданянц, 2005; Ковтун, Варданянц, 2012]. Параллельно методические основы изучения коровых аномалий в условиях сложного приповерхностного разреза разрабатывались в работах А.А. Жамалетдинова и его коллег по Кольскому филиалу АН СССР.

Возрождение интереса к детальному изучению Ладожской аномалии связано с прогрессом в технологиях синхронных МТ/МВ-зондирований и методах их интерпретации. С 2013 года активные исследования аномалии велись сотрудниками кафедры геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова совместно с ИФЗ РАН и ООО «Северо-Запад». На профиле «Выборг–Суоярви-2» была выполнена серия синхронных широкополосных и длиннопериодных зондирований с использованием аппаратуры Phoenix MTU-5 и LEMI-417M, что позволило получить локальные и двухточечные передаточные функции электромагнитного поля в широком диапазоне периодов 0.003–10000 с [Голубцова и др., 2015; Соколова и др., 2016]. Применение современных методов подавления промышленных помех – в том числе оригинального алгоритма Remote (H+E) – а также 2D и предварительных 3D-инверсий [Таран и др., 2017; Голубцова и др., 2017] позволило построить уточненный геоэлектрический разрез, фиксирующий сложную композицию проводящих объектов с юго-западным падением,

приуроченных к контактовым зонам с графитсодержащими палеопротерозойскими образованиями.

Ладожская аномалия также исследовалась с привлечением аудиомагнитотеллурических зондирований и гравиметрических данных. К.И. Степанов, К.М. Антащук и А.К. Сараев [Stepanov et al., 2016] уточнили строение Пашско-Ладожского бассейна и обосновали рифтовую природу Пашского грабена с протяженностью около 140 км и шириной 17–25 км, продолжающегося в акваторию Ладожского озера. Обобщение результатов многолетних МТ/МВ-исследований в Южном Приладожье выполнено в диссертации А.П. Ионичевой [Ионичева, 2022]. На основании данных, полученных группой ЛАДОГА, на площади исследований, расположенной к югу и юго-востоку от Ладожского озера, до широты $58^{\circ}45'$ и долготы $35^{\circ}37'$, была выполнена 3D инверсия и построена трехмерная геоэлектрическая модель изучаемой территории. Автором было прослежено продолжение южной ветви Ладожской аномалии электропроводности и уточнено ее глубинное строение. Также были выявлены принципиально новые зоны коровой аномальной электропроводности, которые, возможно, маркируют тектонические границы первого порядка между Южно-Прибалтийским поясом и Среднерусским орогеном (Ильменская аномалия). На основании полученных результатов в Южном Приладожье были выделены три основных направления повышенной проводимости в земной коре: северо-западное (Ладожская аномалия электропроводности и сопутствующие ей зоны), северо-восточное (Ильменская аномалия) и широтное (осложняющие деформации и надвиги) (Рисунок 15Рисунок) [Ионичева, 2022].

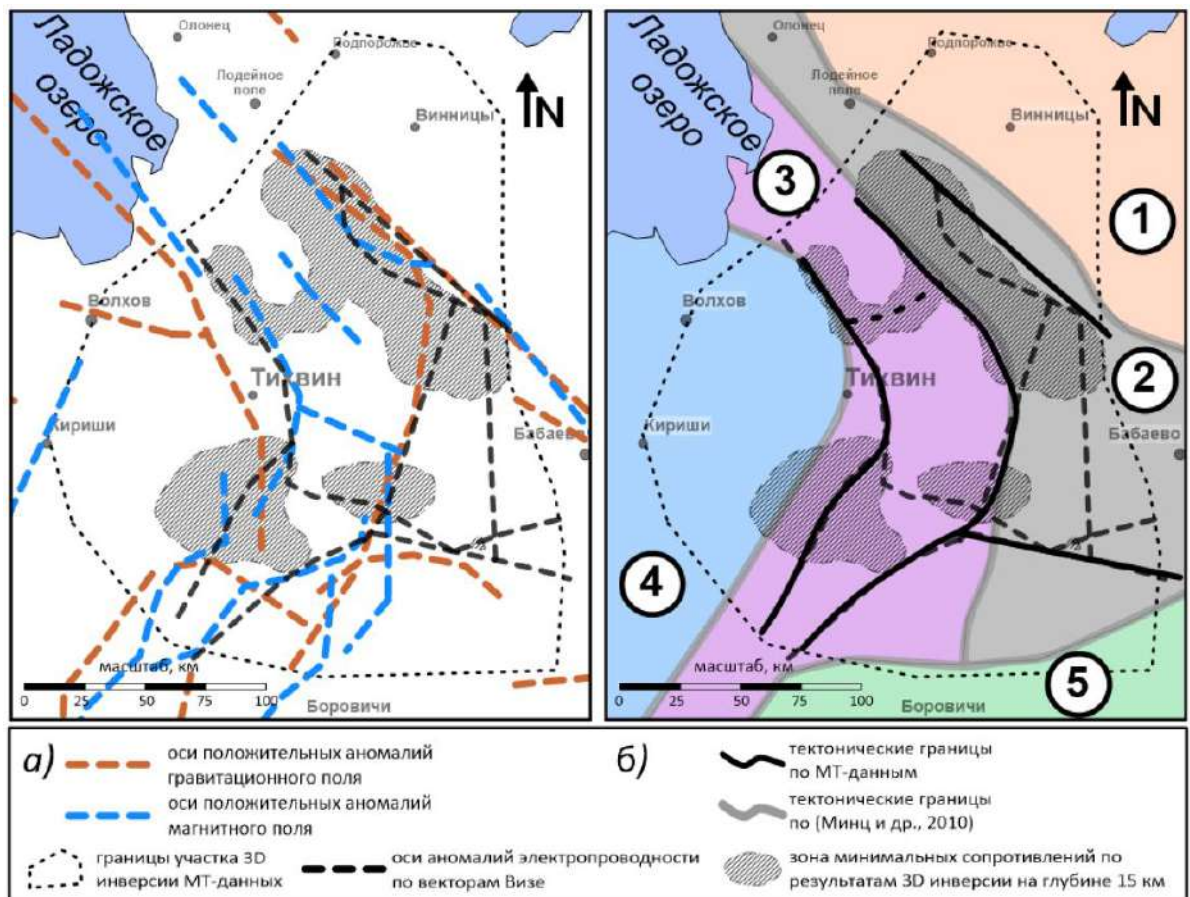


Рисунок 15 – а) Оси линейных аномалий, построенные по разным геофизическим методам; б) положение тектонических границ по [Минц и др., 2010] и по МТ-данным

1 – Карельский массив; 2 – Ладого-Ботнический пояс (метавулканисты и метаосадки континентальной окраины Карельского массива); 3, 4 – Южно-Прибалтийский гранулитогнейсовый пояс (гранулитогнейсы преимущественно: 3 – основного состава, 4 – кислого состава); 5 – Среднерусский пояс [Ионичева, 2022]

Глава 2. Возможная природа коровых проводников¹

Происхождение зон аномально высокой электропроводности в средних и нижних горизонтах земной коры остается предметом научных дискуссий. Однако их изучение имеет фундаментальное значение для понимания глубинных процессов в литосфере и практическое – для прогнозирования месторождений полезных ископаемых [Поспеева, 2021]. Необходимо также отметить, что большая часть коровых аномалий находится на недоступных для бурения глубинах. Таким образом, природа подобных аномалий остается предметом гипотез, которые строятся на основе косвенных показателей. Для анализа используются преимущественно данные комплексной геофизической разведки (включая сейсмические, гравитационные и магнитные измерения), а также геолого-тектонические модели и корреляция аномалий с возможными геодинамическими явлениями.

На сегодняшний день в геофизической литературе существуют две основные концепции, объясняющие природу коровых аномалий электропроводности. Эти концепции не являются взаимоисключающими: в реальных геологических условиях оба механизма могут действовать совместно, и для ряда аномалий предполагается двойственная природа проводимости.

2.1. Электропроводящая концепция

Согласно первой концепции, повышенная электропроводность обусловлена наличием в глубинных слоях коры углеродсодержащих пород различной степени метаморфизма, а также пород, обогащенных сульфидными минералами [Семенов, 1970; Жамалетдинов, 1996]. Носителями повышенной электропроводности в

¹При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Куликов В.А., Морозов Ю.А., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.**, Яковлев А.Г., Соколова Е.Ю., Матвеев М.А., Терехов Е.Н. Визуализация покровно-складчатой структуры метаморфических толщ в системе «чехол–фундамент» методом АМТЗ (на примере Мейерской зоны Приладожья) // Геофизические исследования. – 2023. – Т. 24, № 4. – С. 58–80. EDN: DFSURY. Импакт-фактор 0,795 (РИНЦ). 1,44 п.л., вклад автора – 50%

кристаллической коре являются не столько отдельные минералы, сколько породные комплексы, в которых проводящие фазы (углеродистое вещество, пирит, пирротин) образуют связные сети по плоскостям сланцеватости, границам зерен и зонам милонитов. Такие породы, обладая высокой собственной проводимостью, формируют протяженные проводящие слои, способные эффективно экранировать электромагнитные поля как естественного, так и искусственного происхождения.

Конкретный минеральный и породный состав проводящих зон определяется условиями регионального метаморфизма, которые закономерно изменяются с глубиной в соответствии с термобарическим режимом земной коры.

В условиях фации зеленых сланцев (верхняя кора, глубины до 10–15 км, температуры 300–400°C) носителями повышенной проводимости являются черные углеродистые сланцы, филлиты и метаалевролиты, содержащие углерод в аморфной или слабоупорядоченной форме, а также вкрапленность сульфидов. Удельное электрическое сопротивление таких пород составляет единицы–десятки Ом·м.

В условиях амфиболитовой фации (средняя кора, глубины 15–25 км, температуры 400–600°C) углеродистое вещество претерпевает графитизацию, формируя более упорядоченные кристаллические структуры. Характерными проводящими породами на этих глубинах являются углеродсодержащие карбонатные породы (калькмилониты), гнейсы (кондалиты), амфиболиты с графитизированным углеродом, а также бластомилониты зон тектонических нарушений. Бластомилониты – метаморфические породы, образующиеся в результате одновременного действия интенсивной тектонической деформации (милонитизации) и перекристаллизации (бластеза) в зонах глубинных надвигов и сдвигов. Для них характерна тонкая рассланцованность с обогащением графитом и сульфидами по плоскостям сланцеватости, что делает их эффективными электрическими проводниками. По мере роста степени метаморфизма графитизация усиливается и формируются связные проводящие сети. УЭС таких пород – единицы–первые десятки Ом·м.

В условиях гранулитовой фации (нижняя кора, глубины 25–40 км, температуры свыше 600°C) графит образует пленки по границам зерен минералов, что резко снижает сопротивление породы. Характерными проводящими породами являются графитсодержащие гнейсы и гранулиты (кондалиты). Данная модель хорошо согласуется с наблюдаемой пространственной корреляцией между аномалиями проводимости и зонами развития углеродсодержащих сильно тектонизированных метаморфических комплексов.

2.2. Флюидная концепция

Согласно второй концепции, аномалии электропроводности связаны с присутствием в глубоких частях коры высокоминерализованных флюидов [Поспеев, 1966]. В рамках этой концепции выделяется несколько возможных источников флюидов: дегазация мантии – поступление глубинных флюидов по зонам разломов; дегидратация минералов – выделение воды в процессе метаморфических реакций; декрипитация флюидных включений – высвобождение растворов при разрушении минералов в условиях высоких давлений.

Как показывают исследования [Ваньян, 1996; Кременецкий и др., 1990], такие флюиды могут сохраняться в изолированных полостях коры в течение чрезвычайно длительного времени – от десятков миллионов до миллиарда лет. Это связано с крайне низкой проницаемостью кристаллических пород и наличием замкнутых микротрещин, играющих роль естественных резервуаров. Однако для формирования локальных проводящих аномалий недостаточно лишь наличия флюидов в изолированных полостях. Ключевым условием является существование сообщающихся каналов, обеспечивающих непрерывность проводящей среды. Наиболее благоприятные условия для этого создаются в зонах глубинных разломов, где процессы дилатансии [Brace et al., 1966] и скалывания [Гинтов и др., 1987] приводят к образованию протяженных зон повышенной трещиноватости и проницаемости. На глубинах свыше 10 км такие структуры могут служить

проводящими коллекторами, обеспечивающими миграцию флюидов на значительные расстояния.

2.3. Коровые аномалии электропроводности на территории России и сопредельных стран

На Рисунке 16 представлена схема распространения аномалий электропроводности на основе обобщения экспериментальных данных М.Н. Бердичевского, Л.Л. Ваньяна, В.Г. Дубровского, А.А. Жамалетдинова, А.А. Ковтун, А.Г. Краснобаевой, С.Н. Кулика, Ю.Ф. Мороза, В.М. Никифорова, Е.С. Подловилина, О.Л. Полторацкой, И.И. Рокитянского, Э.Б. Файнберга. На ней аномальные объекты разделены по природе их происхождения на электропроводящие и флюидные [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Согласно приведенной схеме, области распространения коровых аномалий флюидной природы занимают главным образом восточную часть территории стран СНГ. Аномалии характеризуются умеренными значениями сопротивления (первые сотни Ом·м) и обладают изометричной или слабовытянутой формой с нечеткими контурами. Часть аномалий (5–9 на Рисунке 16), по мнению изучавших их исследователей [Ковтун, 1989], относится к типу двухъярусных, обусловленных совместным влиянием флюидных и электропроводящих факторов [Жамалетдинов, Кулик, 2012].

В пределах Восточно-Европейской платформы коровые аномалии электропроводности связаны с докембрийским кристаллическим фундаментом. Природа Кировоградской аномалии также остается дискуссионной, как и вопрос о природе таких аномалий в целом. Первооткрыватель аномалии И. И. Рокитянский предполагал, что аномальный объект имеет флюидную природу и обусловлен нестационарным тепловым полем, еще не достигшим земной поверхности и поэтому не создающим аномального повышения плотности теплового потока в современном эрозионном срезе [Рокитянский, 1975]. Согласно второму варианту интерпретации, развиваемому Жамалетдиновым, Кировоградская аномалия

представляет собой древний рифт, заполненный вулканогенно-осадочными толщами с прослоями сульфидно-углеродистых пород, выходящих непосредственно под осадочный чехол [Жамалетдинов, Кулик, 2012].

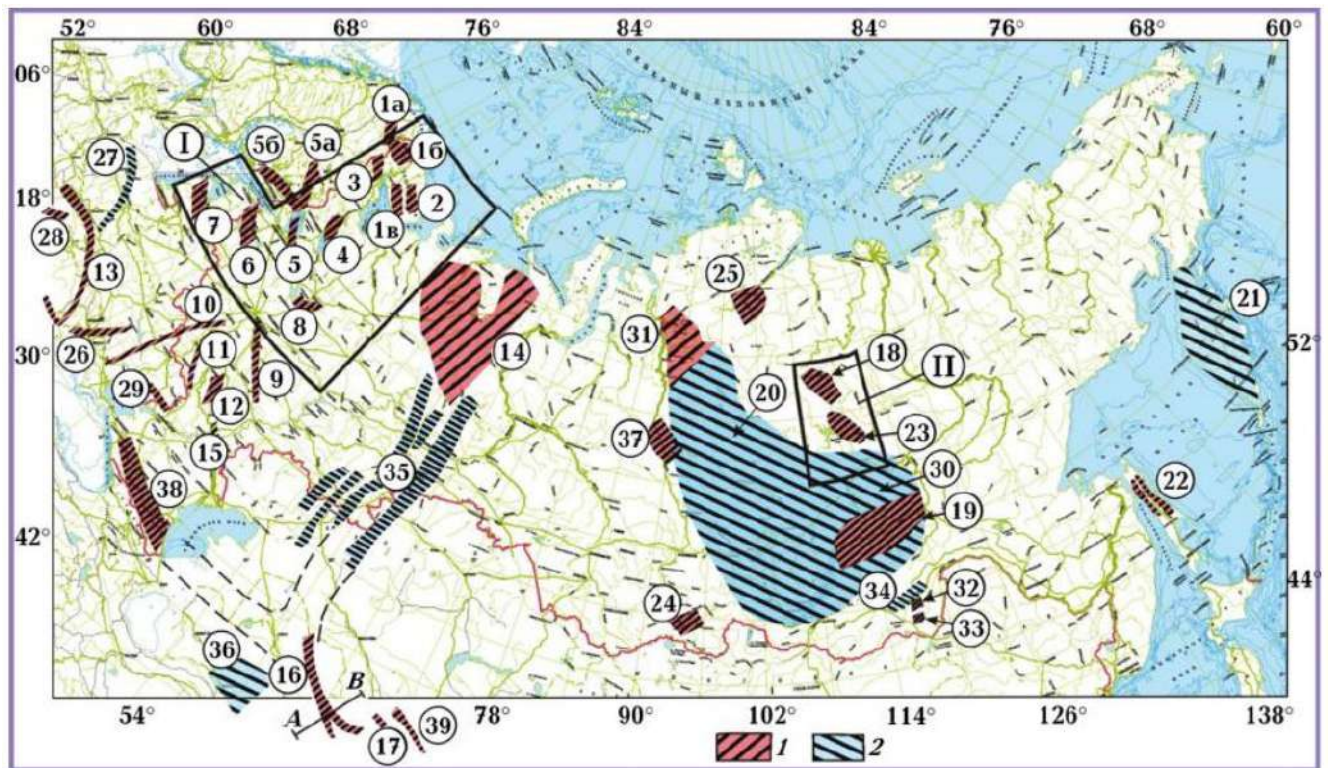


Рисунок 16 – Схема расположения аномалий электропроводности в земной коре на территории России, Украины и в прилегающих районах. Римскими цифрами в кружках I, II и профилем А– обозначены участки детального рассмотрения в тексте: 1 – аномалии электропроводящей природы; 2 – аномалии флюидной природы; коровые аномалии (цифры в кружках): 1 – Лапландско-Печенегско-Варзугская рифтогенная система проводящих зон (1а – Лапландская, 1б – Печенгская; 1в – Имандра-Варзугская); 2 – Кейвская; 3 – Тикшеозерская; 4 – Онежская; 5 – Ладужская; 5а – Ботническая; 5б – Южно-Финляндская; 6 – Чудская; 7 – Прибалтийская; 8 – Вологодская; 9 – Тамбовская; 10 – Кировоградская; 11 – Курская; 12 – Воронцовская; 13 – Карпатская; 14 – Тимано-Печорская; 15 – Фроловская; 16 – Тянь-Шаньская; 17 – Ферганская; 18 – Анабарская; 19 – Бодайбинская; 20 – Восточно-Сибирская; 21 – Камчатская; 22 – Сахалинская; 23 – Вилюйская; 24 – Минусинская; 25 – Хатангская; 26 – Измаил-Полтавская; 27 – Северо-Германская; 28 – Паннонская; 29 – Донбасская; 30 – Восточно-Сибирская; 31 – Норильская; 32 – Ундино-Балейская; 33 – Курунзулайская; 34 – Монголо-Охотская; 35 – Уральская; 36 – Копет-Дагская; 37 – Тунгусская; 38 – Северо-Кавказская; 39 – Таласо-Ферганская [Жамалетдинов, Кулик, 2012]

Ладужская аномалия. Природа Ладужской аномалии, как и Кировоградской, И.И. Рокитянским связывалась с высокотемпературной областью обогащения пород флюидами. Отсутствие аномалии теплового потока над проводящим объектом объяснялось фактором времени – тем, что тепловой фронт еще не достиг земной поверхности [Рокитянский и др., 1981]. Наряду с этим сопоставление положения оси глубинного проводника с приповерхностной геологией показывает,

что к нему приурочены горизонты черных углеродистых сланцев и пирит-пирротинистых пород.

А.А. Ковтун в своих работах [Ковтун и др., 1998] рассматривала Ладожскую аномалию как верхнекорový проводник электронной природы, обусловленный графитизированными и сульфидизированными метаморфическими породами. На основе анализа МТ-данных она показала, что аномалия локализована в верхней – средней коре на глубинах порядка 10–15 км и приурочена к зоне Ладожско-Ботнической шовной структуры.

А.А. Жамалетдинов в своих работах развивал две взаимодополняющие концепции. С одной стороны, он системно обосновал графитовую природу коровых проводников на щитах, в том числе для Ладожской аномалии [Жамалетдинов, 1996; Жамалетдинов, Кулик, 2012], показав, что наблюдаемые сверхнизкие УЭС в десятки доли Ом·м могут быть обеспечены только электронной проводимостью. С другой стороны, в работе 2006 года он предложил дилатантно-диффузионную модель электропроводности земной коры, согласно которой часть коровых проводников может быть связана с зонами тектонического разуплотнения и накопления свободных флюидов. Применительно к Ладожской аномалии Жамалетдинов придерживался преимущественно графитовой интерпретации, оставляя дилатантно-диффузионный механизм для более глубоких уровней и тектонически активных зон.

А.П. Ионичева соотносит крупные проводящие структуры в Приладожье с сильно тектонизированными и метаморфизованными осадочными породами, первоначально насыщенными органическим и карбонатным веществом. Мощная призма осадков такого типа накопилась в палеопротерозое в пределах континентального склона Карельского массива. В процессе коллизии эти отложения испытали погружение на большие глубины в пределах поддвиго-надвиговых сутурных зон, оказавшись перекрытыми средне- и нижнекоровыми покровами гранулитогнейсов. В результате метаморфизма и развития зон бластомилонитов в метаосадках произошло выделение свободных фаз углерода и

графита, образующего скопления в зонах скупивания и многократного сдвигания мелких тектонических пластин [Ионичева, 2022].

2.4. Углеродсодержащие породы сортавальской серии как возможный источник коровых аномалий

Результаты аудиоманнитотеллурических зондирований и площадной магнитной съемки в Мейерской зоне надвигов Северного Приладожья [Куликов и др., 2023] позволили конкретизировать представления о породах, являющихся носителями повышенной электропроводности в пределах Ладого-Ботнической шовной зоны. Совместный анализ карт кажущегося удельного сопротивления и аномального магнитного поля выявил устойчивую пространственную корреляцию между областями пониженного УЭС (единицы–первые десятки Ом·м) и положительными магнитными аномалиями. Это позволяет предположить, что источниками магнитных и геоэлектрических аномалий являются одни и те же геологические объекты.

По результатам двумерной инверсии данных АМТЗ здесь был выделен наклонный проводящий слой с УЭС в единицы–первые десятки Ом·м, погружающийся в южном направлении под углом около 15° и имеющий мощность от 300 до 600 м (Рисунок 17Рисунок). Столь низкие значения УЭС не могут быть объяснены влиянием грунтовых вод и указывают на присутствие углеродсодержащих пород или богатой сульфидной вкрапленности.

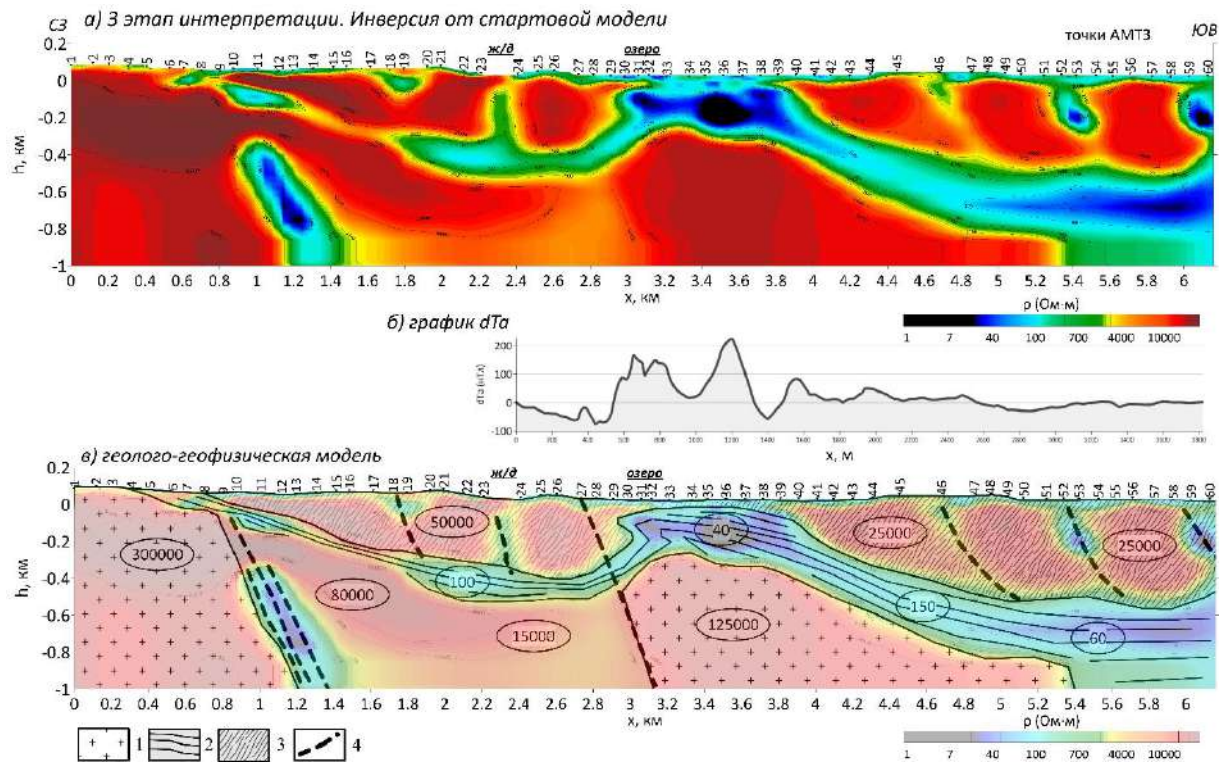


Рисунок 17 – а) глубинный разрез УЭС по результатам двумерной инверсии от скорректированной стартовой модели; б) график аномального магнитного поля dT_a для фрагмента профиля I; в) геолого-геофизическая модель. В овалах – преобладающие значения УЭС (ρ , Ом·м). 1 – гранито-гнейсы архея; 2 – сортавальская серия; 3 – ладожская серия; 4 – разрывные нарушения [Куликов и др., 2023]

Среди стратифицированных пород палеопротерозойского ладожского комплекса (Таблица 1) наиболее высокой магнитной восприимчивостью обладают породы сортавальской серии (верхняя подсвита кирьяволахтинской свиты): metabазальты, метаандезиты, кварциты. Однако эти породы, как правило, характеризуются высокими удельными сопротивлениями. Особый интерес представляет группа углеродсодержащих метаалевролитов верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты, которые сочетают высокую магнитную восприимчивость до $1200 \cdot 10^{-5}$ ед.Си с низкими значениями УЭС. Породы ладожской серии, напротив, являются слабомагнитными.

Таблица 1. Магнитная восприимчивость стратифицированных пород ладожского комплекса
[Объяснительная..., 2004]

Свита	Подсвита, толща	Породная группа	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед.СИ	
			Пределы колебаний	Средн ее
Питкярантская	Нижняя	Скарны	7 - 178	51
		Метапесчаники и метаалевролиты	46 - 240	128
	Средняя	Метабазальты	21 - 700	87
		Кварциты	50 - 8200	3590
Кирьяволахтинская	Нижняя	Метаандезиты среднемагнитные	11 - 230	57
		Метаандезиты высокомагнитные	700 - 13100	4660
	Средняя	Метабазальты низкомагнитные	4 - 93	12
		Метабазальты высокомагнитные	140 - 10200	2820
		Коматииты среднемагнитные	27 - 180	63
		Коматииты высокомагнитные	410 - 4140	1600
	Верхняя	Углеродсодержащие метаалевролиты	43 - 1180	610
Контиосарская		Метапесчаники, метаалевролиты	15 - 61	28
Пялкъярвинская		Ставролит-андалузитовые сланцы	12 - 120	37
Наатсельская		Метапесчаники, метаалевролиты	11 - 29	19
Ладожская серия нерасчлененная		Метапесчаники, метаалевролиты	15 - 120	36
Кархуланмякская толща		Метапесчаники, метаалевролиты	44 - 110	44
		Амфиболиты	55 - 258	59
Исоярвинская толща		Метапесчаники, туфы, туффиты	1 - 115	25

Таким образом, именно углеродсодержащие породы сортавальской серии рассматриваются как наиболее вероятный источник совмещенных магнитных и геоэлектрических аномалий в пределах Мейерской зоны. С учетом того, что аналогичные породы палеопротерозойского возраста могут присутствовать на глубине в зонах тектонического скупивания и надвигов в пределах Ильменской аномалии, данные результаты имеют принципиальное значение для интерпретации

природы глубинных коровых проводников центральной части Восточно-Европейской платформы.

2.5. К вопросу о природе Ильменской аномалии

Для объяснения природы Ильменской аномалии в рамках флюидной концепции необходимо соблюдение условий, сформулированных Жамалетдиновым и Куликом [Жамалетдинов, Кулик, 2012]: глубина расположения аномалии должна определяться температурой дегидратации; аномалия должна находиться в зоне постоянного подтока тепла; минимальное УЭС влагонасыщенных горных пород на глубине с учетом влияния температуры и давления не может быть ниже 1000 Ом·м.

Анализ карты теплового потока (Рисунок 18 Рисунок) показывает, что район озера Ильмень приурочен к локальному максимуму теплового потока. Это обстоятельство формально удовлетворяет одному из условий флюидной концепции – требованию постоянного подтока тепла. Однако повышенный тепловой поток одновременно создает благоприятные условия для графитизации углеродсодержащих пород на глубине, усиливая их электропроводность. Таким образом, наблюдаемый максимум теплового потока не позволяет однозначно разграничить вклад флюидного и минерального механизмов.

С учетом результатов, полученных в Мейерской зоне Приладожья [Куликов и др., 2023], наиболее вероятным источником Ильменской аномалии представляются тектонизированные и метаморфизованные углеродсодержащие породы палеопротерозойского возраста, аналогичные породам сортавальской серии, погруженные на значительные глубины в зонах коллизионных надвигов.

Несмотря на продолжающиеся дискуссии о природе коровых аномалий, исследователи сходятся в оценке их практического значения. Сторонники электропроводящей модели [Жамалетдинов, 2006] подчеркивают их связь с рудными месторождениями, поскольку углеродистые и сульфидные комплексы часто ассоциированы с зонами минерализации. Приверженцы флюидной гипотезы

рассматривают эти аномалии как индикаторы геодинамически активных зон, благоприятных для рудообразования. Кроме того, коровые проводящие зоны могут играть важную роль в процессах генерации и миграции углеводородов как биогенного, так и абиогенного происхождения.

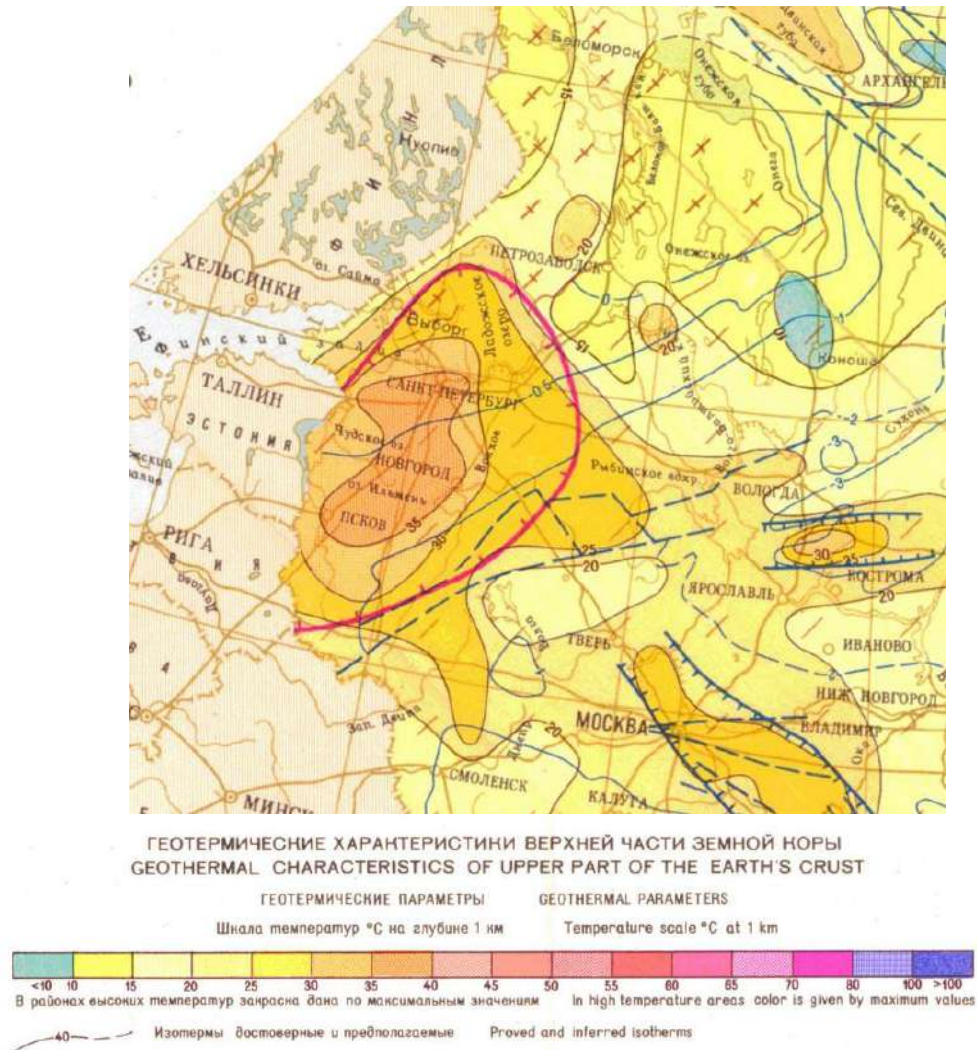


Рисунок 18 – Фрагмент Геотермической карты России [Геотермическая карта..., 1995]

Глава 3. Методика магнитотеллурических наблюдений²

Настоящее исследование базируется на обширном фактическом материале, собранном в период с 2020 по 2025 год в пределах северо-западной и центральной частей Восточно-Европейской платформы. Работы выполнялись в рамках проекта «Ильмень» при научном сотрудничестве между кафедрой геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Центром геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), с участием студентов, аспирантов и научных сотрудников обеих организаций.

Полевые наблюдения проводились на территории Псковской, Новгородской, Тверской и Ленинградской областей. Размеры области исследований составили приблизительно 400×320 км. Границы области исследований определялись как геологическими задачами, так и условиями проведения магнитотеллурических измерений. На западе территория ограничена государственной границей Российской Федерации, на севере – зоной влияния электрифицированных пригородных железных дорог Санкт-Петербургского узла, на востоке – Октябрьской железной дорогой. Перечисленные электрифицированные железнодорожные магистрали являются мощными источниками электромагнитных помех, препятствующих проведению магнитотеллурических зондирований в непосредственной близости от них, что и обусловило выбор указанных границ.

²При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Куликов В.А., Епишкин Д.В., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.**, Ширяев М.И. Корреляция между спектральной плотностью компонент магнитотеллурического поля и солнечной активностью на примере работ в районе Ильменской коровой аномалии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2025. – Т. 64, № 4. – С. 124–132. EDN: WKXLKR. Импакт-фактор 0,478 (РИНЦ). 0,56 п.л., вклад автора – 10%

Куликов В.А., Епишкин Д.В., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.** Вариации суточной спектральной плотности компонент МТ поля // Гелиогеофизические исследования. – 2025. – № 47. – С. 52–63. EDN: CVBUJO. Импакт-фактор 0,296 (РИНЦ). 0,75 п.л., вклад автора – 10%

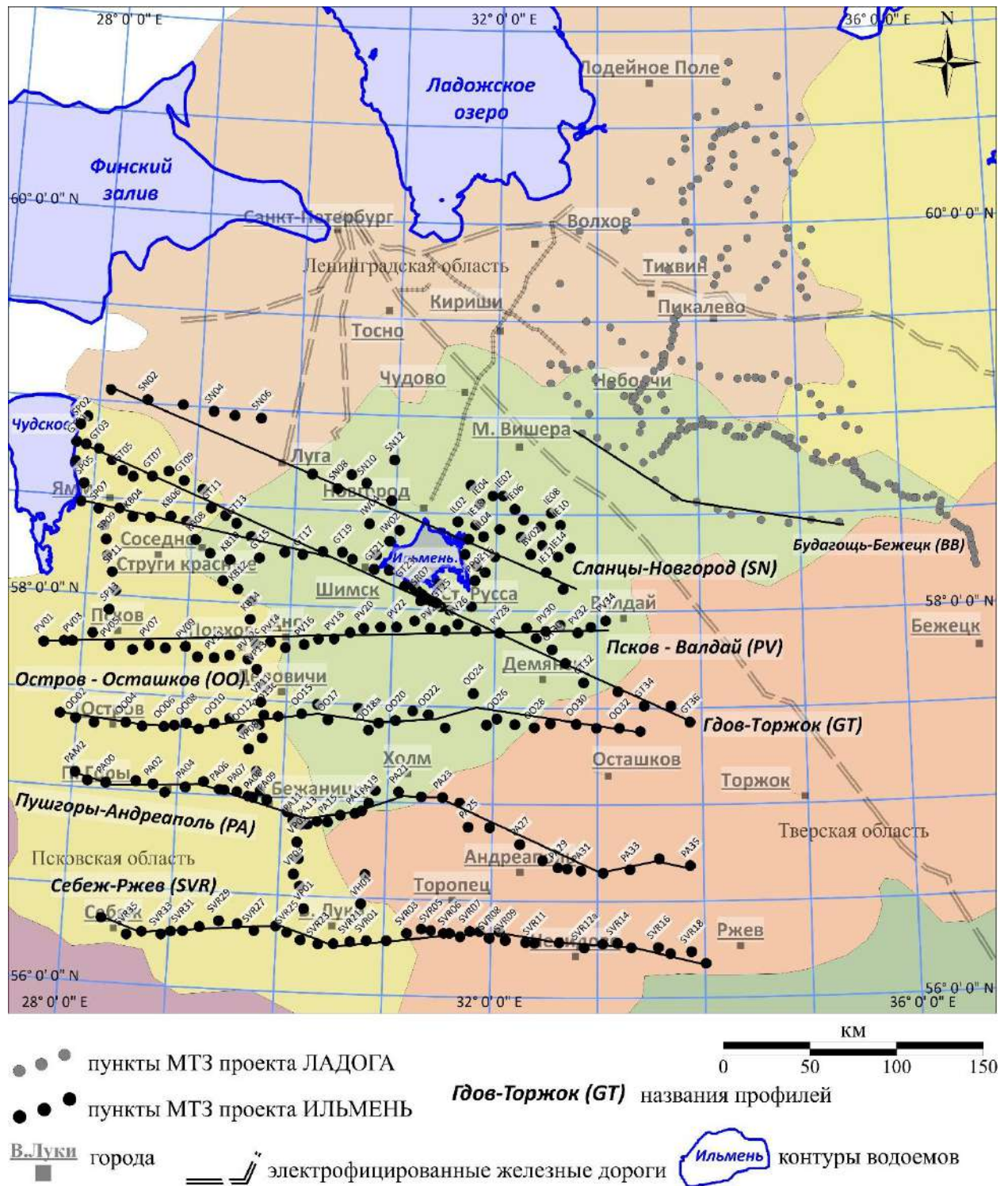
Куликов В.А., Варенцов И.М., Иванов П.В., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Лозовский И.Н., Родина Т.А., **Шагарова Н.М.**, Яковлев А.Г. Трёхмерная модель Ильменской коровой аномалии электропроводности по результатам магнитотеллурических зондирований // Физика Земли. – 2025. – № 1. – С. 103–118. EDN: ACLVRZ. Импакт-фактор 0,804 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%.

Всего в рамках проекта было выполнено магнитотеллурическое зондирование в 302 пунктах наблюдения, расположенных в том числе вдоль 7 профилей: «Себеж–Ржев» (SVR), «Пушкинские горы–Андреаполь» (РА), «Остров–Осташков» (ОО), «Псков–Валдай» (РV), «Гдов–Торжок» (GT), «Ямм–Торжок» (YT) и «Сланцы–Новгород» (SN) (Рисунок 19). Длины профилей и количество пунктов наблюдений на каждом из них приведены в Таблице 2. Шаг между пунктами составлял 5–15 км, что обеспечивало достаточную детальность для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии региона. Вместе с тем сеть наблюдений не является строго регулярной: помимо указанных выше железнодорожных магистралей, в пределах исследуемой территории проходит ряд локальных электрифицированных линий, что потребовало обхода зон их влияния. Дополнительным фактором неравномерности послужило отсутствие дорожной инфраструктуры в отдельных районах.

В диссертации также привлечены материалы, полученные группой ЛАДОГА в Южном Приладжье в 2018–2021 гг. [Ионичева, 2022]. (серые точки на Рисунке 19).

Таблица 2. Параметры профилей МТЗ

Профиль	Длина профиля, км	Количество т.н.
Себеж–Ржев (SVR)	359	40
Пушкинские горы–Андреаполь (РА)	368	41
Остров–Осташков (ОО)	373	37
Псков–Валдай (РV)	333	36
Гдов–Торжок (GT)	400	42
Ямм–Торжок (YT)	384	36
Сланцы–Новгород (SN)	400	30



3.1. Аппаратура

Для проведения магнитотеллурических зондирований использовалась современная сертифицированная аппаратура российского производства, обеспечивающая высокое качество регистрации электромагнитных полей в широком диапазоне частот.

В работах использовалось два типа магнитотеллурических станций (Рисунок 20 Рисунок):

- МЭРИ-Про (ООО «Северо-Запад», Москва) – основная цифровая станция для регистрации вариаций электрического и магнитного полей;
- NORD (ООО «Северо-Запад», Москва) – дополнительная станция, использовавшаяся для контроля качества данных непосредственно на точках измерений.

Обе станции обеспечивают непрерывную запись компонент электромагнитного поля с частотой дискретизации до 2400 Гц, что позволяет регистрировать сигналы в диапазоне периодов от 0.001 с до нескольких часов.

Для регистрации магнитного поля использовались прецизионные индукционные датчики двух типов: низкочастотный IMS-010 (рабочий диапазон 0.0001–6000 Гц) и широкополосный IMS-015 (рабочий диапазон 0.0001–10000 Гц) производства ООО «ВЕГА» (Санкт-Петербург). Индукционные датчики устанавливались в приповерхностные ямки глубиной 30–50 см и ориентировались на магнитный север и восток (Рисунок 21 Рисунок).

Измерение горизонтальных компонент электрического поля выполнялось с помощью неполяризующихся графитовых электродов, заглубленных на 30–40 см. Длина измерительных линий составляла 80 м, что обеспечивало достаточный уровень полезного сигнала при характерных для платформенных условий низких амплитудах теллурического поля. Расстояние между электрическими и магнитными датчиками выдерживалось не менее 10 м для минимизации взаимных электромагнитных наводок.



Рисунок 20 – Магнитотеллурические станции: МЭРИ-Про (слева) и NORD (справа)



Рисунок 21 – Процесс установки индукционных датчиков IMS-010

3.2. Методика работ и обработка данных

Перед каждым полевым выездом выполнялись регламентные работы на геофизическом полигоне МГУ в д. Александровка (Юхновский район, Калужская область). Они включали в себя калибровку станций и датчиков, проверку аппаратуры на идентичность, а также подбор пар электродов с наименьшей разностью потенциалов.

В процессе полевых работ использовалась стандартная «крестообразная» установка (Рисунок 22), измерялись пять компонент электромагнитного поля. Длина приемных линий MN составляла 80 м. Индукционные датчики и приемные линии ориентировались на магнитные север (X) и восток (Y) с помощью буссоли.

Датчики располагались свободным концом на север и восток соответственно, датчик для измерения вертикальной компоненты устанавливался свободным концом вниз. Все датчики устанавливались в соответствующей плоскости с помощью строительного уровня.

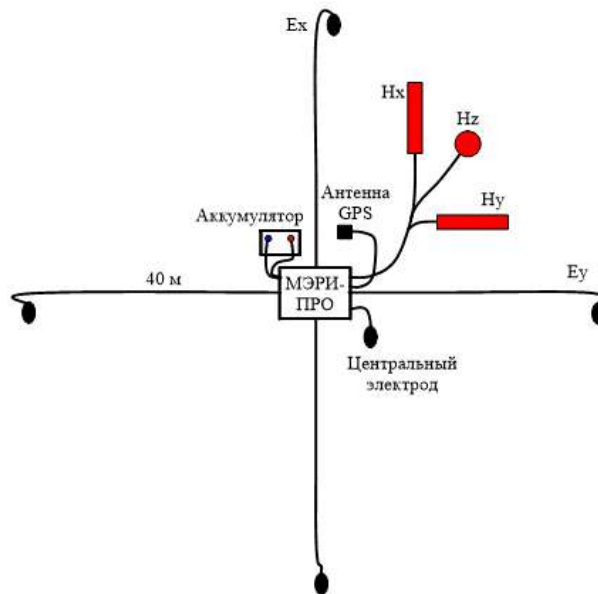


Рисунок 22 – Схема установки для измерений методом МТЗ

Продолжительность непрерывной записи на одной точке варьировалась от 12 до 72 часов в зависимости от геомагнитной обстановки и уровня промышленных помех. В процессе работ методика измерений совершенствовалась: проводилась корректировка полевых времен записи на основе анализа солнечной активности, что позволило оптимизировать расписание полевых работ для различных частотных диапазонов.

Измерения выполнялись одновременно несколькими станциями, разнесенными по профилю, и базовой станцией, расположенной на геофизическом полигоне МГУ в д. Александровка (Юхновский район, Калужская область). Это позволило использовать обработку по технологии Remote Reference [Gamble et al., 1979] для борьбы с локальными ЭМ-помехами.

Обработка полевых магнитотеллурических данных выполнялась с использованием комплекса программ, разработанных в ООО «Северо-Запад» (автор – Д.В. Епишкин).

Расчет спектров компонент МТ-поля и оценка передаточных операторов осуществлялись в программе EPI-KIT [Епишкин, 2018]. Коррекция обработанных данных выполнялась в программе МТ-Corrector. Визуализация и анализ спектральных характеристик проводились в программе Aero МТ Viewer, позволяющей отображать спектральные плотности компонент МТ-поля и оценки когерентности между ними как для заданного момента времени, так и для выбранной частоты [Куликов и др., 2025а].

Оперативный контроль качества результатов обработки проводился с помощью программы QC-QA, выполняющей автоматическую оценку качества передаточных операторов по 5-балльной шкале на основе анализа гладкости и непрерывности кривых кажущегося сопротивления и фаз импеданса.

3.3. Характеристика района работ и источники помех

Исследуемая территория расположена в центральной и северо-западной частях Восточно-Европейской платформы и характеризуется относительно спокойным неотектоническим режимом. Рельеф преимущественно равнинный, с абсолютными отметками от 150 до 250 м. Площадь покрыта смешанными лесами, сельскохозяйственными угодьями и населенными пунктами различной величины.

Одним из основных факторов, влияющих на качество магнитотеллурических данных, является наличие промышленных источников электромагнитных помех. На исследуемой территории основными источниками помех являются:

1. Электрифицированные железные дороги

- Октябрьская железная дорога (Москва–Санкт-Петербург) – проходит через северо-восточную часть исследуемой территории. Минимальное расстояние от точек наблюдения до линии электрифицированной железной дороги составляет 25 км;
- Минская железная дорога (Москва–Минск) – проходит к югу от исследуемой территории;

- Санкт-Петербург–Луга–Новгород – проходит к северу от исследуемой территории.

Влияние электрифицированных железных дорог проявляется в виде интенсивных помех на частотах, кратных промышленной частоте 50 Гц и ее гармоникам, а также в виде импульсных помех от тяговых подстанций. На расстояниях менее 40 км от линий электрифицированных железных дорог наблюдается существенное искажение естественного электромагнитного поля, что требует применения специальных методов фильтрации и робастной обработки данных.

2. Крупные города и населенные пункты

Городские агломерации являются источниками интенсивных широкополосных помех, связанных с работой электротранспорта, промышленных предприятий, линий электропередач и систем связи.

3. Линии электропередач (ЛЭП)

Через исследуемую территорию проходят высоковольтные ЛЭП напряжением 110–500 кВ. При выборе мест для установки измерительной аппаратуры избегались участки в непосредственной близости от ЛЭП (менее 500 м).

Для минимизации влияния промышленных помех точки наблюдения выбирались на максимально возможном удалении от перечисленных источников. В случаях, когда полностью избежать влияния помех не представлялось возможным, применялись методы робастной обработки данных и увеличивалась длительность записи для накопления достаточного объема качественных участков сигнала.

3.4. Хронология полевых работ

Полевые работы проводились в несколько этапов в период с 2020 по 2025 год. Выбор времени проведения экспедиций осуществлялся с учетом прогнозов солнечной и геомагнитной активности, а также сезонных климатических условий.

В Таблице 3 приведены основные характеристики полевых экспедиций. В таблице РП – интенсивность рентгеновского потока в Вт/м²; С+М+Х – среднее количество вспышек С, М и Х класса; QC-QA – качество МТ данных. За период измерений с января 2020 г. по февраль 2025 г. солнечная активность существенно выросла, что выражается и в количестве солнечных вспышек разного класса, в интенсивности рентгеновского потока, в средних значениях планетарной геомагнитной активности. Качество результатов обработки данных МТЗ также выросло с 2020 г. от средней оценки 3.5 до 4 – 4.4 [Куликов и др., 2025а].

Таблица 3. Даты экспедиций, средние значения индексов солнечной активности и качества результатов обработки данных МТЗ по оценкам программы QC-QA

Выезды	Кол-во ф.н.	Даты	Кр	Ар	РП	С+М+Х	QC-QA
1	24	26.01.2020 - 01.02.2020	2.6	5.2	1.03E-08	0	3.5
2	16	11.08.2020 - 15.08.2020	1.4	3.8	1.69E-08	0	3.7
3	31	26.01.2022 - 02.02.2022	3.5	10	5.15E-07	12	3.8
4	43	08.07.2022 - 19.07.2022	3	9	1.04E-06	14	4.1
5	53	08.07.2023 - 21.07.2023	3.1	9.2	1.70E-06	28	4.3
6	25	20.06.2024 - 27.06.2024	2.6	9.3	2.39E-06	22	4.4
7	35	15.07.2024 - 23.07.2024	2.3	5.4	2.19E-06	51	4.4
8	22	27.01.2025 - 03.02.2025	2.9	10	1.93E-06	38	4

3.5. Качество магнитотеллурических данных и влияние солнечной активности

Параллельно с проведением полевых измерений выполнялось исследование влияния солнечной активности на спектральную плотность компонент МТ поля и качество получаемых данных [Куликов и др., 2025а; Куликов и др., 2025б]. Целью являлась корректировка режима полевых записей и оптимизация расписания экспедиций на основе прогнозов солнечной и геомагнитной активности.

Измерения проводились в течение первой фазы 25-го цикла солнечной активности (закон Швабе–Вольфа), на фоне ее быстрого и заметного роста с 2020 по 2025 г. За этот период средний уровень рентгеновского излучения вырос на два порядка – от $2 \cdot 10^{-8}$ Вт/м² в 2020 г. до $2 \cdot 10^{-6}$ Вт/м² в 2024 г., а среднее количество солнечных вспышек классов C, M и X увеличилось от нуля до нескольких десятков в день [Куликов и др., 2025a].

Для анализа весь частотный диапазон измерений (10^{-3} – 10^3 Гц) был разбит на шесть поддиапазонов: ВЧ1 (10^3 – 10^2 Гц), ВЧ2 (10^2 – 10^1 Гц), СЧ1 (10^1 – 10^0 Гц), СЧ2 (10^0 – 10^{-1} Гц), НЧ1 (10^{-1} – 10^{-2} Гц) и НЧ2 (10^{-2} – 10^{-3} Гц). Для каждого поддиапазона и каждого дня измерений была оценена средняя спектральная плотность электрического и магнитного полей, которая сопоставлялась с параметрами солнечной активности: индексами геомагнитной активности Kp и Ap, интенсивностью рентгеновского потока и количеством солнечных вспышек.

На основании корреляционного анализа [Куликов и др., 2025a; Куликов и др., 2025б] установлены следующие закономерности:

- Низкочастотные компоненты магнитного поля (НЧ1, НЧ2) характеризуются высокими положительными коэффициентами корреляции с индексами геомагнитной активности Kp и Ap. Для частот ниже 0.01 Гц коэффициент корреляции с Ap достигает 0.7 при осреднении по дням наблюдений и до 1,0 при осреднении по экспедициям. Высокочастотная часть МТ-поля (выше 1 Гц) корреляции с индексами геомагнитной активности не имеет.
- Во всем частотном диапазоне наблюдается положительная корреляция плотности спектра магнитного и электрического полей с интенсивностью рентгеновского излучения Солнца. Наибольшие значения коэффициентов корреляции (0.6–0.8) фиксируются в среднечастотном диапазоне магнитного поля (от 0.1 до 100 Гц).
- Качество результатов обработки данных МТЗ, оцененное по 5-балльной шкале программы QC-QA, положительно коррелирует с плотностью спектра обеих компонент МТ-поля. Наиболее высокие коэффициенты корреляции

для магнитного поля (0.5–0.8) фиксируются в диапазоне средних и высоких частот (0.1–100 Гц). Средняя оценка качества данных выросла с 3,5 в 2020 г. до 4.0–4.4 в 2024–2025 гг. по мере роста солнечной активности.

Помимо корреляционного анализа, был выполнен почасовой анализ суточных колебаний амплитуды электрического и магнитного полей [Куликов и др., 2025a], выявивший следующие закономерности:

- для всех частот минимальные значения спектральной плотности наблюдаются в ночные и утренние часы (с 00 до 11–12 ч по московскому времени);
- максимумы спектральной плотности смещаются на более позднее время суток с ростом частоты: от полуденных часов для низких частот (0.001–0.1 Гц) до вечерних и ночных часов для высоких частот (100–1000 Гц);
- в зимний период амплитуды на средних и высоких частотах снижаются по сравнению с летним, тогда как на низких частотах (периоды более 10 с) уровень поля сопоставим;
- в зимние месяцы максимум амплитуды низких и средних частот приходится на узкий дневной интервал (10–14 ч), тогда как в летний период максимум высокочастотной и среднечастотной частей смещается на вечерние часы (16–19 ч).

3.6. Рекомендации по оптимизации режима измерений

На основании полученных результатов выработаны следующие рекомендации [Куликов и др., 2025a; Куликов и др., 2025b]:

- для глубинных зондирований, ориентированных на низкочастотный диапазон (периоды более 100 с), при планировании работ следует ориентироваться на прогноз индекса A_p ;
- для получения высококачественных данных на средних частотах (0.01–100 Гц), определяющих качество оценки импеданса, следует учитывать прогноз

интенсивности рентгеновского потока и солнечных вспышек, а оптимальным временем записи являются дневные и вечерние часы (12–23 ч);

- высокочастотный диапазон (100–1000 Гц), используемый в режиме АМТЗ, достигает максимальных амплитуд в вечерние и ночные часы и не имеет корреляции с индексами геомагнитной активности.

Таким образом, собранный фактический материал обеспечивает достаточную плотность и качество данных для построения как двумерных, так и трехмерных геоэлектрических моделей земной коры в районе Ильменской аномалии.

Глава 4. Качественный анализ МТ-данных³

Качественный анализ магнитотеллурических данных включает построение и интерпретацию карт кажущихся сопротивлений на различных периодах, анализ параметров неоднородности среды и магнитовариационных характеристик. Такой анализ позволяет выделить основные геоэлектрические структуры района, определить размерность задачи и подготовить данные для количественной интерпретации. Качественный анализ проводился в том числе с использованием результатов МТЗ в Южном Приладожье [Ионичева, 2022].

4.1. Анализ карт кажущихся сопротивлений

На самых высоких частотах (10-500 Гц) структура поля кажущихся сопротивлений определяется первыми сотнями метров осадочного чехла. На карте эффективной компоненты ρ_k на частоте 100 Гц (Рисунок 23Рисунок) отчетливо выделяется изометричная аномалия пониженных значений в районе южного берега оз. Ильмень между городами Шимск и Старая Русса. Значения кажущихся сопротивлений в центре аномалии составляют первые Ом·м.

В диапазоне периодов 2–100 с пространственная структура поля кажущихся сопротивлений контролируется геометрией мощного осадочного чехла Валдайского авлакогена. Ось аномально низких значений ρ_k ориентирована в северо-восточном направлении: в северной части площади она проходит через г. Демянск и г. Валдай, огибая г. Холм с востока (Рисунок 24Рисунок). В южной части аномалия разветвляется: юго-западная ветвь располагается западнее г. Великие

³При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Куликов В.А., Варенцов И.М., Барышников С.П., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Мокров Е.А., **Шагарова Н.М.**, Ширяев М.И., Яковлев А.Г. Результаты магнитотеллурических работ по региональному профилю Ямм–Торжок // Геология и геофизика. – 2025. – Т. 66, № 12. – С. 1638–1651. EDN: GADMVT. Импакт-фактор 0,910 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%

Куликов В.А., Варенцов И.М., Иванов П.В., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Лозовский И.Н., Родина Т.А., **Шагарова Н.М.**, Яковлев А.Г. Трёхмерная модель Ильменской коровой аномалии электропроводности по результатам магнитотеллурических зондирований // Физика Земли. – 2025. – № 1. – С. 103–118. EDN: ACLVRZ. Импакт-фактор 0,804 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%

Луки, субмеридиональная – в районе г. Западная Двина (Рисунок 25Рисунок). Такая конфигурация полностью согласуется с картой суммарной продольной проводимости осадочного чехла исследуемой территории [Куликов и др., 2025в].

Начиная с периода 100-200 с структура карт кажущихся сопротивлений меняется. На фоне снижения аномального эффекта от осадочного чехла Валдайского авлакогена, появляются аномалии пониженных значений кажущегося сопротивления меридионального направления (Рисунок 26Рисуно). Самая яркая проходит примерно между меридианами 31° и 32° восточной долготы через города Старая Русса, Холм и между городами Великие Луки и Западная Двина. Вторая возможная аномалия меридионального направления намечается вдоль 30° в.д. и проходит через города Дно, Дедовичи, Локня, Великие Луки. Стоит отметить, что аномалии пониженных ρ_k на данных периодах наиболее ярко фиксируются на широтной компоненте u_x (Рисунок 27Рисунок). Кроме того, на северо-западном краю площади работ, в районе Чудского озера, фиксируется не оконтуренная с запада и северо-востока аномалия пониженных ρ_k . На меридиональной компоненте ρ_{xy} в диапазоне от 100 до 1000 с наиболее ярко выделяется аномалия пониженных ρ_k в районе города Старая Русса [Куликов и др., 2025г].

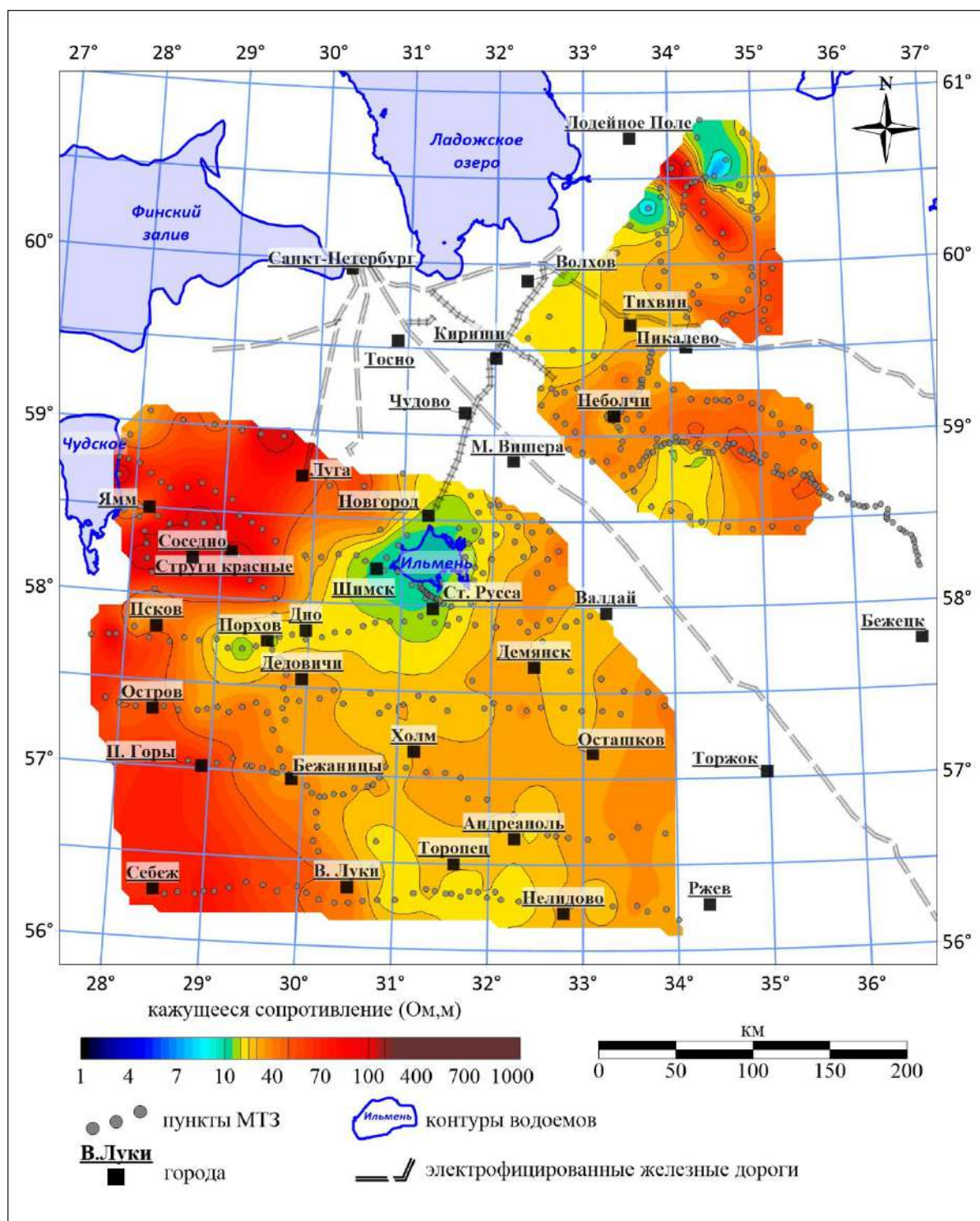


Рисунок 23 – Карта эффективной компоненты кажущегося сопротивления на частоте 100 Гц

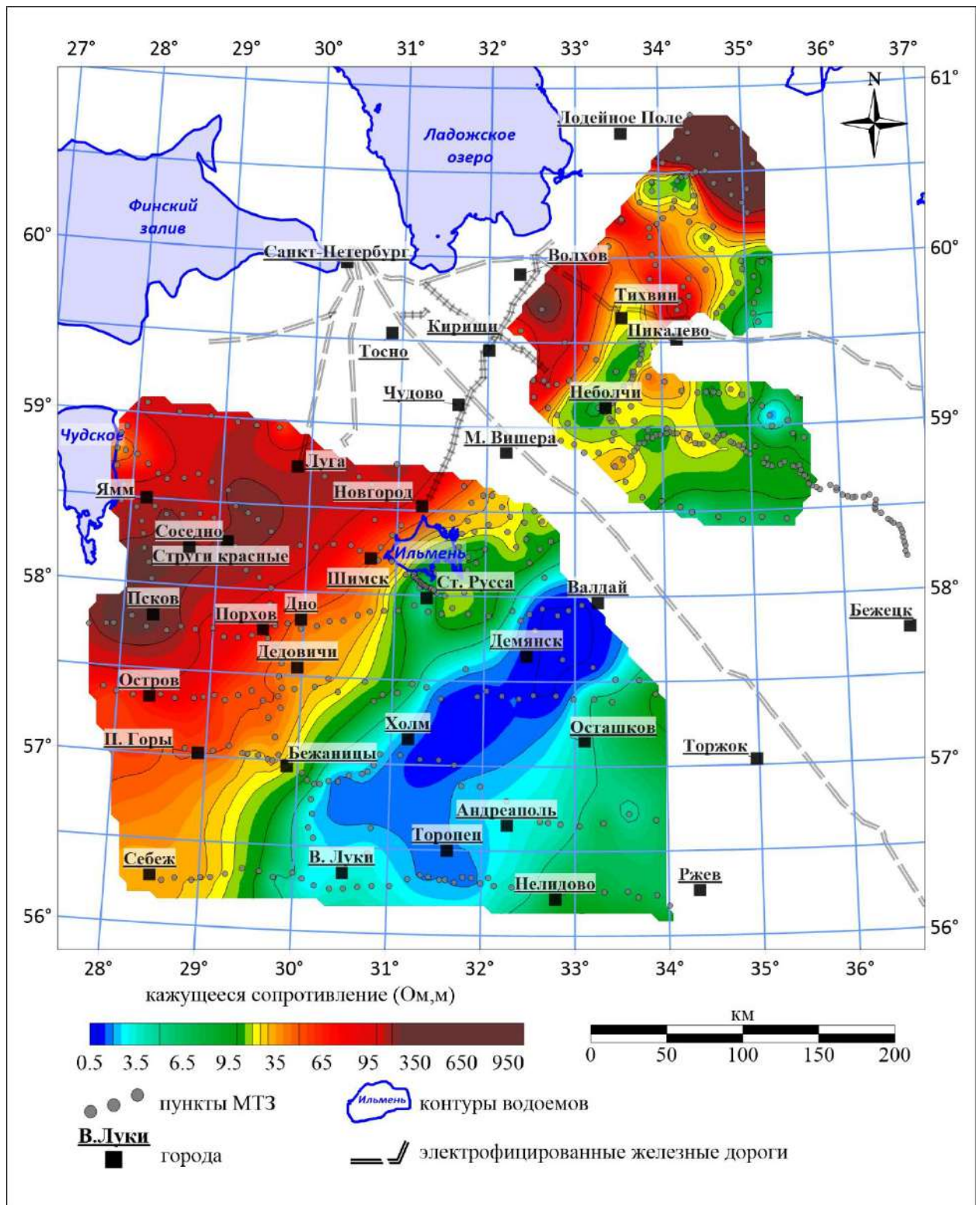


Рисунок 24 – Карта эффективной компоненты кажущегося сопротивления на периоде 20 с

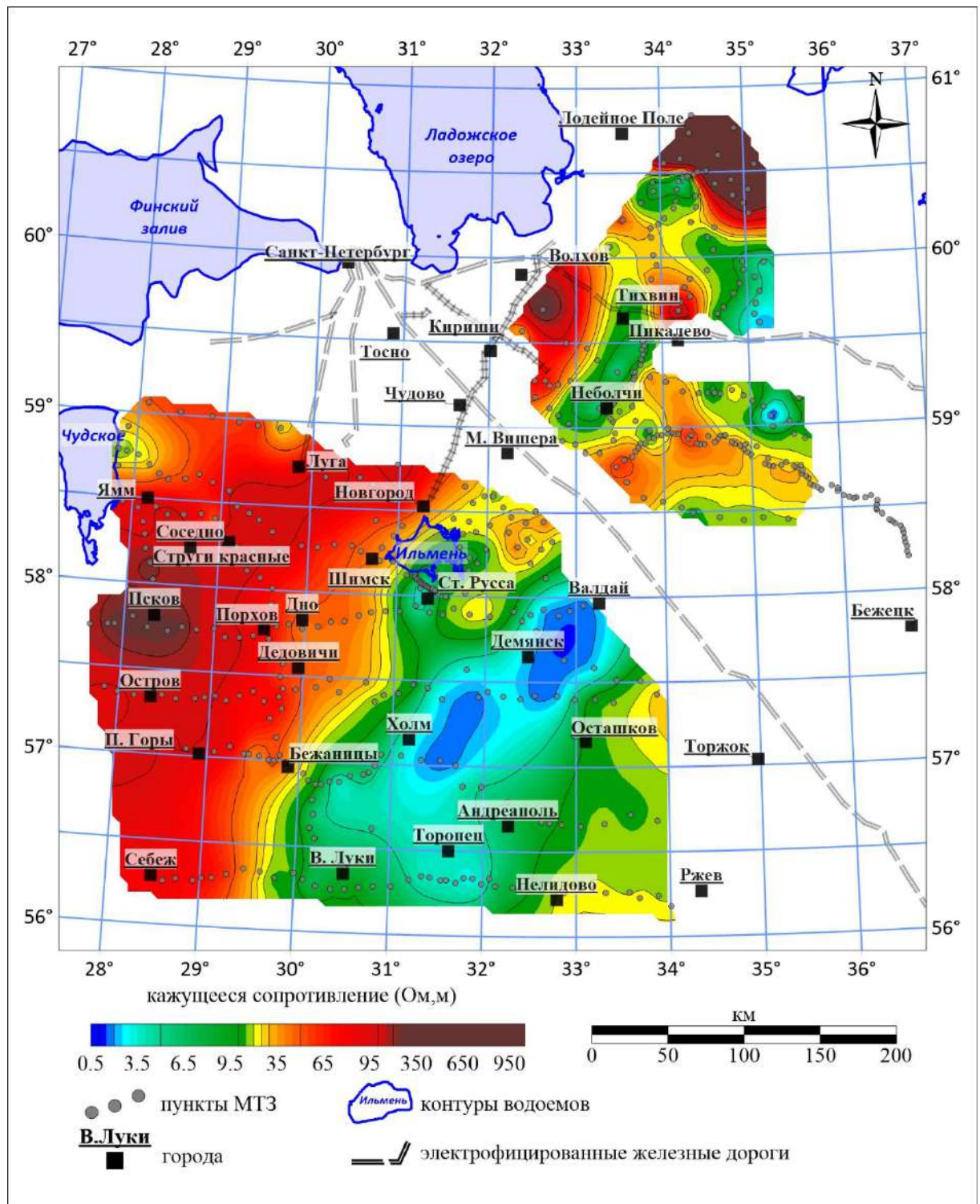


Рисунок 25 – Карта эффективной компоненты кажущегося сопротивления на периоде 100 с

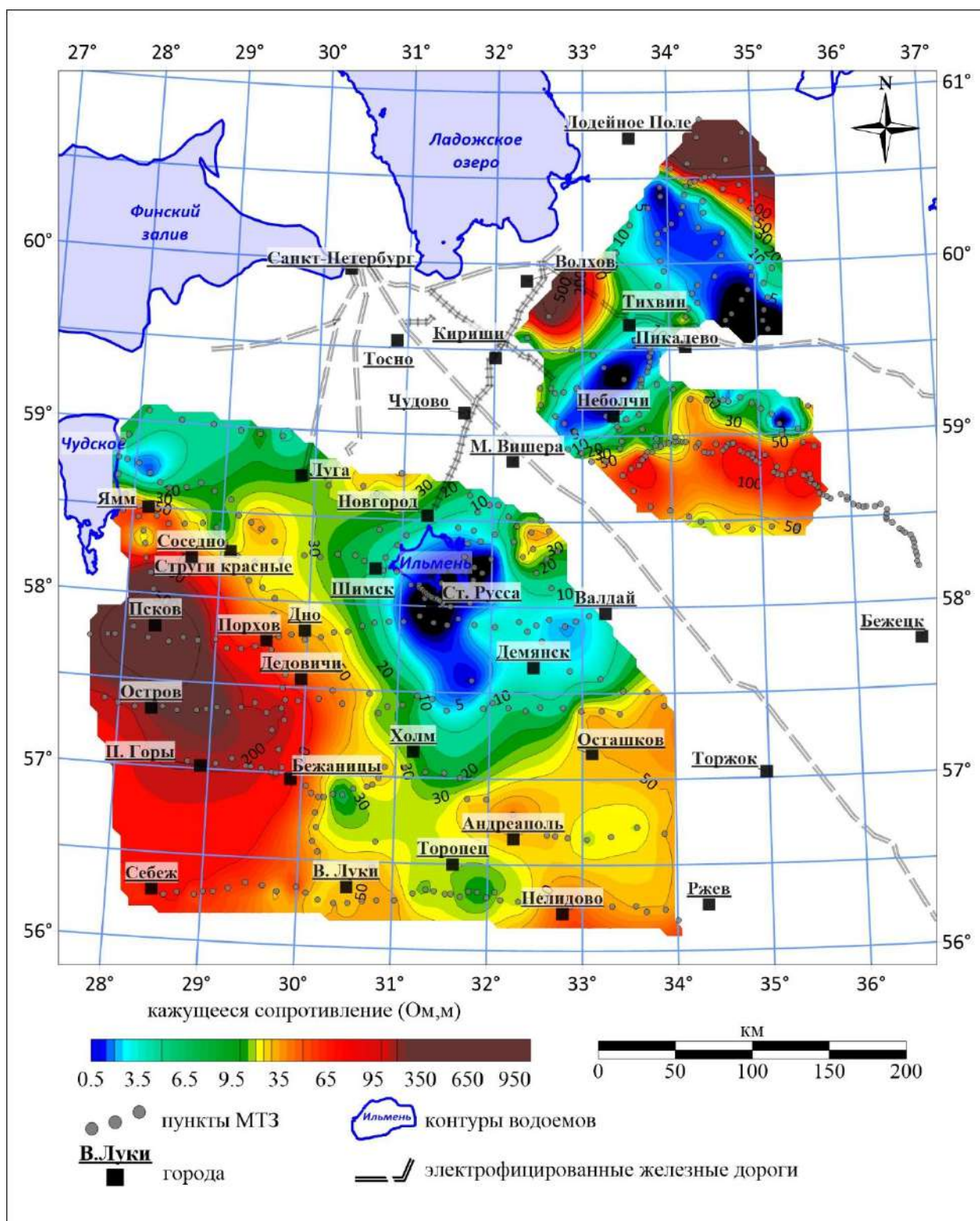


Рисунок 26 – Карта меридиональной компоненты кажущегося сопротивления на периоде 1000 с

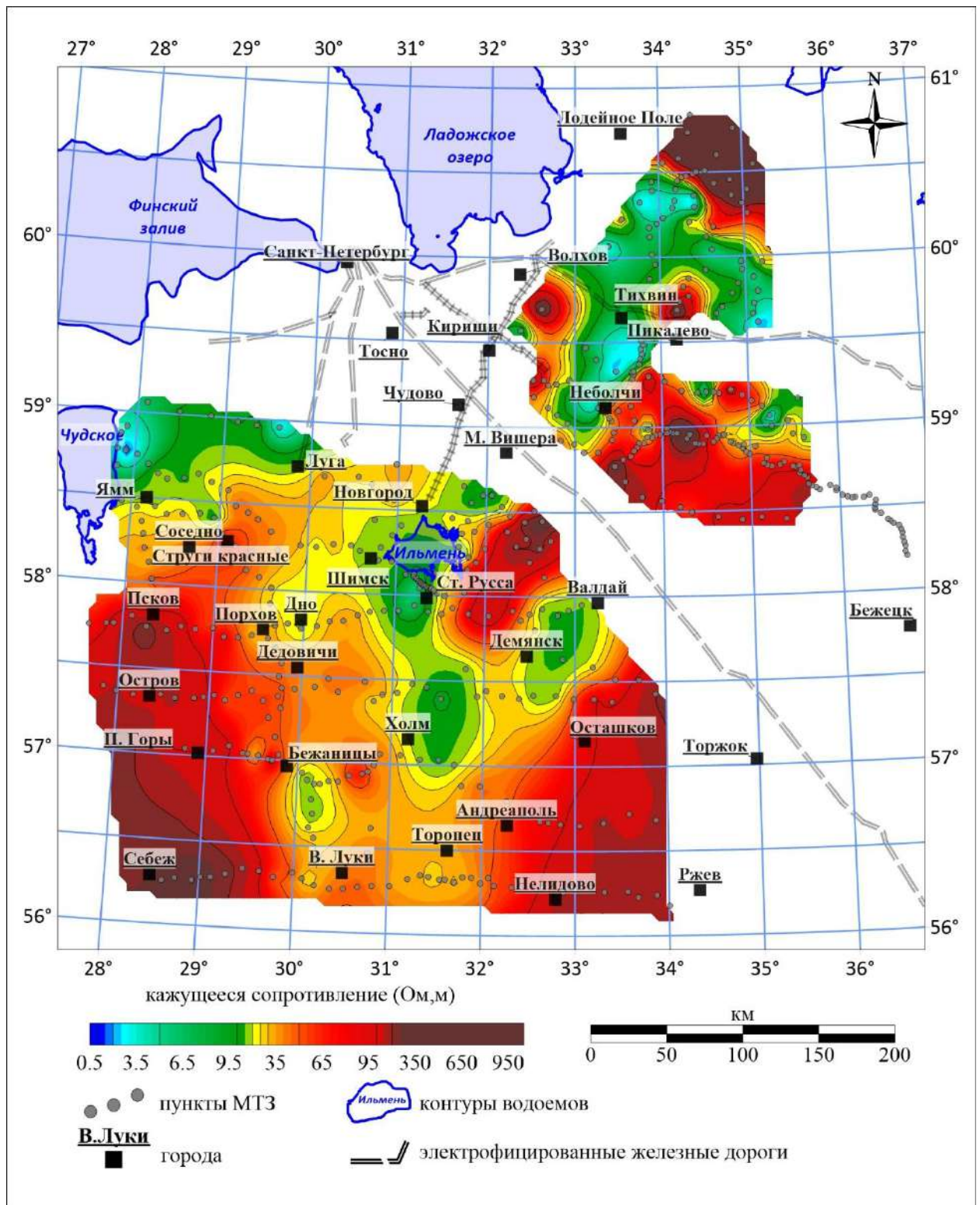


Рисунок 27 – Карта широтной компоненты кажущегося сопротивления на периоде 1000 с

Кроме того, отмечается заметное расхождение между широтной (ρ_{yx}) и меридиональной (ρ_{xy}) компонентами кажущегося сопротивления в западной части площади работ от г. Бежаницы до г. Середка. На данном участке на больших периодах кривые ρ_{xy} лежат выше кривых ρ_{yx} , что хорошо видно по карте разницы

этих компонент (Рисунок 28Рисунок) и по соотношению значений фаз импеданса $\varphi_{xy} - \varphi_{yx}$ (Рисунок 29Рисунок).

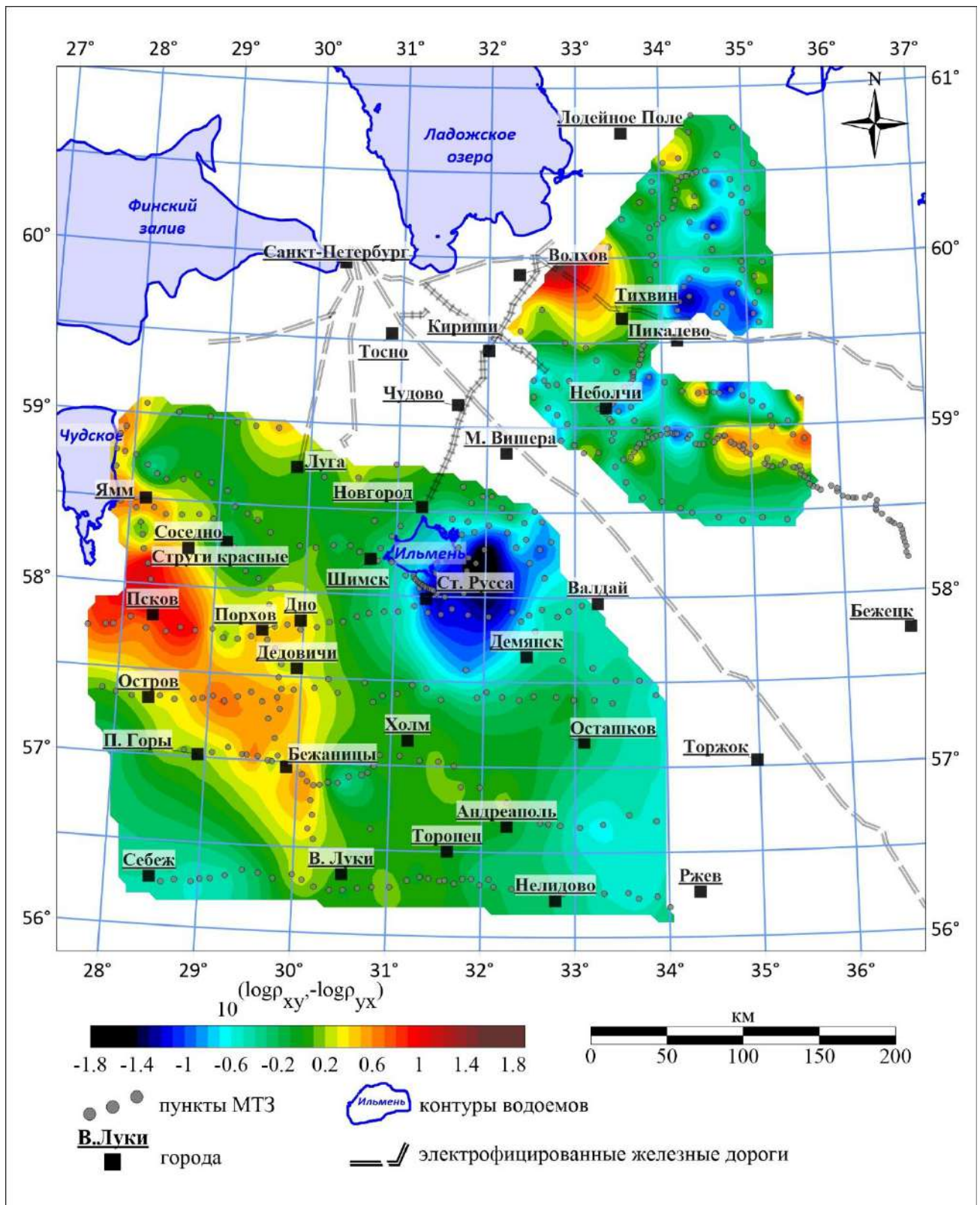


Рисунок 28 – Карта разницы меридиональной и широтной компонент кажущегося сопротивления на периоде 500 с

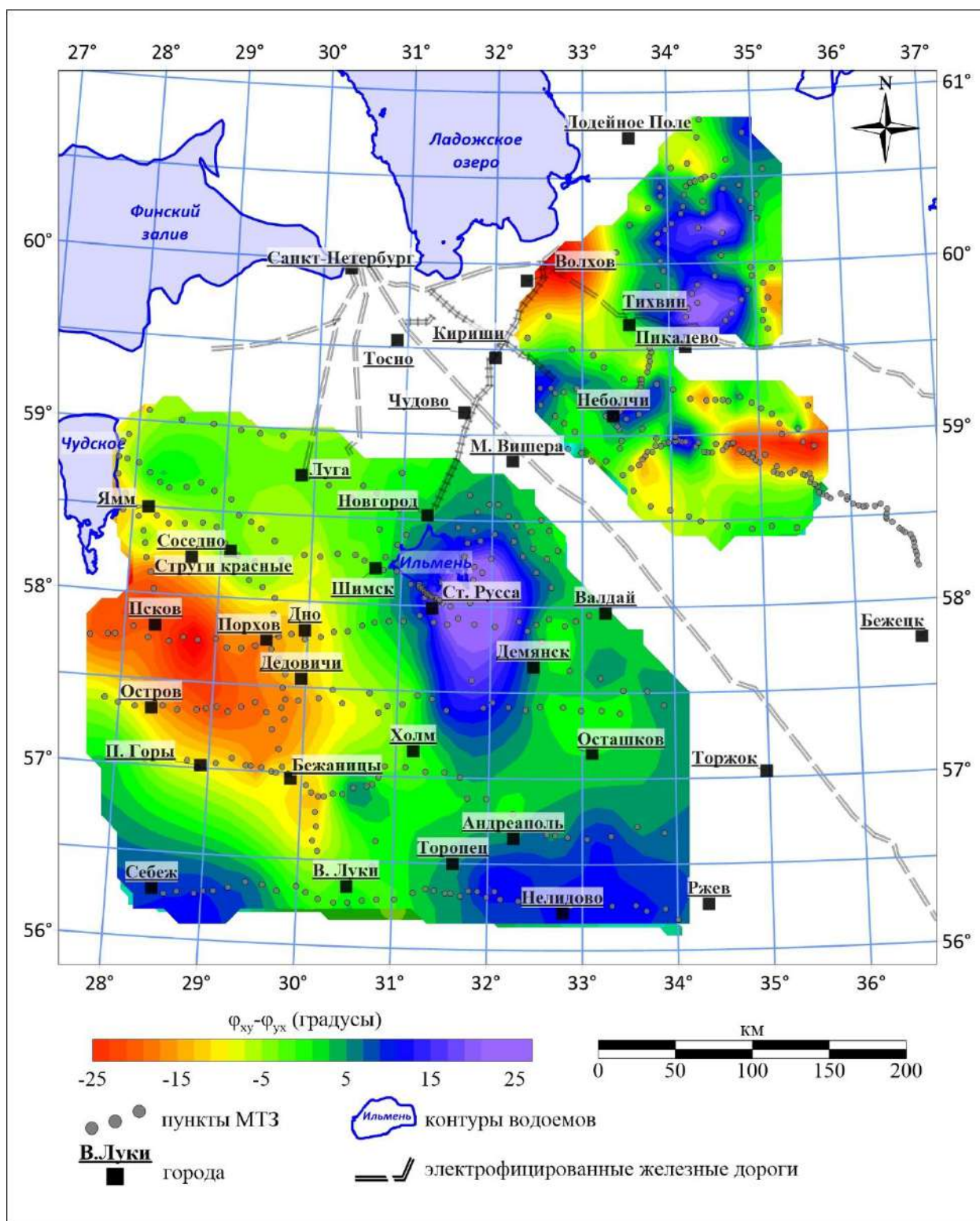


Рисунок 29 – Карта разницы фазы импеданса на периоде 50 с

По результатам анализа карт кажущихся сопротивлений и фаз импеданса на разных периодах на площади исследований выделены четыре участка, характеризующихся наличием пород с аномально высокой проводимостью на разных глубинах (Рисунок 30Рисунок).

Участок № 1 соответствует центральной части Валдайского авлакогена, характеризующейся максимальными значениями суммарной продольной проводимости осадочного чехла $S_{oc} = 2500\text{--}3000$ См. Мощность осадочного чехла на данных точках колеблется в диапазоне 2700–3000 м, что позволяет оценить среднее продольное сопротивление осадочных пород на уровне около 1 Ом·м. Столь низкий уровень УЭС объясняется присутствием высокоминерализованных пластовых вод в нижних горизонтах осадочного чехла, сопротивление которых может опускаться до десятых долей Ом·м. На точках МТЗ № РА22–РА24, ОО28–ОО30 и РВ32–РВ34 получены типичные кривые ρ_k для участка № 1 (Рисунок 31Рисунок , а).

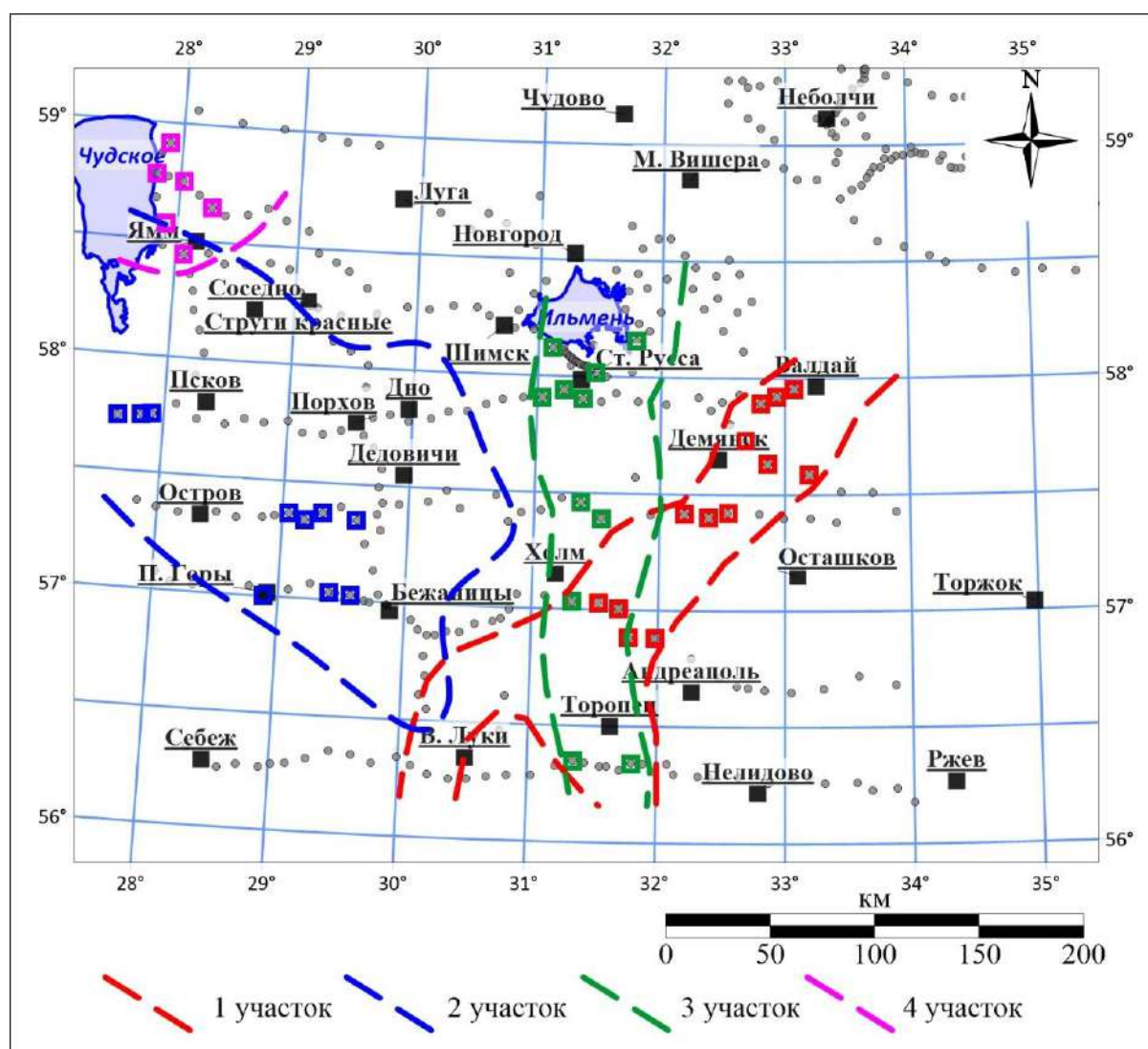


Рисунок 30 – Схема разделения области исследований на участки с выделенными пикетами, для которых построены кривые (Рисунок 31Рисунок)

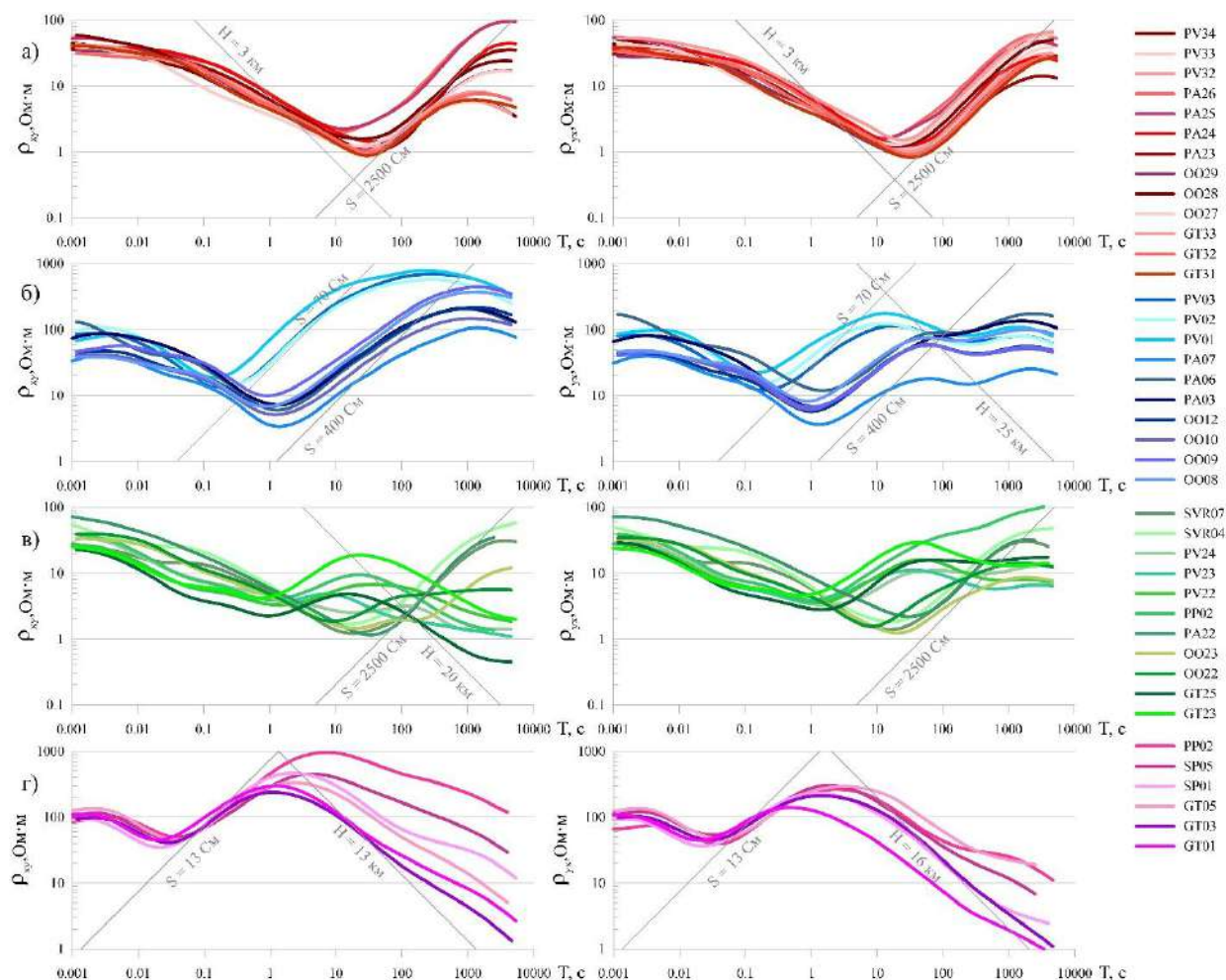


Рисунок 31 – Типичные кривые кажущегося сопротивления: а – в центре Валдайского авлакогена; б – на северо-западном участке площади; в – над меридиональной проводящей зоной в центральной части площади работ; г – в зоне влияния Чудской аномалии

Участок № 2 выделен на северо-западном фланге площади, где фиксируются минимальные значения $S_{oc} = 70\text{--}400$ См. Характерной чертой кривых кажущегося сопротивления (Рисунок 31, б) является наличие перегиба на широтной компоненте ρ_{yx} в диапазоне периодов 50–1000 с. Глубина до кровли проводника по асимптотам оценивается в 18–25 км, его суммарная продольная проводимость $S_{кор}$ составляет от 700 до 1500 См.

Участок № 3 отвечает субмеридиональной отрицательной аномалии ρ_{xy} , прослеживающейся на низких частотах от точек SVR № 4-8 на юге до точек GT № 23-25 на севере. Характерной особенностью меридиональной компоненты ρ_{xy} в данной области является аномальное поведение низкочастотной ветви (Рисунок 31, в). На некоторых точках фиксируется отсутствие восходящей ветви, отвечающей высокоомным породам кристаллического фундамента, на других присутствует

небольшой максимум и нисходящая ветвь, отражающая наличие проводника на уровне коровых глубин 4-20 км. На профилях SVR и РА данная меридиональная область пересекается с осью Валдайского авлакогена, и эффект от корового проводника может быть экранирован большими суммарными проводимостями осадков. В северной части участка №3, к которой относятся точки PV22-PV26, GT23-GT26, а также PP01-PP03, ярко проявляется проводник не только на широтной компоненте u_x , но и на меридиональной компоненте u_y . Кривые для компоненты u_y на всех точках лежат ниже, чем для компоненты u_x (Рисунок 31, в).

Участок № 4 выделен на крайних северо-западных точках профилей SP и GT (GT01-GT08 и SP01-SP08). Типичные кривые для этого участка характеризуются наличием нисходящей ветви на периодах выше 3 с на обеих компонентах, при этом кривая для широтной компоненты в большинстве случаев лежит ниже (Рисунок 31, г). Поведение МТ-параметров на Участке № 4, наиболее вероятно, связано с влиянием Чудской аномалии электропроводности.

4.2. Параметры неоднородности

Для оценки размерности и ориентации геоэлектрических структур использовались параметры фазового тензора (ФТ) [Caldwell et al., 2004; Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Ключевыми диагностическими величинами являются: $\Delta\varphi = (\varphi_{\max} - \varphi_{\min})$ – мера латеральной неоднородности разреза (при $\Delta\varphi > 15^\circ$ разрез не может считаться горизонтально-слоистым) и β – параметр асимметрии (при $\beta < 5-10^\circ$ среда может интерпретироваться как двумерная). Принципиальное достоинство метода фазового тензора – нечувствительность к влиянию локальных приповерхностных неоднородностей, что особенно важно при работе в условиях мощного неоднородного осадочного чехла.

На периодах менее 5–10 с значения параметра $\Delta\varphi$ повсеместно не превышают 10° , что свидетельствует об одномерном характере геоэлектрического разреза в данном частотном диапазоне. С периода 10 с в поле параметра неоднородности формируются две самостоятельные аномальные зоны с $\Delta\varphi > 15^\circ$ (Рисунок 32):

северо-западная, охватывающая районы городов Псков, Остров и Середка, и зона к востоку и юго-востоку от озера Ильмень. Ориентировка главных осей фазового тензора в этих зонах устойчива: для северо-западной – $270\text{--}330^\circ$ СЗ, для района Старой Руссы – $10\text{--}15^\circ$ СВ.

По мере увеличения периода размеры обеих областей с $\Delta\varphi > 15^\circ$ постепенно возрастают. Северо-западная зона распространяется до городов Бежаницы и Локня на профиле РА, а Старорусская – до линии профиля ОО (точки ОО23-26). Превалирующие азимуты геоэлектрических структур при этом сохраняются. На периоде 100 с несколько точек к востоку от г. Нелидово на профиле SVR также приобретают значения $\Delta\varphi > 15^\circ$ (Рисунок 33).

На периоде 1000 с к объектам с высокой неоднородностью геоэлектрического разреза добавляется субмеридиональная зона, протягивающаяся от г. Западная Двина до г. Старая Русса (Рисунок 34). Таким образом, с увеличением периода зондирования, т. е. с переходом к большим глубинам, неоднородность разреза нарастает и охватывает значительную часть центрального района площади исследований.

По карте параметра асимметрии фазового тензора (β), обе области с высокими значениями $\Delta\varphi$ отвечают двумерным структурам: значения β в их границах практически не выходят за пределы 10° . Локальная трехмерность геоэлектрической структуры отмечается в районе п. Локня и г. Демянска (Рисунок 35).

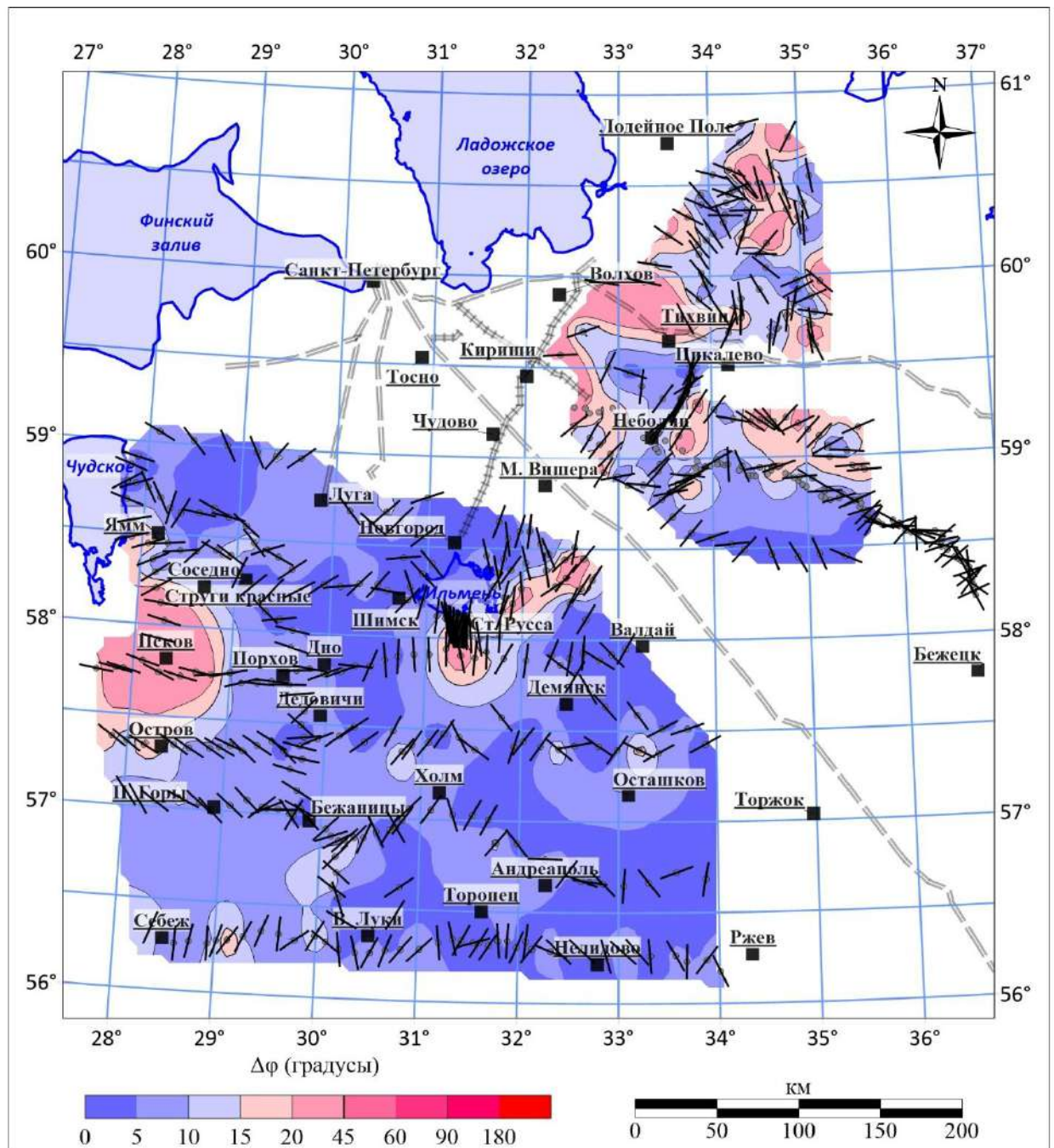


Рисунок 32 – Карта фазового параметра неоднородности $\Delta\phi$ с нанесенными направлениями главной оси ΦT на периоде 10 с

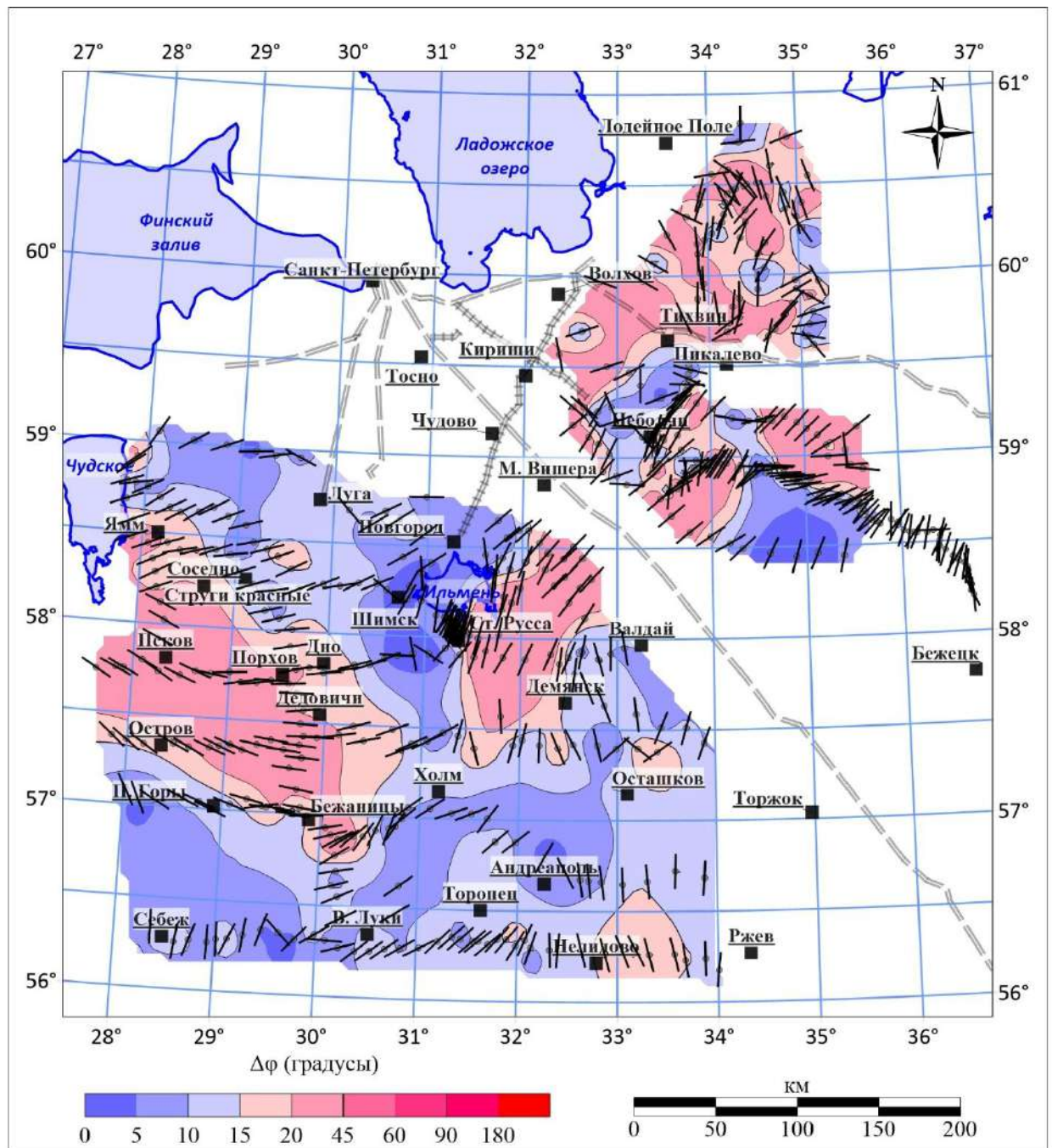


Рисунок 33 – Карта фазового параметра неоднородности $\Delta\phi$ с нанесенными направлениями главной оси ФТ на периоде 100 с

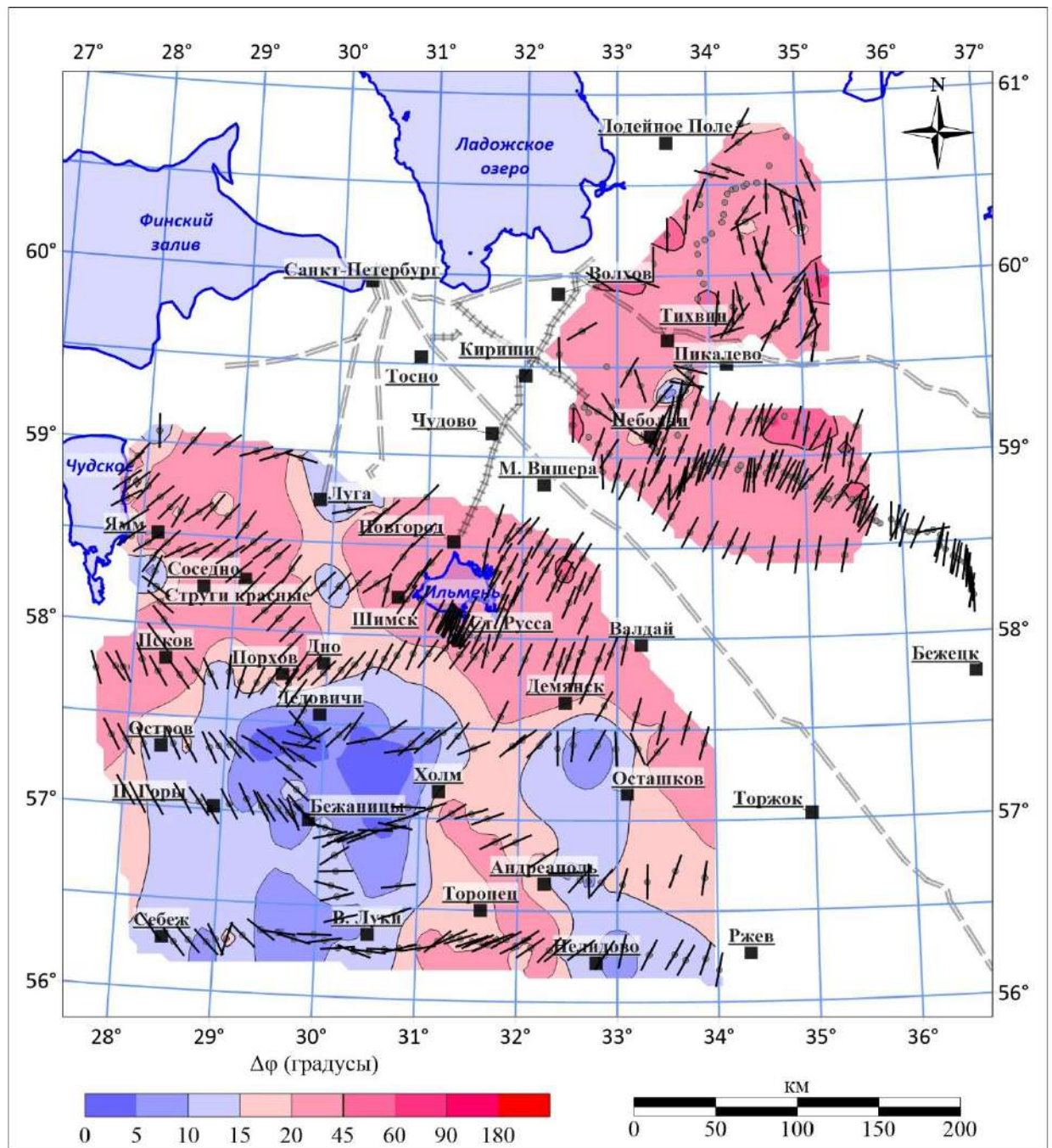


Рисунок 34 – Карта фазового параметра неоднородности $\Delta\phi$ с нанесенными направлениями главной оси ФТ на периоде 1000 с

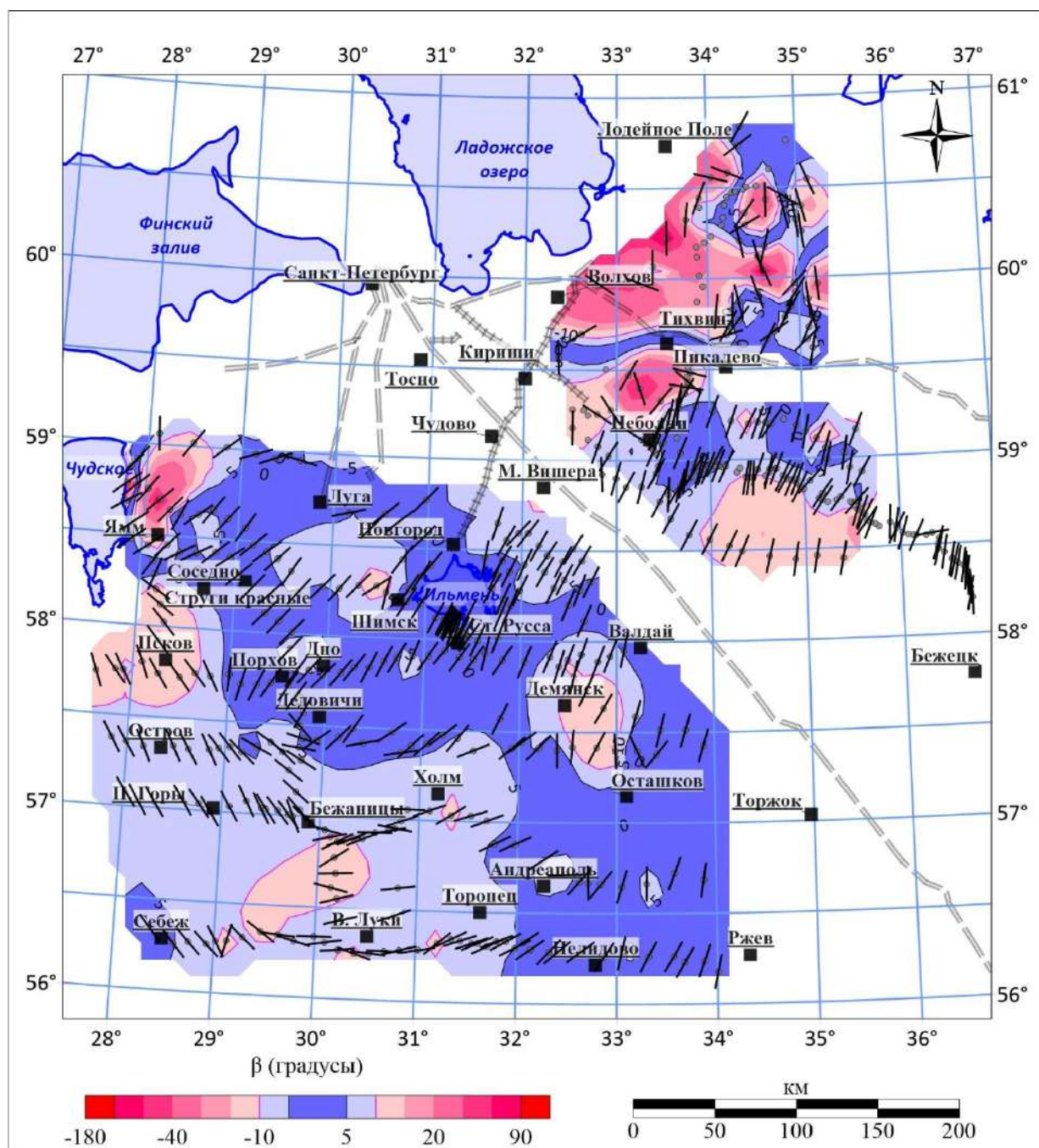


Рисунок 35 – Карта параметра асимметрии фазового тензора β с нанесенными направлениями главной оси ФТ на периоде 1000 с

4.3. Магнитовариационные параметры

На высоких частотах длины индукционных векторов минимальны, что соответствует практически горизонтально-слоистому строению осадочного чехла.

На периодах 5–10 с появляются высокие значения типперов в западной части профиля PV, предположительно отражающие наличие проводника субширотного простирания на относительно небольших глубинах. На периодах 20–200 с наиболее

выразительная аномалия минимальных значений $|ReW|$ маркирует ось Валдайского авлакогена (Рисунок 36). На периоде 200 с наблюдаются еще две зоны минимальных значений типпера, которые могут отражать ось проводника: первая – от города Старая Русса вдоль профиля PV, вторая относится ко всей северо-западной части профиля GT (GT01-14). На периоде 2000 с минимальные значения типпера фиксируются вдоль субмеридиональной зоны, проходящей по профилю PV через город Старая Русса и западнее города Западная Двина (Рисунок 37).

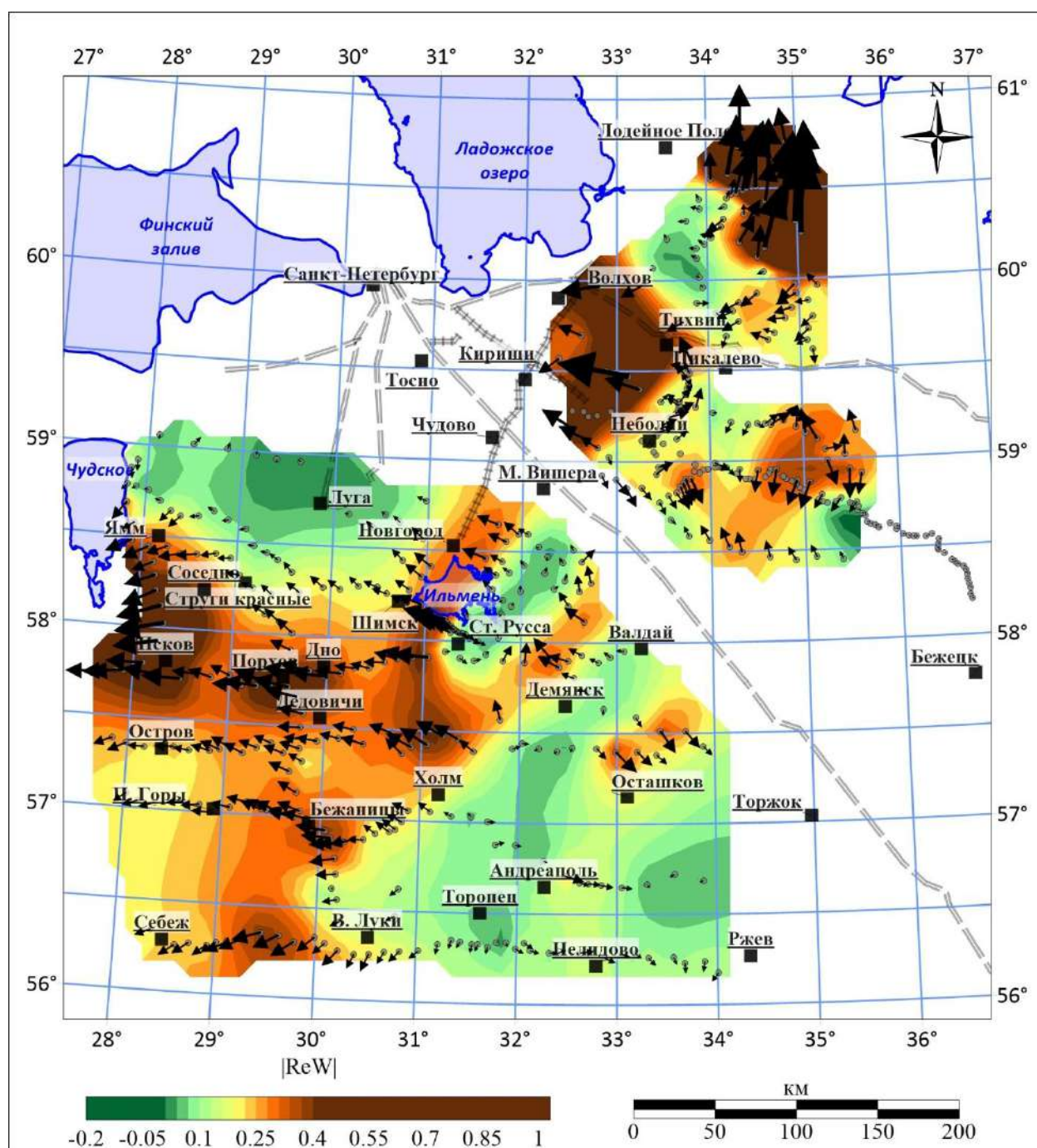


Рисунок 36 – Карта длины вещественного индукционного вектора с нанесенными индукционными векторами на периоде 200 с

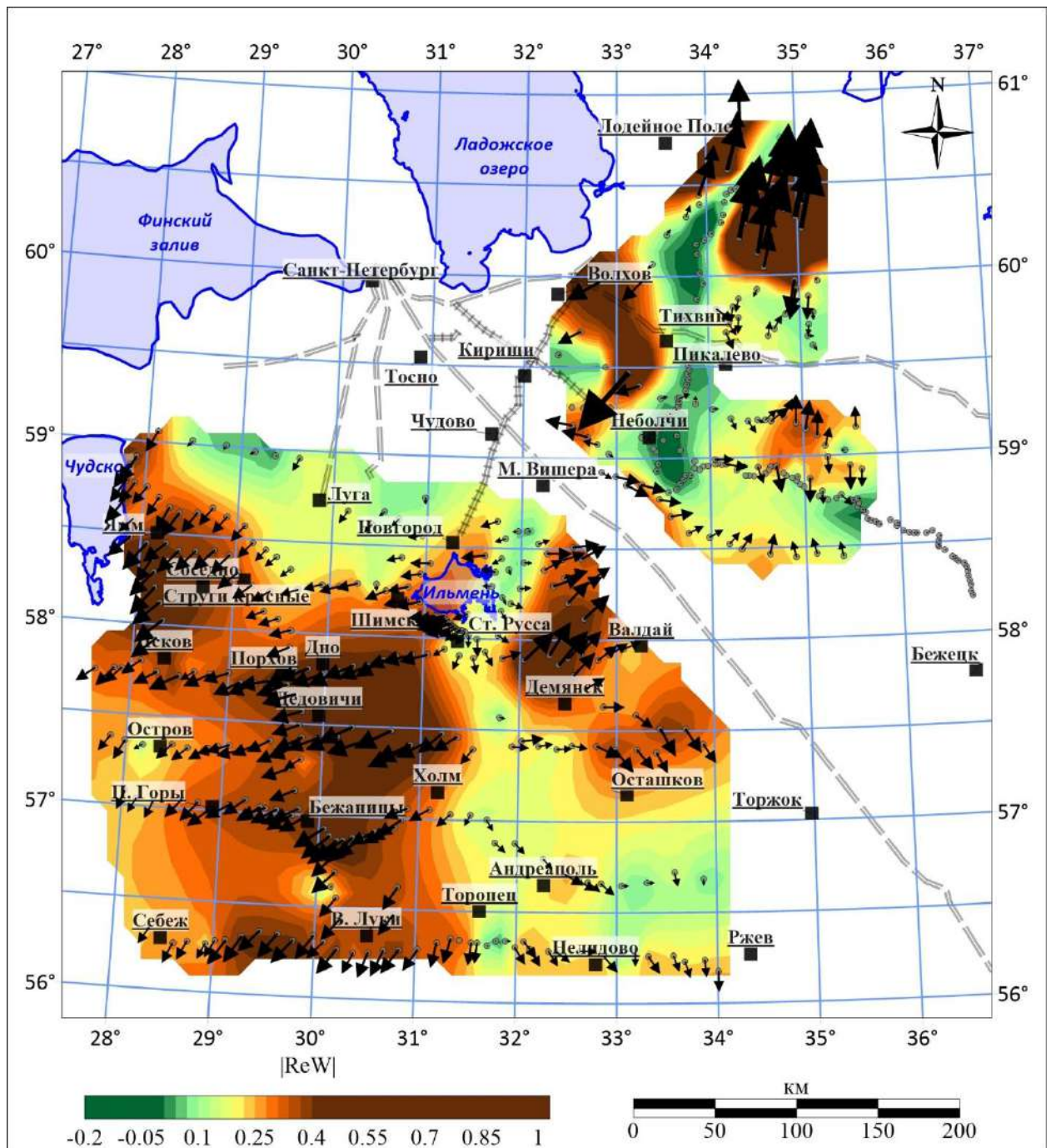


Рисунок 37 – Карта длины вещественного индукционного вектора с нанесенными индукционными векторами на периоде 2000 с

Ось глубинного проводника хорошо прослеживается по смене знака вещественной части компоненты матрицы Визе W_{zy} : на низких частотах знак W_{zy} меняется по линии, проходящей примерно между 31-м и 32-м меридианами от г. Западная Двина до г. Старая Русса (Рисунок 38), что отражает смену направления индукционных векторов с западных румбов на восточные. К северу от оз. Ильмень ось проводника меняет направление с субмеридионального на северо-восточное и прослеживается в сторону городов Малая Вишера и Тихвин.

Среди компонент горизонтального магнитного тензора (ГМТ) наиболее информативной для картирования структур субмеридионального простираия является широтная компонента M_{yy} (H_y): она достигает максимума непосредственно над осью субмеридиональных проводников. На периодах более 500 с в центральной части площади работ выделяется линейная положительная аномалия M_{yy} , ось которой в целом совпадает с зоной разворота индукционных стрелок (Рисунок 39Рисунок).

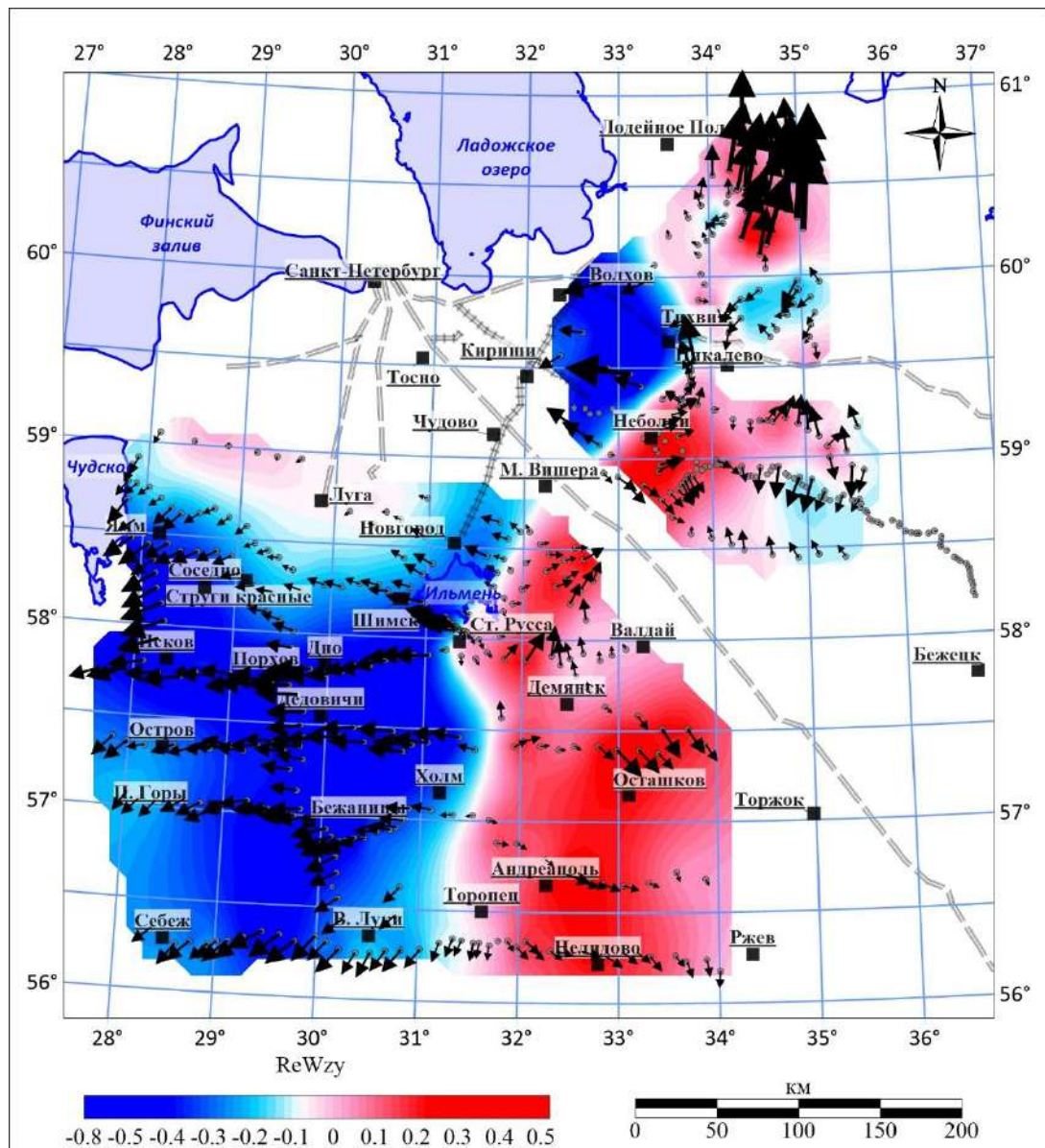


Рисунок 38 – Карта реальной части компоненты Wzy с нанесенными индукционными векторами на периоде 500 с

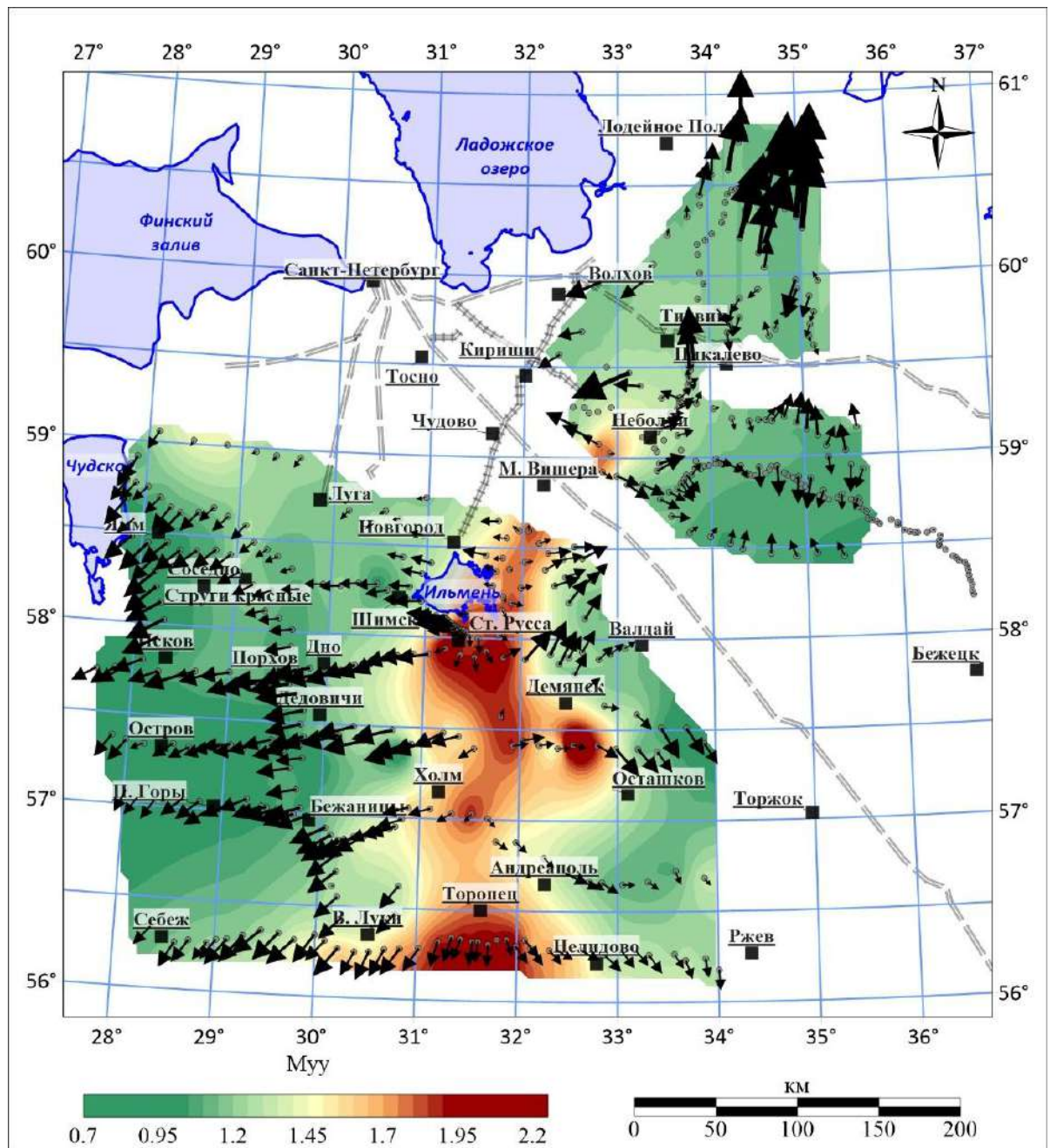


Рисунок 39 – Карта широтной компоненты ГМТ (Му) с нанесенными индукционными векторами на период 2000 с

4.4. Выводы по главе

По результатам качественного анализа магнитотеллурических данных, полученных на Ильменской площади, были установлены следующие основные закономерности геоэлектрического строения земной коры и осадочного чехла исследуемой территории.

На картах кажущихся сопротивлений выделены четыре геоэлектрически обособленных участка. Центральная часть Валдайского авлакогена

характеризуется аномально низкими значениями ρ_k на периодах 2–100 с, которые обусловлены мощным осадочным чехлом (до 3.5 км) с высокоминерализованными пластовыми водами. Западный фланг площади отличается наличием корового проводника на глубинах 18–25 км, предположительно связанного с зоной влияния Чудской аномалии. Субмеридиональная проводящая зона в центральной части, прослеживаемая в диапазоне периодов 100–3000 с, соответствует Ильменскому глубинному проводнику с кровлей на глубине около 10 км. Северо-восточная аномалия, простирающаяся от г. Старая Русса до г. Тихвин, фиксируется на картах ρ_k при малых частотах и подтверждается поведением индукционных векторов.

Анализ параметров неоднородности на основе метода фазового тензора показал, что на коротких периодах и вне выделенных аномальных участков геоэлектрический разрез близок к квазидвумерному. Однако начиная с периодов 5–10 с устойчиво проявляются зоны повышенной неоднородности ($\Delta\phi > 15^\circ$) – на северо-западе площади, в районе г. Старая Русса и вдоль субмеридиональной проводящей зоны. С увеличением периода область, где допустимо двумерное приближение, сокращается.

Магнитовариационные данные независимо подтвердили как наличие, так и пространственное положение выявленных проводящих структур. Разворот вещественных индукционных векторов Визе между меридианами 31° и 32° в.д. однозначно фиксирует ось Ильменского проводника. К северу от оз. Ильмень ось структуры поворачивает на северо-восток, что отражается в соответствующем изменении направления смены знака W_{zy} .

Совокупность результатов качественного анализа указывает на сложную, в значительной мере трехмерную, структуру геоэлектрического разреза на глубинах, соответствующих кристаллическому фундаменту в верхней коре. Это обстоятельство, наряду с наличием разнонаправленных проводящих структур, обосновывает необходимость применения трехмерной инверсии в рамках количественной интерпретации данных.

Глава 5. Построение геоэлектрической модели осадочного чехла⁴

Прежде чем приступить к построению трехмерной модели земной коры по данным магнитотеллурических зондирований, необходимо построить корректную геоэлектрическую модель верхней части разреза – осадочного чехла. Этот шаг методически обязателен: осадочная толща формирует характерный облик кривых кажущегося сопротивления на высоких и средних частотах, и без ее учета интерпретация коровой части разреза окажется неустойчивой. Вместе с тем сам осадочный чехол в пределах изучаемого региона отличается сложным строением: существенными вариациями мощности, обусловленными наличием Валдайского авлакогена, и значительной дифференциацией гидрохимических условий – от пресных вод приповерхностных горизонтов до высококонцентрированных рассолов нижней части разреза. Именно эти особенности определяют многоступенчатый, сложноструктурированный характер кривых МТЗ на исследуемой территории.

5.1. Обоснование одномерного подхода к интерпретации

По результатам качественного анализа МТ-данных (Глава 4) установлено, что в диапазоне периодов, отвечающих осадочному чехлу, геоэлектрический разрез допускает одномерную интерпретацию – то есть может быть представлен моделью горизонтально-слоистой среды.

Детальное рассмотрение в качестве примера профиля Остров–Осташков (ОО) показывает, что основной тип кривых кажущегося сопротивления по линии

⁴При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Куликов В.А., Алексанова Е.Д., Аристова А.А., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.** Построение геоэлектрической модели осадочного чехла центральной части главного девонского поля Восточно-Европейской платформы на основе данных МТЗ // Гелиогеофизические исследования. – 2025. – № 50. – С. 56–71. EDN: HUVIQA. Импакт-фактор 0,296 (РИНЦ). 1,0 п.л., вклад автора – 30%

Куликов В.А., Варенцов И.М., Барышников С.П., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Мокров Е.А., **Шагарова Н.М.**, Ширяев М.И., Яковлев А.Г. Результаты магнитотеллурических работ по региональному профилю Ямм–Торжок // Геология и геофизика. – 2025. – Т. 66, № 12. – С. 1638–1651. EDN: GADMVT. Импакт-фактор 0,910 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%

профиля – KQНАК (Рисунок 40, а). Исследуемый профиль проходит через зону Валдайского авлакогена. В фоновых частях профиля минимум кривых кажущегося сопротивления располагается на уровне незначительно ниже 10 Ом·м, восходящая ветвь на высокоомный фундамент начинается с периодов порядка 10 с ($\sqrt{T} \approx 2-3$ с^{1/2}). Непосредственно над Валдайским авлакогеном картина существенно меняется: минимум кривой смещается до значений 1–2 Ом·м, а рост кривой, обусловленный влиянием фундамента, начинается лишь на периодах около 100 с ($\sqrt{T} \approx 10$ с^{1/2}). Подобное изменение положения минимума свидетельствует о том, что если на периферии профиля минимальные значения УЭС составляют единицы Ом·м, то в пределах авлакогена они опускаются ниже 1 Ом·м. Столь низкие значения удельного электрического сопротивления однозначно указывают на присутствие водоносных горизонтов, насыщенных высококонцентрированными рассолами.

На Рисунке 40 представлены псевдоразрезы ρ_k по эффективной компоненте (Рисунок 40, б) и параметра $\Delta\phi$ эллипсов фазового тензора (Рисунок 40, в). Для оценки применимости одномерного подхода к интерпретации можно проанализировать поведение параметра $\Delta\phi$ в диапазоне периодов от 0.001 до 100 с. Согласно разрезу $\Delta\phi$, в указанном диапазоне этот параметр практически повсеместно остается ниже порогового значения 15°, что подтверждает правомерность использования 1D-интерпретации для данного участка.

Площадная гистограмма, построенная по всем точкам наблюдений в том же частотном диапазоне (Рисунок 41), подтверждает этот вывод: подавляющее большинство значений не выходит за указанный предел. Это принципиальный вывод, который позволяет построить трехмерную модель осадочного чехла на основе послойного 1D-подбора по каждой точке наблюдения.

На основании этого результата для интерпретации использовался метод интерактивного ручного подбора эффективных кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса в программе IPI MT (автор – А.А. Бобачев, МГУ).

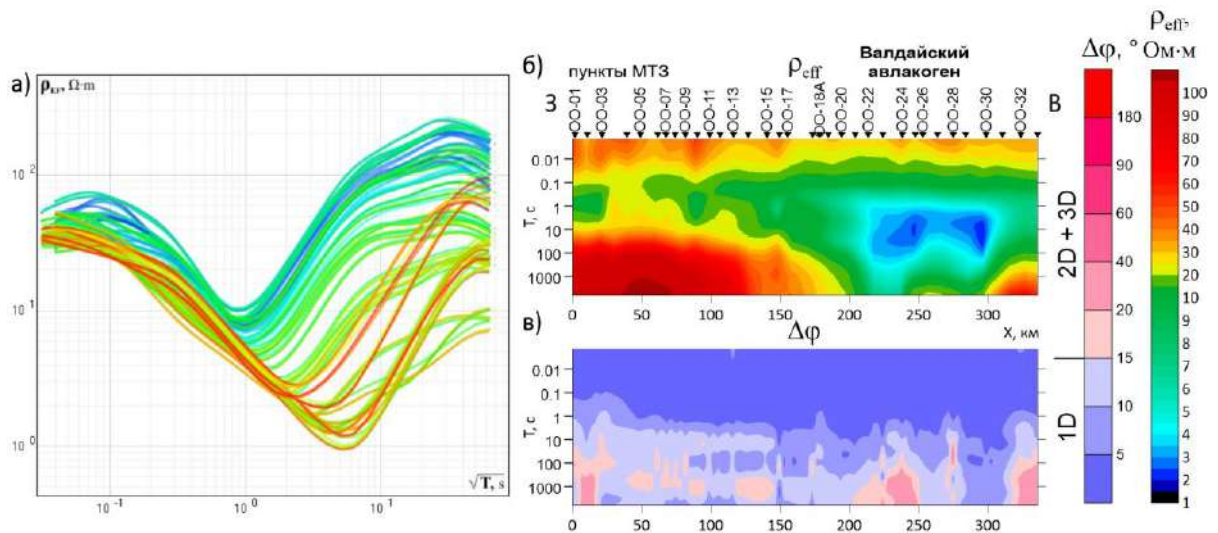


Рисунок 40 – Эффективные кривые кажущегося сопротивления по профилю ОО. Цвет кривых меняется от синего для западной части профиля к красному – для восточной (а), псевдоразрез ρ_{eff} по профилю ОО (б), псевдоразрез $\Delta\varphi$ по профилю ОО (в)

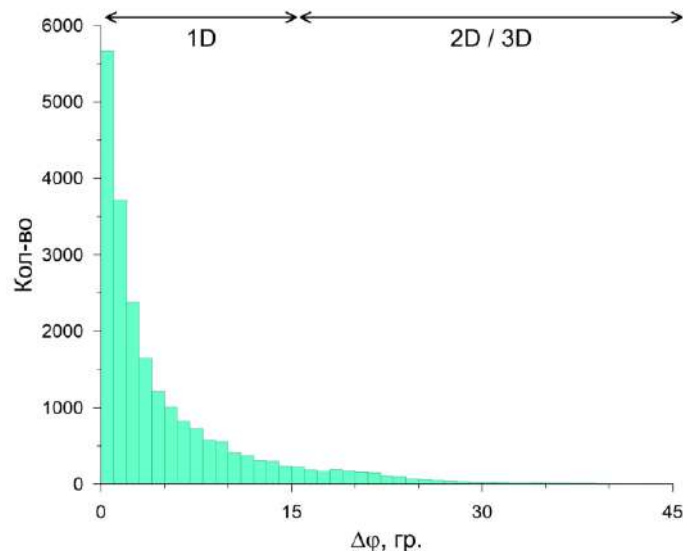


Рисунок 41 – Гистограмма распределения значений $\Delta\varphi$ по всей площади исследований в диапазоне периодов 0.001-100 с

5.2. Геологическое и гидрогеологическое строение осадочного чехла

Площадь исследований охватывает центральную часть Главного девонского поля Восточно-Европейской платформы. В структурном отношении разрез представлен двумя этажами. Нижний – архейско-палеопротерозойские метаморфические и магматические образования кристаллического фундамента. Верхний – осадочный чехол, слагаемый мезо- и неопротерозойскими (рифей, венд), палеозойскими (от кембрия до перми включительно), и четвертичными

отложениями (Рисунок 42, Рисунок 43). Ниже приводится краткая характеристика стратиграфического разреза региона [Геологическая..., 1989].

Архей-нижнепротерозойский кристаллический фундамент сложен разнообразными метаморфическими и магматическими комплексами, несущими признаки процессов гранитизации (мигматизации) и метасоматических преобразований.

Мезо- и неопротерозойский осадочный разрез включает образования рифейского и вендского возраста. Рифейские отложения вскрыты скважинами в наиболее погруженной зоне Валдайского авлакогена, где их мощность достигает 1250 м (скважина Бологоевская). Литологически комплекс сложен плотно сцементированными песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и гравелитов; в разрезе встречаются вулканогенные породы и пластовые интрузии габбро-диабазового состава. Рифейский водоносный горизонт характеризуется ограниченным площадным распространением; в нем заключены высоконапорные хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией порядка 200 г/л, обогащенные бромом и йодом.

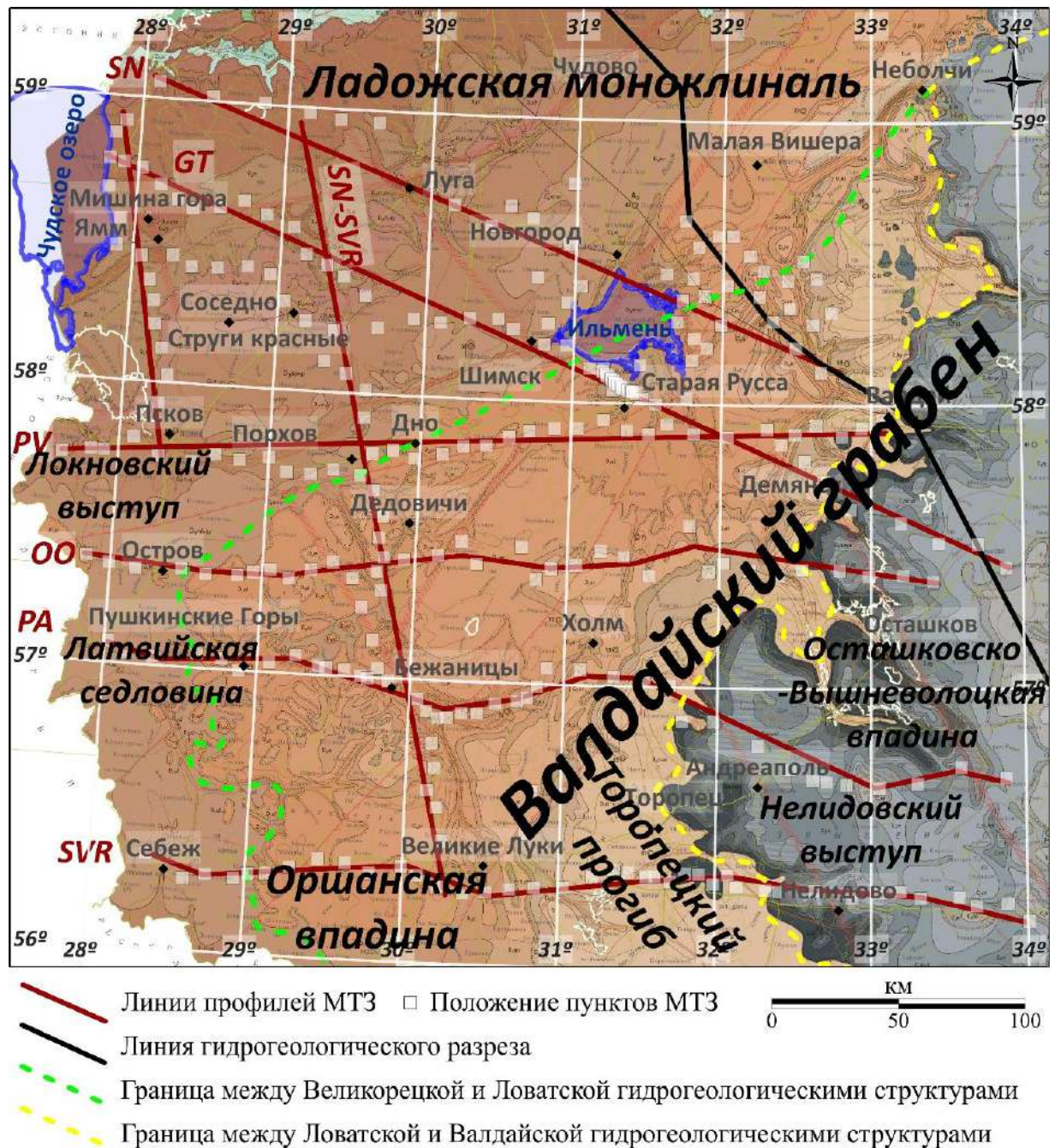


Рисунок 42 – Фрагмент геологической карты дочетвертичных отложений [Геологическая..., 1989] с расположением точек МТЗ

Вендские отложения имеют терригенный состав: песчаники, пески, глины, алевролиты. Их мощность на изучаемой территории варьирует от первых десятков метров до 500 м. Нижневендский водоносный горизонт содержит высоконапорные порово-трещинно-пластовые воды; локальная разгрузка подземных вод проявляется в виде самоизливающихся скважин и минеральных источников в районе г. Старая Русса. Верхним водоупором служит мощная глинистая толща котлинского горизонта, выходящая под четвертичные отложения в окрестностях

Санкт-Петербурга. Минерализация подземных вод закономерно возрастает с северо-запада на юго-восток: от пресных (менее 1 г/л) до крепких рассолов (150–200 г/л).

Кембрийская система представлена тремя отделами и распространена на большей части территории, за исключением района Нелидово–Старица, где эти отложения были уничтожены преддевонской эрозией. Разрез кембрия сложен морскими и прибрежно-морскими песчано-глинистыми осадками суммарной мощностью от 0 до 200 м. Важным стратиграфическим элементом является лонтоваский горизонт зеленовато-серых глин томмотского яруса нижнего кембрия, выполняющий роль регионального флюидоупора и ограничивающий сверху верхневендско-нижнекембрийский водоносный комплекс. Минерализация подземных вод данного комплекса нарастает в юго-восточном направлении от 20–30 г/л до 100–150 г/л.

Ордовикские отложения имеют повсеместное распространение в пределах площади работ. В верхней части разрез представлен известняками, нередко глинистыми и доломитизированными; в нижней – песками, аргиллитами и глинами. Кембрийско-ордовикский водоносный горизонт приурочен к песчано-глинистым породам, подстилаемым региональным водоупором лонтоваских глин. Воды преимущественно напорные и высоконапорные. В приглинтовой полосе, где горизонт приближается к дневной поверхности, развиты пресные кальциевые воды; по мере погружения на юго-восток они сменяются солеными водами и рассолами с минерализацией до 100–170 г/л.

Силурийские отложения имеют ограниченное распространение и встречены лишь на юго-западе Псковской области; они сложены глинистыми и карбонатными породами морского и лагунно-морского генезиса. Ордовикско-силурийский водоносный горизонт локализован в трещиноватых и закарстованных известняках и доломитах. В приповерхностной зоне он наиболее обводнен и активно эксплуатируется; здесь преобладают безнапорные и слабонапорные воды. Гидрохимическая зональность выражается в смене пресных гидрокарбонатных вод

на северо-западе сульфатными и далее хлоридными натриевыми рассолами с минерализацией до 160 г/л в районах Валдая и Пестово [Геологическая..., 1989].

Девонская система распространена на всей площади исследований и включает три отдела общей мощностью до 800 м. Разрез девона сложен песчано-глинистыми, глинисто-карбонатными и карбонатными породами, формировавшимися в морских, прибрежно-морских, лагунных и континентальных обстановках осадконакопления. На востоке и юго-востоке территории, в пределах Валдайской возвышенности, девонские отложения перекрыты каменноугольными породами. В основании девон залегает преимущественно на ордовикских отложениях; на юге Псковской области и северо-востоке Ленинградской – на кембрийских породах, а в бассейне р. Свири (восточнее и севернее г. Подпорожья) – непосредственно на верхнепротерозойских образованиях [Геологическая..., 1989].

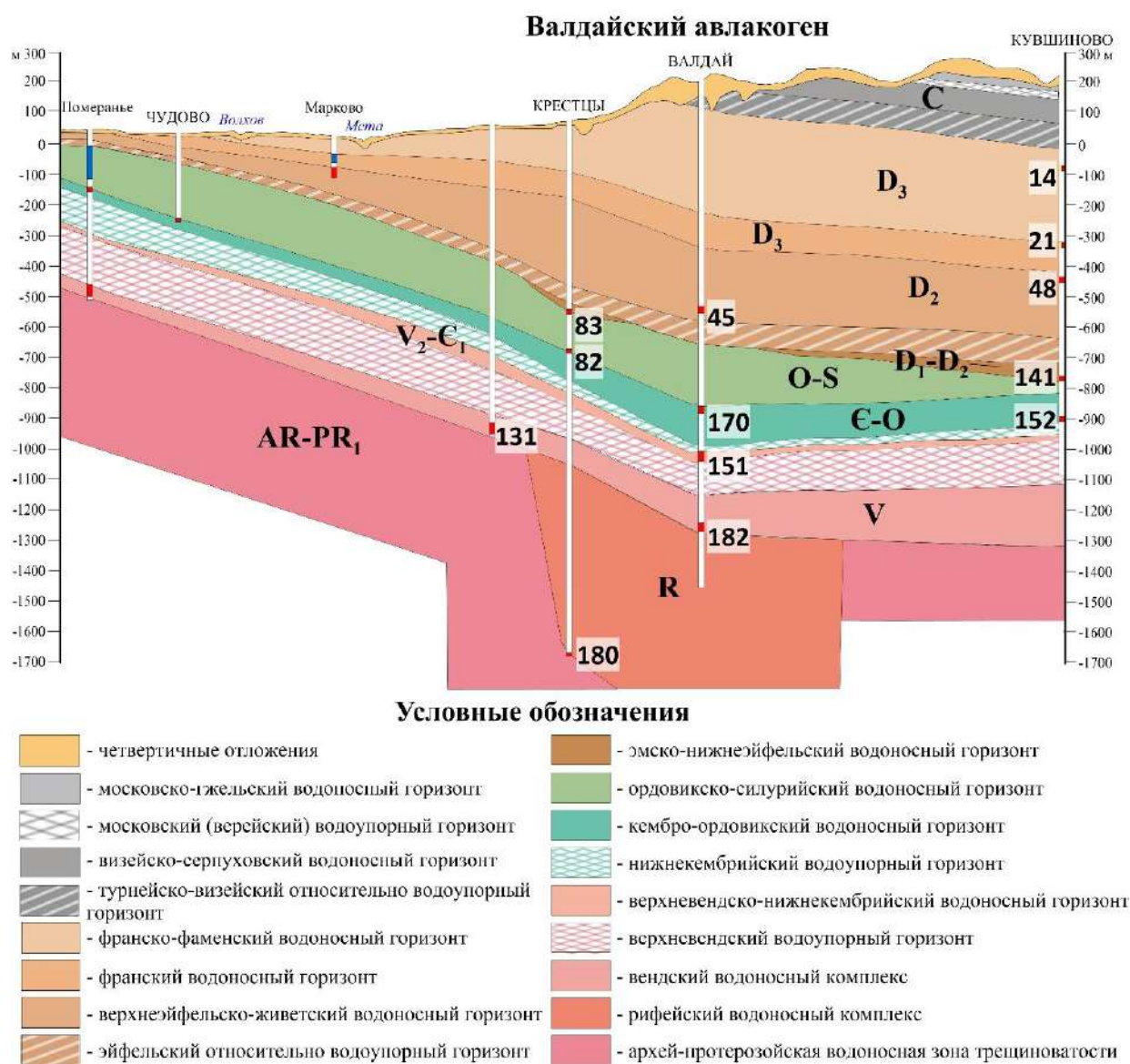


Рисунок 43 – Фрагмент гидрогеологического разреза [Гидрогеологическая..., 2012] по региональному профилю (положение профиля показано на Рисунке 42).

В разрезе девонских отложений выделяется ряд водоносных горизонтов, различающихся по литологическому составу, мощности и гидрохимическим характеристикам.

Нижне-среднедевонский водоносный горизонт характеризуется локальным распространением: он приурочен к эрозионным понижениям додевонского рельефа. В подошве горизонта залегают породы ордовикского возраста, а в кровле – практически водоупорные отложения наровского горизонта эфельского яруса. Мощность горизонта невелика и составляет 1–40 м при минерализации подземных вод в диапазоне 80–140 г/л.

Верхнеэйфельско-живетский водоносный горизонт приурочен к выдержанной песчаной толще, сложенной песками и слабосцементированными песчаниками с подчиненными прослоями глин и алевролитов. Характерной чертой горизонта является его значительная мощность, нарастающая в южном и юго-восточном направлениях от 5 до 260 м, что обуславливает формирование емкого подземного резервуара. Основной областью разгрузки служит Приильменная низина, где помимо пресных вод фиксируются восходящие минерализованные источники сульфатного и хлоридного типа (2–75 г/л), приуроченные к зонам тектонических нарушений.

Франский водоносный горизонт имеет мощность 3–135 м и сложен преимущественно известняками с прослоями мергелей и глин. Подземные воды горизонта в верхней части разреза – пресные, гидрокарбонатного состава; с увеличением глубины минерализация возрастает и может достигать 25 г/л.

Франско-фаменский водоносный горизонт представлен литологически неоднородной толщей, включающей переслаивание песков, песчаников, карбонатных (известняки, доломиты) и глинистых пород. Доля водовмещающих разностей в разрезе варьирует от 10–20 % до 60–80 %. Гидрохимический облик вод неоднороден, однако доминируют пресные воды гидрокарбонатного класса с минерализацией до 1 г/л.

Каменноугольные отложения распространены в восточной части изучаемой территории, в пределах западной и северо-западной периферии Подмосковского каменноугольного бассейна. Водоносный комплекс сложен известняками, доломитами и песками с прослоями глин; его мощность составляет 40–100 м.

Строение разреза осадочного чехла и условия его электрической дифференциации определяются в значительной мере не столько литологическим составом пород, сколько гидрохимическими параметрами пластовых вод. В пределах площади работ выделяется ряд региональных водоупорных горизонтов (ВУГ).

Вендский ВУГ – тонкослоистые глины котлинского горизонта верхнего венда. Служит верхней границей высоконапорного нижневендского водоносного горизонта.

Кембрийский ВУГ – пластичные синие глины лонтоваского горизонта нижнего кембрия. Разделяет два водоносных комплекса с резко контрастной минерализацией.

Эйфельский ВУГ – карбонатно-глинистые породы наровского горизонта эйфельского яруса среднего девона. На этом уровне происходит наиболее резкий перепад минерализации пластовых вод: воды верхнеэйфельско-живетского горизонта выше наровского ВУГ имеют минерализацию первых единиц г/л, тогда как воды ордовикско-силурийского горизонта ниже него достигают 70 г/л и более.

В целом по площади прослеживается устойчивая гидрохимическая зональность – снижение минерализации с юго-востока на северо-запад, непосредственно контролирующая пространственное распределение удельного электрического сопротивления пород.

5.3. Геоэлектрические свойства осадочных пород и принципы их интерпретации

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) осадочных пород определяется совокупностью петрофизических и гидрогеохимических факторов. Для количественной оценки их взаимосвязи используется обобщенная формула Дахнова [Дахнов, 1951]:

$$\rho = R_{\text{п}} \cdot R_{\text{в}} \cdot R_{\text{г}} \cdot R_{\text{т}} \cdot \rho_{\text{в}}, \quad (5.1)$$

где ρ – УЭС породы, $R_{\text{п}}$ – параметр пористости, $R_{\text{в}}$ – параметр влажности, $R_{\text{г}}$ – параметр глинистости, $R_{\text{т}}$ – температурный параметр, $\rho_{\text{в}}$ – УЭС порового флюида. Каждый из параметров уменьшается с ростом соответствующего фактора, поэтому увеличение пористости, влажности, глинистости или температуры ведет к снижению УЭС породы.

Удельное электрическое сопротивление поровой влаги определяется главным образом концентрацией растворенных солей в подземных водах и в меньшей степени – их химическим составом и температурой флюида. При пористости осадочных пород от первых процентов до 20–30 % вариации минерализации насыщающего флюида способны изменять электропроводность на несколько порядков, практически вне зависимости от вещественного состава самих пород.

Существенную роль играет также структурная организация порового либо трещинного пространства, в частности – доля сообщающихся (связных) пор, поскольку именно они формируют сквозные каналы переноса электрического тока [Ваньян, 1997].

Степень влияния гидрогеологических условий и химизма подземных вод на УЭС различна для пород разного литологического типа. Определяющими параметрами в данном случае служат величина пористости или трещиноватости, геометрия порово-трещинного пространства, а также присутствие глинистых минералов.

Для терригенных пород характерна наиболее выраженная зависимость УЭС от минерализации насыщающих вод. При равных значениях минерализации минимальным сопротивлением отличаются слабосцементированные песчаники и конгломераты, обладающие значительной открытой пористостью, – в них электрический ток проходит преимущественно через флюид, минуя кристаллическую матрицу. Более плотные и сцементированные разности – песчаники, алевролиты – характеризуются, как правило, повышенными значениями УЭС.

Электрическое сопротивление карбонатных пород – известняков, доломитов, мергелей – контролируется прежде всего степенью их трещиноватости. Ненарушенные разности, как правило, обладают достаточно высоким сопротивлением, тогда как мергели, чаще подверженные трещинообразованию, демонстрируют пониженные значения УЭС.

Для глинистых пород – глин, аргиллитов, глинистых сланцев – влияние гидрогеологических и гидрогеохимических факторов на удельное сопротивление выражено слабо: эти породы устойчиво характеризуются низкими значениями УЭС вне зависимости от внешних условий.

На Рисунке 44 представлены диаграммы зависимости УЭС от пористости и минерализации пластового флюида на основе формулы Дахнова (5.1) для терригенных коллекторов. Для чистого песка при пористости 20% УЭС будет изменяться от 50 Ом·м до 0.4 Ом·м по мере увеличения минерализации флюида от 1 г/л до 200 г/л. При повышении процентного содержания глинистых частиц в коллекторе УЭС вначале несколько вырастает (по сути, из-за сокращения открытого порового пространства), а потом понижается под влиянием роста глинистости – дополнительного фактора, понижающего уровень УЭС.

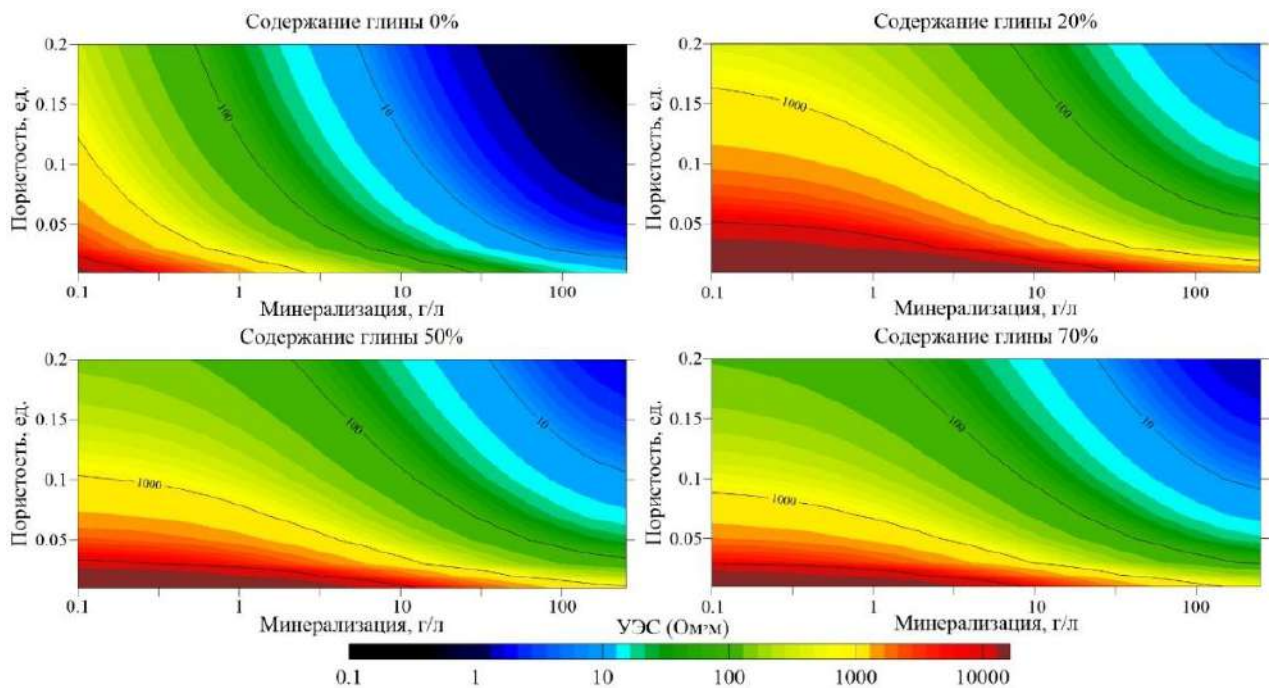


Рисунок 44 – Зависимость УЭС песчано-глинистых отложений от пористости и минерализации флюида (расчеты по формуле Дахнова) [Куликов и др., 2025d]

Для верхней части осадочного разреза (приблизительно до уровня эйфельского ВУГ) удельное сопротивление определяется совместным влиянием литологии и гидрохимии. В нижней части разреза, ниже абсолютной отметки около –300 м, значения УЭС опускаются до первых Ом·м. Начиная с этих глубин определяющую роль приобретают пористость породы-коллектора и

минерализация пластовых вод; литологический фактор (глинистость) становится второстепенным. Как следствие, геоэлектрические границы на этих глубинах в большей мере совпадают со сменой водоносных горизонтов, различающихся по минерализации флюида, нежели с традиционными литостратиграфическими рубежами.

Указанная закономерность оказала решающее влияние на схему интерпретации: в ходе подбора выяснилось, что граница, задаваемая по стратиграфическому признаку, нередко хуже согласуется с формой кривой кажущегося сопротивления, чем граница, привязанная к смене водоносного горизонта. Это наблюдение стало основой для построения гидрогеолого-геофизических разрезов.

5.4. Построение геоэлектрических моделей осадочного чехла вдоль МТ-профилей

При одномерном подборе учитывались данные по скважинам, расположенным в непосредственной близости от линий профилей, и мощность осадочного чехла, снятая с карты кровли фундамента [Колодяжный, 2018б]. Подбор выполнялся по кривым кажущегося сопротивления и фазы эффективного импеданса. Средняя погрешность подбора по кажущемуся сопротивлению составила менее 5%, по фазе импеданса – менее 1.5°.

Как уже отмечалось ранее, на первом этапе подбора границы геоэлектрических слоев были соотнесены со стратиграфическими, например, между карбонатными отложениями D₃ и терригенными отложениями D₂, между отложениями D₂ и O, между отложениями O и Є, между отложениями Є и V, V и AR+PR₁. Однако при подборе стало ясно, что границы выделяемых слоев лучше согласуются с положением границ ВГ, то есть с положением водоупорных горизонтов.

На Рисунке 45 представлены геоэлектрические разрезы по профилям GT, PV, ОО, РА и SVR (с севера на юг). На всех профилях в верхней части

кристаллического фундамента ($AR+PR_1$) выделяется аномалия пониженного УЭС – приуроченная к интервалу глубин 1-3 км. На профиле ОО ее положение отмечено стрелкой. Сопротивление этой аномалии закономерно снижается в северном направлении: от ~ 50 Ом·м на профиле SVR до ~ 9 Ом·м на профиле GT. Кровля высокоомного фундамента ($AR+PR_1$), принятая по априорным данным [Колодяжный, 2018б], показана штрихпунктирной линией.

В осадочном чехле на всех профилях наблюдается погружение геоэлектрических границ с запада на восток, что в целом согласуется с априорными данными (Рисунок 42). В восточной части разрезов выделяется высокоомный блок PR_2 (R_f , V), контрастирующий с низкоомным фундаментом $AR-PR_1$ в западной и центральной частях. Положение западной границы этого блока варьирует: на профилях GT и PV он появляется на расстоянии $\sim 240-270$ км от начала профиля, на профилях PA и SVR – раньше, уже с $\sim 150-200$ км, что указывает на смещение границы перехода к западу на южных профилях.

Ниже абсолютной отметки -300 м УЭС пород опускается до первых Ом·м, и можно утверждать, что с этих глубин основным фактором, оказывающим влияние на уровень УЭС, становится пористость и минерализация пластовых вод, а литологический фактор (глинистость) носит второстепенный характер. Геоэлектрические границы на глубинах более 300–400 м в большей степени приурочены к смене водоносных горизонтов с разной минерализацией пластовых вод, чем к стратиграфическим или литологическим границам.

Удельные сопротивления пород в приповерхностной части разреза зависят как от минерализации пластовых вод, так и от литологического состава отложений. На профиле SVR мощность осадочного чехла в целом возрастает по сравнению с более северными профилями, а на профиле PA вендские отложения (V) и нижний кембрий (ϵ_1) занимают более широкую зону в центральной части разреза.

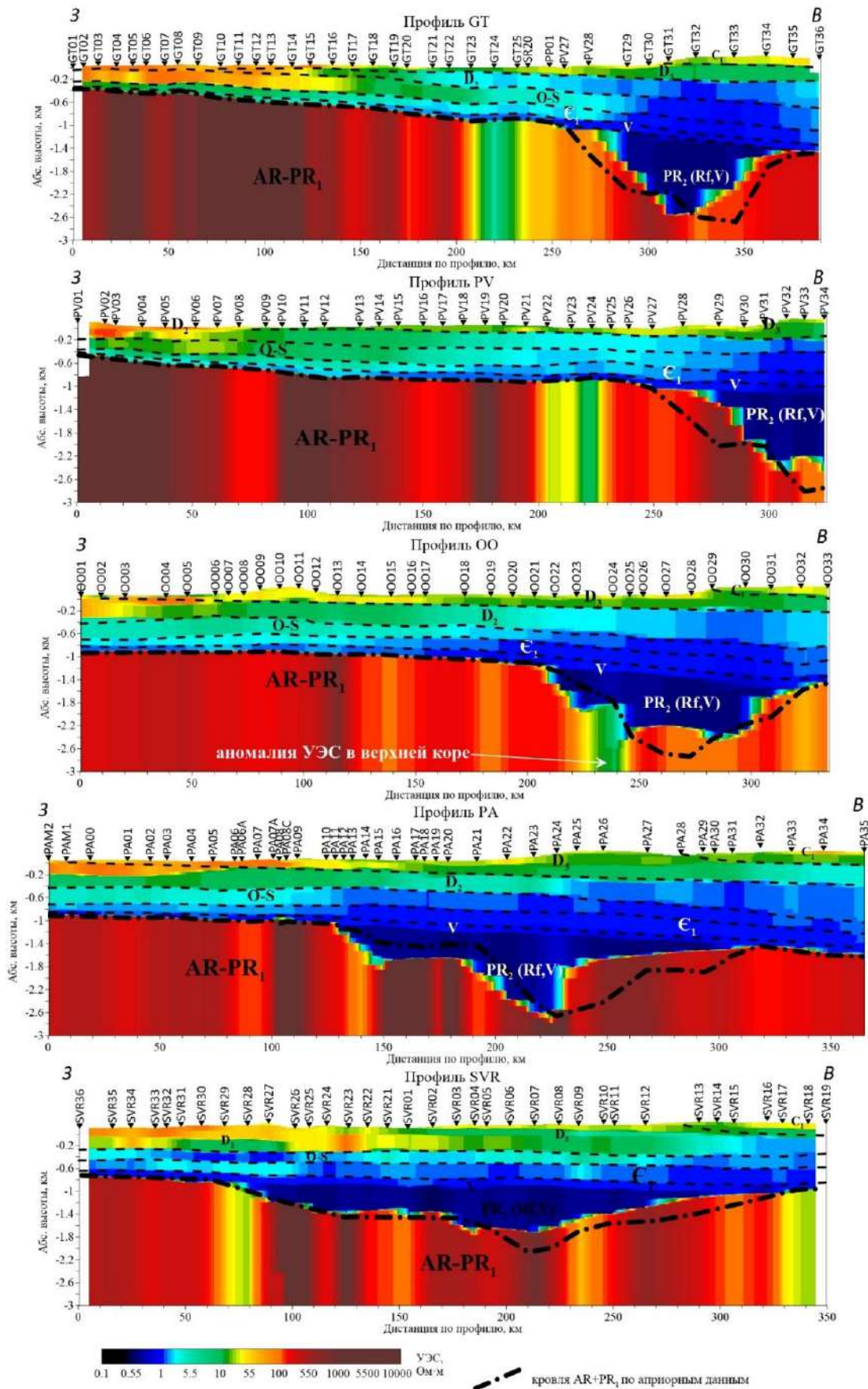


Рисунок 45 – Геоэлектрические модели по профилям «GT», «PV», «OO», «PA», «SVR» с предполагаемыми границами по априорным данным

С учетом имеющихся сведений о гидрогеологических условиях изучаемой территории, построенные геоэлектрические модели могут быть трансформированы в комплексные гидрогеолого-геофизические разрезы (Рисунок 46).

В ходе интерпретации в пределах осадочного чехла было выделено до семи слоев, соответствующих водоносным горизонтам (снизу вверх): 1 – рифейский, 2 – нижневендский, 3 – верхневендско-нижнекембрийский, 4 – верхнекембрийско-ордовикско-силурийско-нижнедевонский, 5 – среднедевонский, 6 – верхнедевонский, 7 – каменноугольный.

На основе полученных значений удельного электрического сопротивления для каждого из выделенных слоев, при привлечении данных о минерализации подземных вод соответствующих водоносных горизонтов, возможна оценка латеральных вариаций пористости коллекторов. Вместе с тем, значительная пространственная неоднородность минерализации в пределах исследуемой площади для большинства горизонтов требует накопления существенного объема гидрогеохимических данных для обеспечения корректности подобного пересчета.

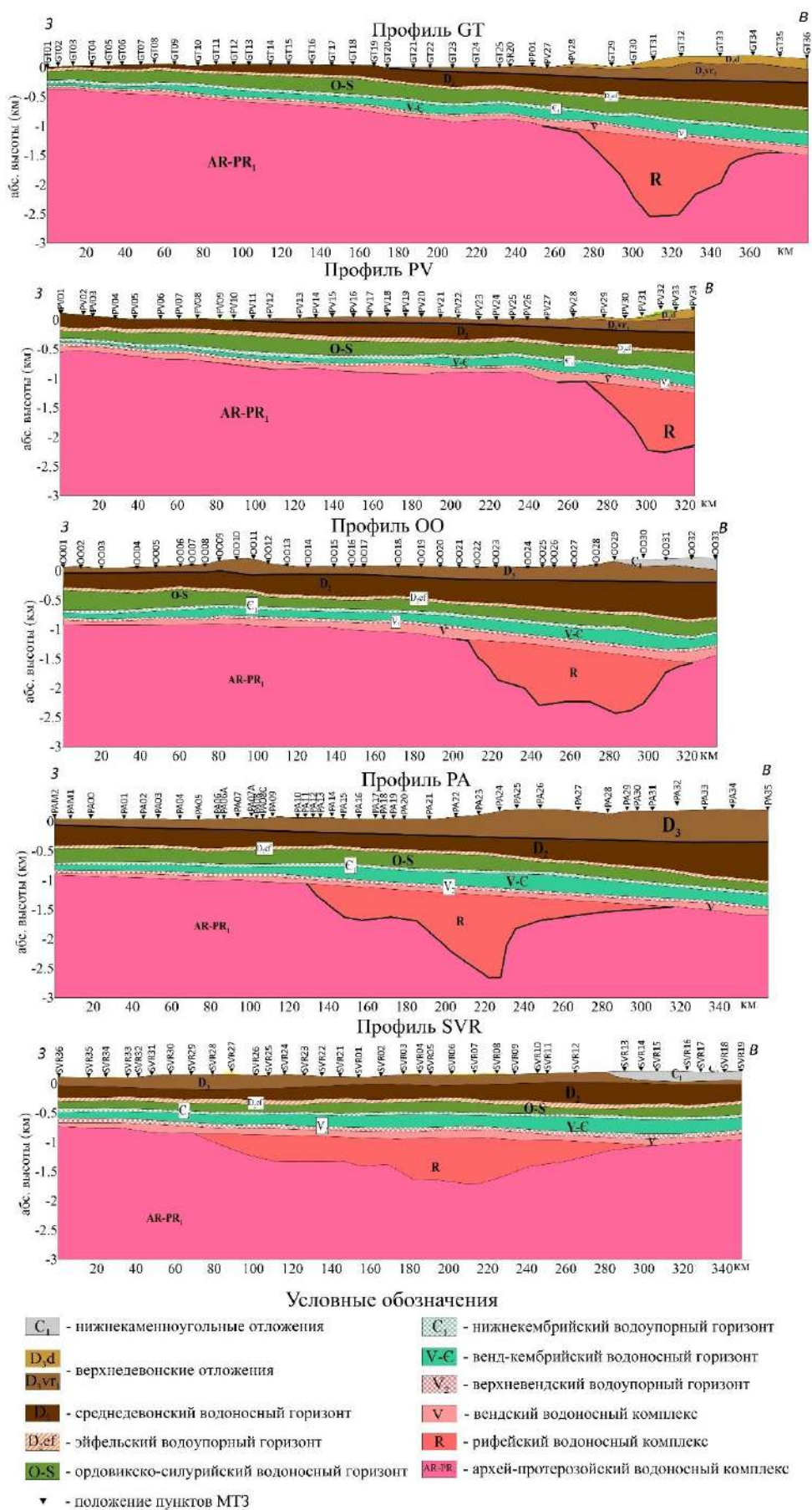


Рисунок 46 – Гидрогеолого-геофизические разрезы по профилям «GT», «PV», «OO», «PA», «SVR»

5.5. Построение карты мощности осадочного чехла

По совокупности результатов подбора по всей сети профилей была скорректирована карта мощности осадочного чехла (Рисунок 47). Сопоставление с априорной картой мощности осадков [Колодяжный, 2018б] показало, что в первом приближении оба варианта близки. Вместе с тем положение границ Валдайского авлакогена на этих картах расходится, что приводит к различиям в мощности осадков на отдельных участках до 300 м.

Уточнение преимущественно связано с корректным учетом рифейских отложений в погруженной части авлакогена. Мощность этих отложений при подборе определялась через выдержанный уровень минерализации флюида, который обеспечивает практически постоянное значение УЭС (~ 1 Ом·м) по всей протяженности горизонта.

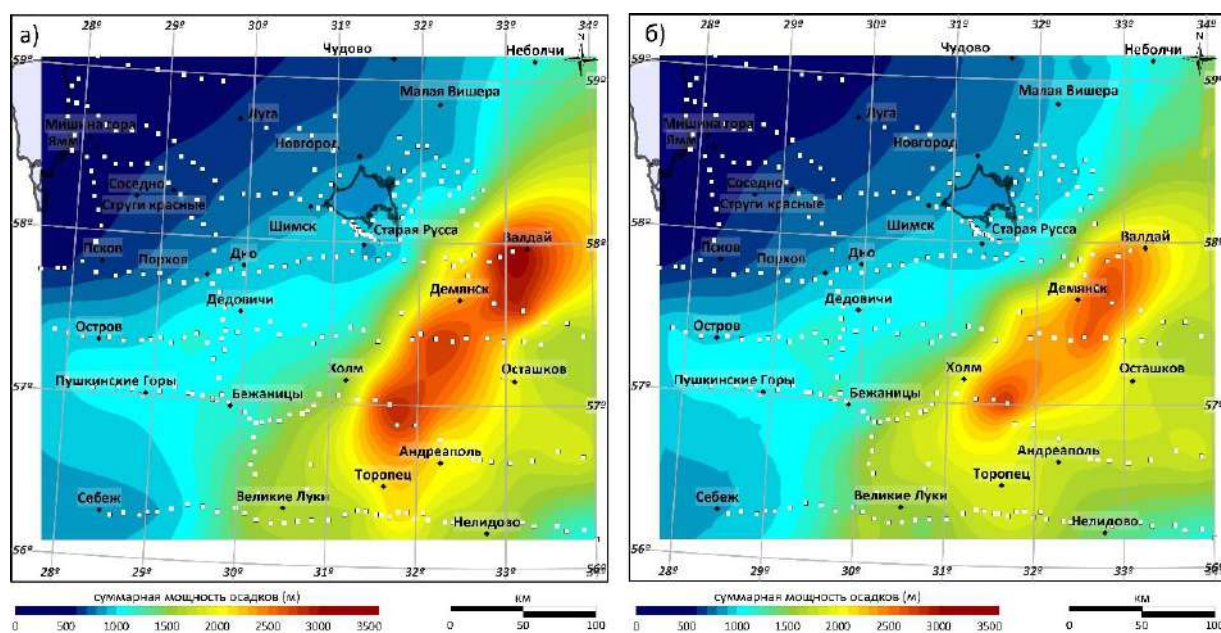


Рисунок 47 – Карты изопакит осадочного чехла по [Колодяжный, 2018б] (а) и по результатам одномерного подбора данных МТЗ (б)

5.6. Карты изогипс региональных водоупоров

На основе объединения результатов подбора по всем профилям построены карты изогипс кровли основных геоэлектрических горизонтов (Рисунок 48), отождествляемых с региональными водоупорными границами. Эти границы

идентифицируются по резкому скачку УЭС при переходе между слоями, физически связанному с перепадом минерализации пластовых вод.

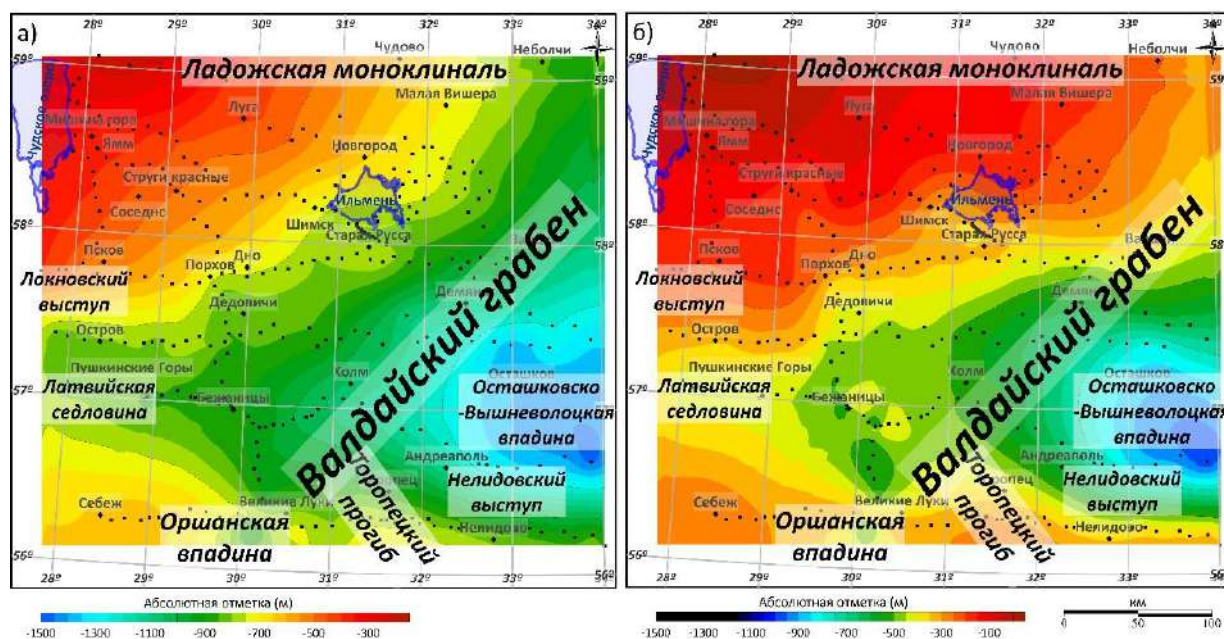


Рисунок 48 – Схемы изогипс кровли вендского ВУГ, котлинского горизонта (а) и эйфельского ВУГ, наровского горизонта (б)

Все карты отражают единую региональную тенденцию – погружение водоносных горизонтов с северо-запада на юго-восток, согласующееся с погружением пород Ладужской моноклинали, в сторону Московской синеклизы. Минимальные абсолютные отметки кровли водоупоров на всех уровнях фиксируются южнее г. Осташков, в центральной части Осташковско-Вышневолоцкой впадины – к югу от осевой части Валдайского прогиба.

5.7. Пространственное распределение УЭС водоносных горизонтов и выявление аномальных зон

Карты планового распределения УЭС по каждому из выделенных водоносных горизонтов (Рисунок 49) позволяют выявить закономерности изменения электрических свойств осадочного чехла и установить отклонения от регионального фона.

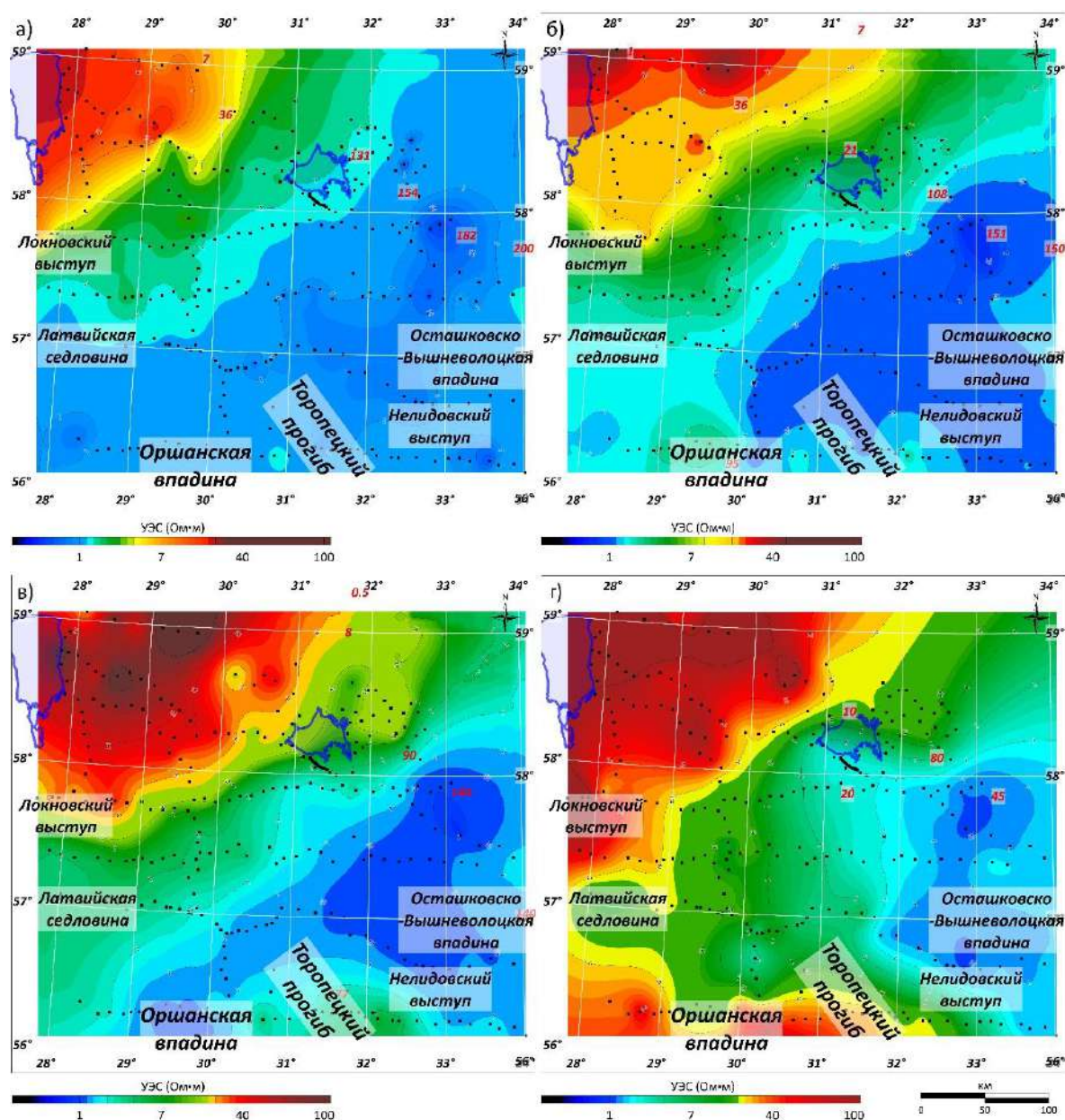


Рисунок 49 – Карты УЭС четырех региональных водоносных горизонтов: нижневендского (а), верхневендско-нижнекембрийского (б), верхнекембрийско-ордовикско-силурийско-нижнедевонского (в) и среднедевонского (г). Красным отмечена минерализация по данным скважин

Для нижневендского и верхневендско-нижнекембрийского горизонтов наблюдается закономерное снижение УЭС по мере их погружения под мощную палеозойскую толщу с северо-запада на юго-восток. В пределах Валдайского авлакогена, Оршанской впадины и Латвийской седловины УЭС этих горизонтов, как и рифейских отложений, принимает практически постоянное значение около 1 Ом·м – характерную отметку для насыщения породы высококонцентрированными рассолами.

Особого внимания заслуживают аномалии, выявленные по верхнекембрийско-ордовикско-силурийско-нижнедевонскому и среднедевонскому горизонтам в районе озера Ильмень. Эти аномалии нарушают региональную структуру поля УЭС, характерную для более глубоких горизонтов, и прослеживаются как к северу, так и к югу от озера. В среднедевонском горизонте аномалия проявляется в виде обширной зоны пониженных УЭС в районе г. Старая Русса.

Сопоставление пространственного распределения УЭС с гидрохимическими данными по скважинам свидетельствует об их согласованном характере изменений. Выявленные аномалии не объясняются ни региональными структурными закономерностями, ни изменением литологического состава пород. Их природа, наиболее вероятно, связана с вертикальной миграцией высокоминерализованных вод из нижних горизонтов в более высокие через зоны повышенной проницаемости в толще региональных водоупоров.

5.8. Детализация строения осадочного чехла в районе г. Старая Русса

Для уточнения природы и пространственных границ выявленной аномалии зимой 2025 г. были выполнены детализационные работы методом АМТЗ–МТЗ вдоль профиля Ямм–Торжок в 4 км к северу от черты г. Старая Русса. Измерения проводились с шагом 1–2 км; общее число точек на детализационном участке протяженностью 20 км составило 18.

Интерпретация выполнялась в два этапа. На первом этапе, учитывая установленный ранее квазиодномерный характер разреза на уровне осадочного чехла, по каждой точке проводился 1D-подбор в программе IPIMT (автор – Бобачев А.А.) со стартовой моделью по разрезу опорной Старорусской скважины. Примеры подбора кривых представлены на Рисунке 50. Полученные одномерные модели использовались как опорные для следующего этапа.

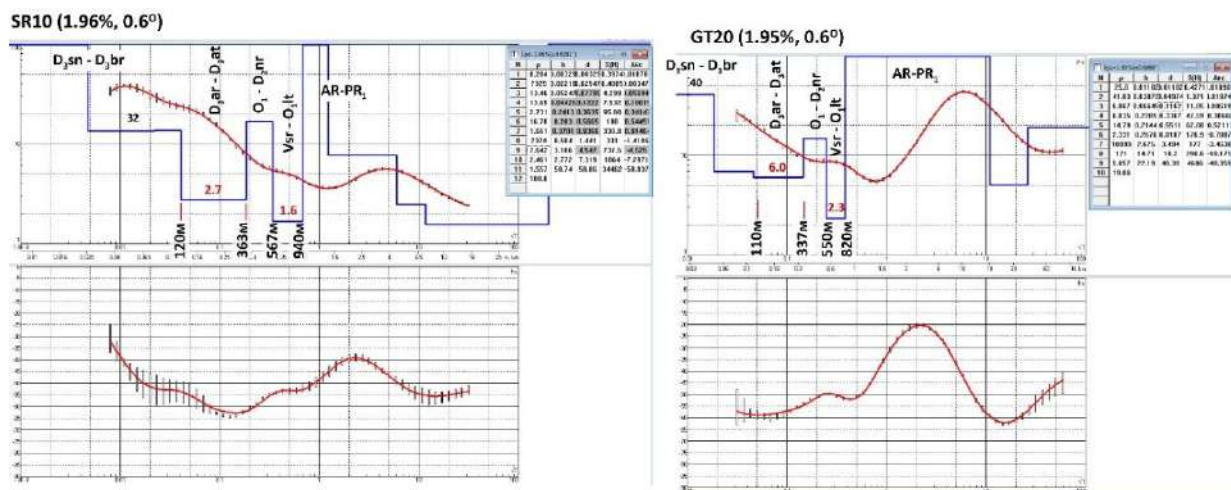


Рисунок 50 – Подбор амплитудных и фазовых кривых МТЗ на точках SR10 (центр профиля) и GT20 (50 км к западу)

На втором этапе выполнялась двумерная инверсия в программе ZondMT2D (автор – Каминский А.Е.); итоговая геоэлектрическая модель приведена на Рисунке 51. Описание выделенных горизонтов ниже дано по результатам 2D-инверсии, значения УЭС приведены в характерных точках профиля.

Кровля кристаллического фундамента в центральной точке профиля SR10 установлена на глубине 940 м. В верхней части фундамента, в пределах первых 500 м, УЭС составляет первые тысячи Ом·м. Ниже этого уровня значения резко снижаются до 10 Ом·м и менее, что интерпретируется как приповерхностное отражение корового проводника.

Нижний водоносный горизонт (венд-кембрий-нижний ордовик) сложен глинами, песчаниками и алевролитами. Кровля горизонта совпадает с подошвой флоского яруса нижнего ордовика, где терригенные породы сменяются карбонатными. УЭС объединенной толщи в точке SR10 составляет 1.6 Ом·м. Столь низкие значения исключают сугубо литологическое объяснение и однозначно указывают на присутствие высокоминерализованных пластовых вод (минерализация свыше 50 г/л). В точке GT20 (район г. Шимск) УЭС этого горизонта несколько повышается – до 2.3 Ом·м, что соответствует общей тенденции снижения минерализации в западном направлении.

Карбонатный горизонт (средний ордовик – нижний эйфель) залегает на глубинах от 360 до 570 м. Его УЭС составляет около 20 Ом·м – заметно ниже

типичных значений для карбонатных пород. Пониженное сопротивление объясняется наличием глинистых прослоев и влиянием водоносных горизонтов.

Верхний проводящий горизонт (терригенные отложения среднего–верхнего девона от арукюлаского горизонта живетского яруса до подошвы саргаевского горизонта) залегает на глубинах от 120 до 360 м. УЭС в точке SR10 равно 2.7 Ом·м. Если принять пористость терригенных пород 15%, расчет по формуле Арчи–Дахнова дает значение УЭС поровой воды около 0.2 Ом·м, что отвечает минерализации порядка 30 г/л. Эта оценка хорошо согласуется с задокументированными данными о минерализации воды в историческом Царицынском источнике г. Старая Русса (~20 г/л), изливающим воды живетского горизонта с глубины около 246 м. В точке GT20 УЭС этого горизонта возрастает до 6 Ом·м, подтверждая западную тенденцию снижения минерализации.

Верхний геоэлектрический этаж, представленный отложениями франского яруса верхнего девона (от саргаевского до снежинского горизонта), в целом высокоомный, хотя содержит прослои относительно проводящих глин.

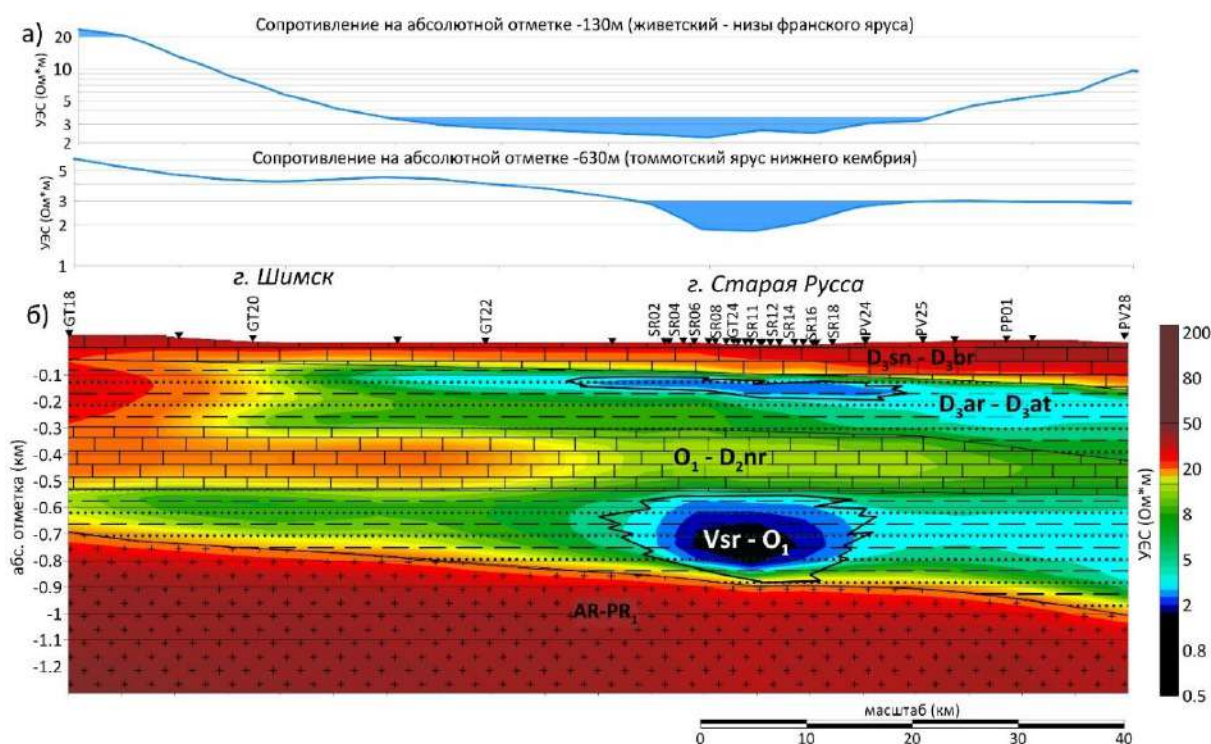


Рисунок 51 – Графики УЭС живетско-франского и венд-кембрийского горизонтов (а) и модель УЭС осадочного чехла по результатам двумерной инверсии (б) по профилю SR

5.9. Природа выявленных аномалий и связь с Ильменской шовной зоной

Совокупность полученных результатов позволяет перейти к интерпретации природы аномальных зон пониженного УЭС и установить их связь с глубинным строением фундамента.

Аномалии в районе озера Ильмень и г. Старая Русса не укладываются в схему регионального изменения электрических свойств, обусловленного структурными и гидрохимическими особенностями зональности площади. Их пространственное положение – прослеживание как к северу, так и к югу от озера Ильмень, а также приуроченность наиболее контрастной аномалии к среднедевонскому горизонту в районе Старой Руссы – указывает на существование каналов вертикальной флюидной миграции в толще региональных водоупорных горизонтов.

По этим каналам высокоминерализованные воды нижних горизонтов проникают в вышележащие, нарушая закономерную площадную гидрохимическую зональность. Существование подобных путей миграции флюидов подтверждается присутствием в г. Старая Русса минерализованных источников с выходом рассолов живецкого горизонта. Эти источники исторически использовались населением для добычи соли методом выварки рассола, а позднее – в бальнеологических целях.

Повышенная флюидопроницаемость водоупоров пространственно приурочена к тектонически ослабленным зонам осадочного чехла. Положение выявленных аномалий в плане совпадает с осью Ильменской шовной зоны – крупной глубинной неоднородности коровой части разреза, выявленной по данным региональных МТЗ и подробно охарактеризованной в следующих главах настоящей работы. Длительная тектоническая активность этой структуры обусловила развитие зон дробления и повышенной трещиноватости в породах осадочного чехла. Именно эти зоны контролируют пространственное распределение аномалий УЭС и определяют наблюдаемый характер гидрогеологических аномалий.

Важно подчеркнуть, что высокая минерализация приповерхностных водоносных горизонтов в районе Старой Руссы не может быть объяснена только региональным погружением пластов и возрастанием минерализации с глубиной. Необходима дополнительная причина, создающая аномальный для данного стратиграфического уровня уровень минерализации. Такой причиной является разуплотнение и повышенная флюидопроницаемость пород-водоупоров вдоль тектонически ослабленной зоны, которая, по всей видимости, представляет собой унаследованное отражение в осадочном чехле глубинной структуры – Ильменской шовной зоны.

Таким образом, по результатам одномерной интерпретации высокочастотных данных МТЗ влияние Ильменской шовной зоны прослеживается в осадочном чехле, проявляясь в пониженных значениях УЭС основных водоносных горизонтов. Это указывает на повышенную проницаемость пород-водоупоров, обусловленную длительным влиянием глубинной структуры на формирование гидрогеологических условий региона.

Глава 6. Создание опорной 2D-модели по профилю Ямм–Торжок⁵

Ключевым этапом построения трехмерной геоэлектрической модели Ильменской аномалии стало создание опорной двумерной модели по региональному профилю Ямм–Торжок (YT). Данный профиль ориентирован в направлении запад-северо-запад – восток-юго-восток и пересекает основную ось Ильменской аномалии электропроводности вкрест ее простирания. Протяженность профиля по линии сноса составляет 380 км.

Построение опорной двумерной модели преследовало несколько целей. Во-первых, необходимо было получить детальное представление о латеральных вариациях электропроводности коры в направлении, перпендикулярном простиранию аномалии. Во-вторых, опорная модель использовалась для формирования стартового приближения при последующей трехмерной инверсии: основные черты корового разреза, установленные по профилю YT, были распространены на всю площадь исследований.

6.1. Геологическое строение района работ вдоль линии профиля YT

Профиль Ямм–Торжок пересекает несколько крупных тектонических структур фундамента Восточно-Европейской платформы (Рисунок 52). В основу тектонической интерпретации района положена структурная схема фундамента ВЕП [Колодяжный, 2018a], составленная с привлечением материалов М.В. Минца, С.В. Богдановой, Р.Г. Гарецкого и других исследователей [Минц и др., 2010; Богданова, Гарецкий, 2006; Гарецкий, Каратаев, 2011].

Западный участок профиля, расположенный между Чудским и Ильменским озерами, проходит через восточную часть Южно-Прибалтийского коллизионно-

⁵При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Куликов В.А., Варенцов И.М., Барышников С.П., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Мокров Е.А., Шагарова Н.М., Ширяев М.И., Яковлев А.Г. Результаты магнитотеллурических работ по региональному профилю Ямм–Торжок // Геология и геофизика. – 2025. – Т. 66, № 12. – С. 1638–1651. EDN: GADMVT. Импакт-фактор 0,910 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%

орогенного пояса. Этот сегмент сложен интенсивно переработанными в палеопротерозое гнейсами различного возраста. В центре этого сегмента расположен Новгородский гранитоидный массив. На данном отрезке профиль пересекает два тектонических нарушения северо-восточного простирания. Восточнее, вдоль края Южно-Прибалтийского пояса, примерно от долготы г. Старая Русса, по геофизическим данным развиты палеопротерозойские гранулиты преимущественно основного состава, которые ряд исследователей выделяет в самостоятельный Старорусско-Южнофинляндский пояс [Минц и др., 2010].

Восточный участок профиля приходится на зону сочленения двух палеопротерозойских орогенных поясов – Южно-Прибалтийского и Лапландско-Беломорско-Среднерусского. Эта промежуточная зона ограничена с запада и востока встречными надвигами: со стороны Южно-Прибалтийского пояса – с восточной вергентностью, а в области периклинального замыкания Среднерусского сегмента – с западной. Подобные структурные соотношения интерпретировались как результат внутриорогенных латерально-продольных перемещений, сформировавшихся в процессе коллизионного взаимодействия Фенноскандии и Сарматии [Колодяжный, 2018а].

Максимальные глубины залегания кровли фундамента приурочены к участку пересечения Валдайского грабена и Крестцовского грабена, входящих в состав западного звена Среднерусского авлакогена.

Представление о разрезе осадочного чехла в центральной части профиля дает Старорусская опорная скважина. По ее данным, кровля архейско-палеопротерозойских гранитогнейсов расположена на абсолютной отметке –900 м. Мощность вендских отложений составляет около 200 м, кембрийских – 170 м, ордовикских – 100 м. Подошва девонских образований залегает на отметке –420 м, выше которой разрез представлен средним и верхним девоном. Франский ярус преимущественно карбонатный, живетский – терригенный, низы эйфельского яруса совместно с ордовиком сложены карбонатными породами, а кембрий и венд – алевролитами, песчаниками и глинами.

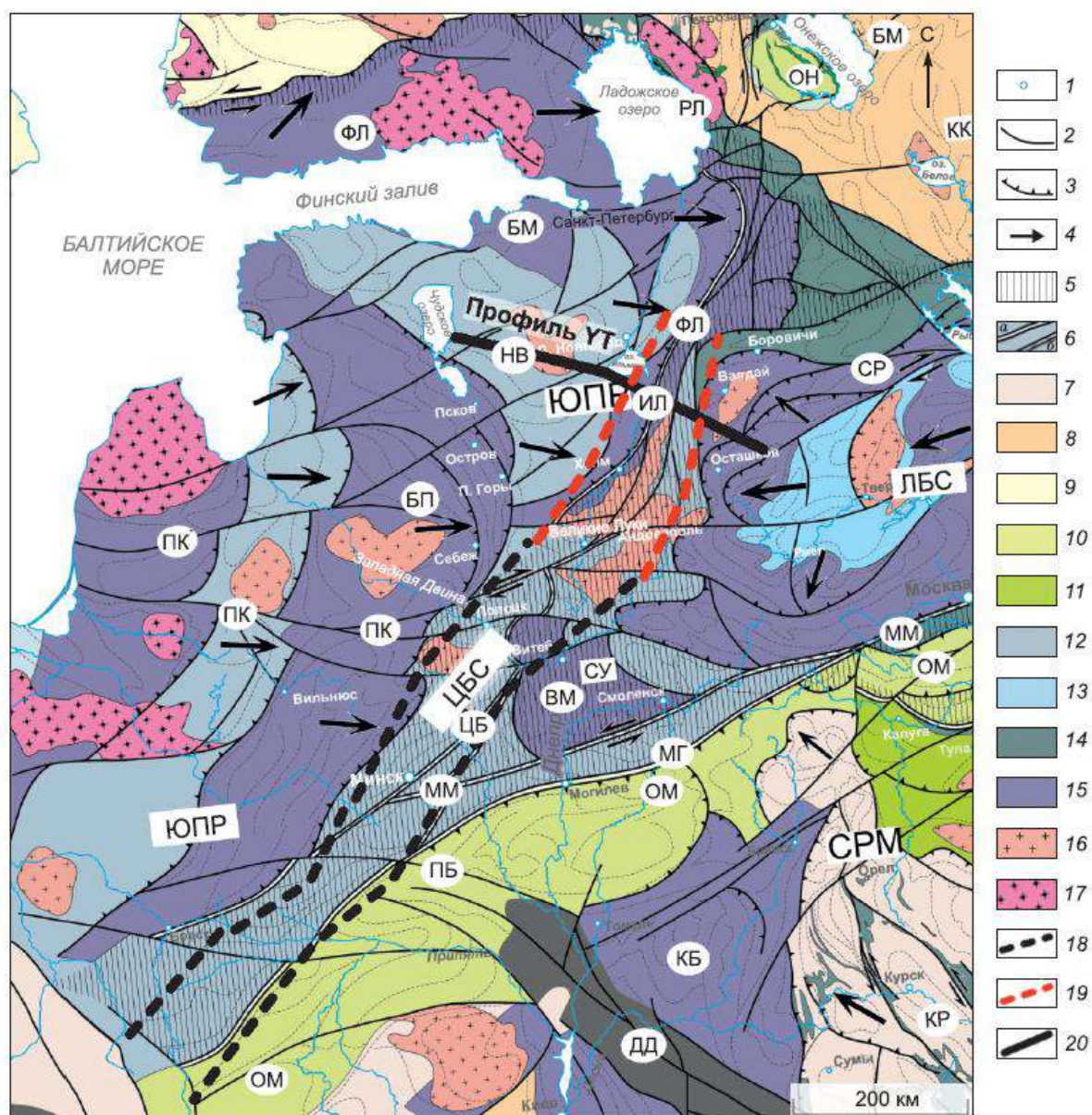


Рисунок 52 – Положение профиля Ямм-Торжок (YT) на фоне тектонической схемы района работ, по [Колодяжный, 2018a] с дополнениями. 1 – положение городов; 2 – разрывы, взбросо-сдвиги; 3 – взбросы и надвиги; 4 – направления перемещений свекофеннского этапа 1.9–1.8 млрд лет (по [Минц и др., 2010]); 5 – области конвергенции Слободского узла; 6 – главные шовные зоны достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 – архейские комплексы Сарматии; 8 – внутренние массивы архейских кратонов; 9–17 – палеопротерозойские комплексы (9 – вулканогенно-осадочные (островодужно-аккреционные) комплексы; 10, 11 – вулканоплутонические (активные окраины); 12, 13 – интенсивно переработанные в палеопротерозое гнейсы и амфиболиты различного возраста; 14 – вулканогенно-осадочные; 15 – гранулит-гнейсовые; 16 – гранитоидные; 17 – граниты-рапакиви); 18 – границы Центрально-Белорусской сутурной зоны (ЦБСЗ) (по [Гарецкий, Каратаев, 2011]); 19 – предполагаемое продолжение границ ЦБСЗ по результатам МТЗ; 20 – линия профиля МТЗ

Кристаллический фундамент вдоль профиля перекрыт венд-палеозойским осадочным чехлом, подошва которого погружается от абсолютных отметок около –400 м в районе Чудского озера до –3500 м в восточной части профиля.

6.2. Анализ магнитотеллурических параметров по профилю

Структура псевдоразрезов компонент импеданса по профилю УТ в значительной мере определяется влиянием осадочного чехла. Основные аномалии кажущегося сопротивления на средних и высоких частотах связаны с погружением фундамента в области Валдайского грабена (Рисунок 53). Коровые аномалии электропроводности на псевдоразрезах импеданса выражены слабо, что обусловлено экранирующим воздействием проводящего осадочного чехла.

Существенно более информативными для выявления глубинных неоднородностей оказались магнитовариационные параметры. На псевдоразрезе азимута вещественного индукционного вектора (Рисунок 54) отчетливо прослеживается контрвергентная система наклонных проводящих зон в коре, погружающихся в противоположные стороны. Восточнее точки МТЗ GT23 проводники характеризуются крутым погружением в восточном направлении и прослеживаются до наибольших периодов. В западной части профиля проводящие зоны погружаются на запад под пологими углами и выполаживаются на периодах порядка 1 с. В интервале между точками GT23 и GT25 зафиксирована смена знака вещественной части типпера на больших периодах, маркирующая разворот индукционных векторов и, соответственно, положение оси основного корового проводника.

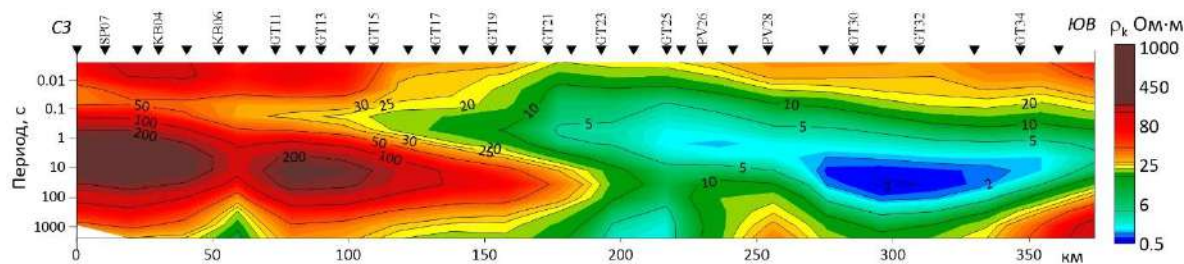


Рисунок 53 - Псевдоразрез эффективной компоненты кажущегося сопротивления по профилю Ямм-Торжок

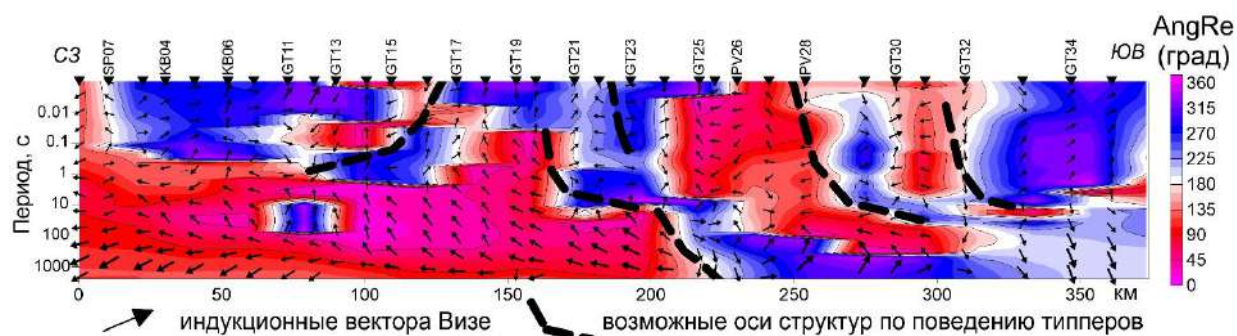


Рисунок 54 – Псевдоразрез азимута вещественного индукционного вектора по профилю Ямм–Торжок

6.3. Подготовка данных к двумерной инверсии

Инверсия данных МТЗ по профилю Ямм–Торжок выполнялась в программном комплексе ZondMT2D (Каминский А.Е.). На подготовительном этапе исходные данные были подвергнуты нормализации и повороту тензора импеданса и типперов в программе Inversio (ООО «НТЦ Северо-Запад»).

Процедура нормализации заключалась в пространственном сглаживании модуля импеданса на периоде 1 секунда с радиусом фильтра 40 км. Указанный период для большинства кривых кажущегося сопротивления соответствует началу правой восходящей ветви, по которой оценивается суммарная продольная проводимость осадочного чехла S_{oc} . Поскольку величина S_{oc} контролируется главным образом мощностью рифей-вендского структурного этажа и изменяется латерально достаточно плавно, данный параметр допускает низкочастотное пространственное сглаживание.

Поворот компонент МТ-тензора и матрицы Визе осуществлялся на основе анализа азимута главных направлений фазового тензора. Угол ротации составил 10° по часовой стрелке с учетом положительного магнитного склонения в районе работ.

Параметры расчетной сетки при инверсии были выбраны следующим образом: горизонтальный размер ячейки – 5 км, вертикальный размер увеличивался от 50 м у дневной поверхности с коэффициентом 1.1. Общая глубина модели составила 100 км. Приведённые параметры сетки относятся к детальному варианту инверсии, результаты которого рассматриваются в настоящей главе. Для

формирования стартового приближения трёхмерной инверсии расчёт по профилю УТ был впоследствии повторён на укрупнённой сетке, согласованной по горизонтали с сеткой 3D-модели. Параметры этого варианта и полученные невязки приведены в разделе 7.1.

Важнейшим элементом подготовки к инверсии стало задание стартовой модели осадочного чехла. Мощность осадочной толщи задавалась по результатам одномерного подбора (Глава 5).

Для оценки степени устойчивости получаемого решения обратной задачи был реализован ряд вариантов инверсии с различными наборами подбираемых МТ-параметров:

- инверсия эффективных кривых импеданса;
- инверсия эффективных кривых импеданса совместно с компонентами типпера;
- бимодальная (ТЕ+ТМ моды совместно) инверсия с учетом и без учета магнитовариационных параметров;
- двухэтапная инверсия, при которой на первом шаге фоновый разрез восстанавливался по продольной компоненте тензора импеданса (совместно с типпером), а на втором шаге – аномальная составляющая разреза.

Сопоставление результатов различных вариантов инверсии позволило установить устойчивые черты геоэлектрической модели и отделить их от элементов, зависящих от выбора набора данных и параметризации.

Для глубинной части разреза, в отличие от осадочного чехла, прямая априорная информация отсутствует. Чтобы ограничить множество эквивалентных решений обратной задачи, на основе предварительных результатов инверсии от модели однородного полупространства была сформулирована тектоническая концепция глубинного строения.

Учитывая неоднозначность существующих представлений о тектонике данной территории, была принята промежуточная модель, базирующаяся на следующих положениях:

1. Лапландско-Беломорско-Среднерусский коллизионно-орогенный пояс обладает поликомпонентным составом и объединяет гетерогенные блоки архейской и палеопротерозойской коры, совмещенные при коллизии Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. В его составе могут присутствовать фрагменты коры различного генезиса, а расположение сутурных зон изучено недостаточно.

2. Южно-Прибалтийский пояс имеет преимущественно аккреционную природу и включает комплексы островных дуг, междуговых бассейнов и, возможно, срединных массивов с континентальной корой. Слагающие его породы метаморфизованы до амфиболитовой и гранулитовой фаций.

3. В результате коллизионных процессов конца палеопротерозоя гетерогенные комплексы обоих поясов испытали интенсивные тектоно-метаморфические преобразования, сопровождавшиеся формированием системы встречных надвигов и сдвигов. Значительные тангенциальные напряжения при сближении гетерогенных комплексов Фенноскандии и Сарматии обусловили чешуйчато-надвиговое строение верхней коры, контролируемое листрическими разломами, выполаживающимися на уровне нижней коры [Гарецкий, Каратаев, 2011; Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 2016].

6.4. Результаты двумерной инверсии и итоговая модель УЭС

В качестве итогового варианта была выбрана модель, полученная в результате двухэтапной инверсии. На первом этапе 2D-инверсия проводилась от однородного полупространства. Полученная модель была скорректирована в соответствии с принятой концепцией и использовалась в качестве стартового приближения для повторной 2D-инверсии. Невязки подбора для итогового решения составили: по ρ_k (ТМ-мода) – 5.75 %, по ρ_k (ТЕ-мода) – 6.72 %, по φ (ТМ) – 4.42°, по φ (ТЕ) – 4.44°, по $\text{Re } W$ – 0.07, по $\text{Im } W$ – 0.06.

На полученной модели выделяются следующие основные черты глубинного геоэлектрического строения (Рисунок 55).

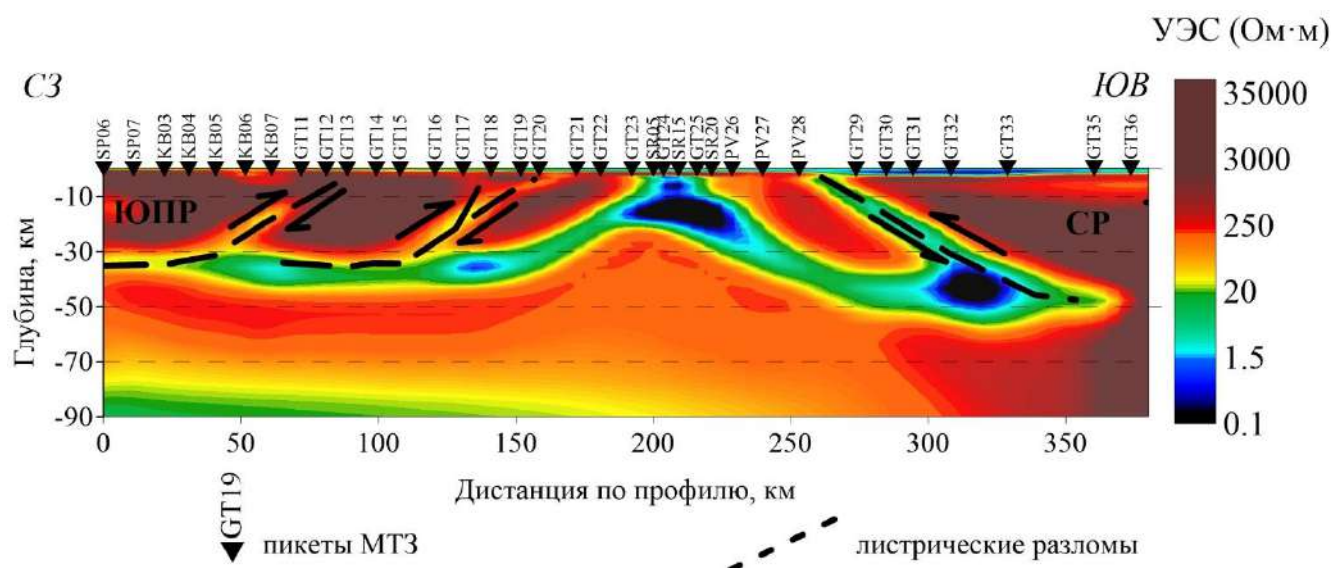


Рисунок 55 – Модель УЭС по линии профиля Ямн–Торжок (YT). ЮПР – Южно-Прибалтийский пояс, СР – Среднерусский пояс

Во-первых, средняя и нижняя кора Среднерусского блока (СР) характеризуется в целом более высокими удельными сопротивлениями по сравнению с корой Южно-Прибалтийского (ЮПР) блока. При этом для Южно-Прибалтийского блока установлена меньшая мощность литосферы: понижение УЭС до десятков Ом·м, характерное для астеносферного слоя, фиксируется в западной части профиля начиная с глубин 80–90 км.

Во-вторых, в пределах гранитно-метаморфического слоя верхней коры выделяются проводящие зоны, представляющие собой узкие пологопадающие (20–30°) тела листрической морфологии, выполаживающиеся на глубинах 40–50 км. В западной части профиля (от Чудского озера до оз. Ильмень) проводники наклонены на запад, в восточной – на восток. В районе г. Старая Русса наблюдается их встречное совмещение с формированием структуры сшивания, с которой пространственно связано формирование крупной контрастной области anomalно низких удельных сопротивлений. Подобная контрвергентная геометрия проводящих зон свидетельствует о системе встречных коллизионных надвигов, развитых со стороны обоих блоков.

Проводящие зоны первого типа представляют собой наклонные узкие тела с УЭС 10–100 Ом·м. Их природа связывается с верхнекоровыми флюидонасыщенными сегментами надвиговых зон листрической конфигурации,

возникшими под действием тангенциальных напряжений при коллизии. Пониженные удельные сопротивления в этих зонах обусловлены высокой пористостью трещинного типа, флюидонасыщенностью, а также, вероятно, присутствием графитсодержащих милонитов, сформировавшихся при интенсивных деформациях.

Проводники второго типа характеризуются аномально низкими сопротивлениями (десятые доли – первые Ом·м) и пологонаклонной либо субгоризонтальной морфологией с отдельными линзовидными телами. Они часто расположены вблизи границы Мохо и приурочены к глубинным пологим сегментам листрических надвигов. Крупная призма проводников второго типа также расположена в центральной части профиля на глубинах 8–15 км и приурочена к области встречного совмещения надвиговых зон двух блоков. Формирование проводников второго типа интерпретируется как результат тектонического погружения пород в зонах листрических надвигов до уровней основания нижней коры, где происходит выполаживание надвиговых нарушений и слияние их в единую поверхность срыва (глубинный детачмент). В области встречных надвигов (шовная зона) глубинные комплексы пород в результате совмещения и скучивания были выдавлены в верхние уровни коры, испытав глубокую тектоно-метаморфическую переработку. Предположительно, столь низкие сопротивления обусловлены присутствием сильно тектонизированных метаморфизованных пород, обогащенных углеродистым веществом.

Глава 7. Трехмерная инверсия и построение 3D-модели УЭС Ильменской аномалии⁶

Трехмерная инверсия магнитотеллурических данных проводилась в программе ModEM [Kelbert et al., 2014] с использованием нелинейного метода сопряженных градиентов (NLCG) для поиска параметров модели. Прямая задача решается методом конечных разностей в частотной области на основе уравнений Максвелла в квазистационарном приближении.

Целью трехмерной инверсии данных магнитотеллурического зондирования является нахождение распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) в пространстве с помощью итерационного подхода. В течение всего процесса инверсии минимизируется Тихоновский функционал, включающий меру невязки между полевыми и модельными данными МТЗ и стабилизатор, обеспечивающий устойчивость решения.

Предварительно была проведена процедура нормализации данных для устранения shift-эффекта в программе Inversio (ООО «НТЦ Северо-Запад», г. Москва). Была проведена автоматическая площадная нормализация на периоде 1 секунда с радиусом 40 км. Также кривые были повернуты на 10° для учета магнитного склонения.

Общий объем точек для инверсии составил 265 ф.н. Вычисления проводились на 34 периодах от 10^{-3} до 4000 секунд (5 точек на декаду).

7.1. Создание стартовой модели для трехмерной инверсии

Построение стартовой модели для трехмерной инверсии осуществлялось поэтапно на основе результатов одномерного подбора и последующей двумерной

⁶При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Куликов В.А., Варенцов И.М., Иванов П.В., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Лозовский И.Н., Родина Т.А., **Шагарова Н.М.**, Яковлев А.Г. Трёхмерная модель Ильменской коровой аномалии электропроводности по результатам магнитотеллурических зондирований // Физика Земли. – 2025. – № 1. – С. 103–118. EDN: ACLVRZ. Импакт-фактор 0,804 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%

инверсии по набору профилей. Такой подход позволяет обеспечить физическую обоснованность начального приближения и снизить риск попадания в локальные минимумы при решении трехмерной обратной задачи. На первом этапе были привлечены результаты одномерного ручного подбора, подробно описанные в Главе 5. По данным 1D-подбора были построены карты мощности осадочного чехла и суммарной продольной проводимости исследуемой территории. Полученная модель осадочного чехла была непосредственно перенесена в трехмерную модель в качестве верхней части разреза, поскольку разрез осадочной толщи в каждой точке адекватно описывается одномерной моделью, а латеральные вариации учитываются плотностью сети наблюдений.

На втором этапе была проведена двумерная инверсия по системе профилей. В качестве базовой двумерной модели была использована модель, полученная по результатам инверсии данных профиля Ямм–Торжок. Методика построения данной модели и ее обоснование приведены в Главе 6. Полученная двумерная модель была использована в качестве начального приближения при проведении двумерной инверсии по остальным профилям наблюдений. Она последовательно переносилась с профиля на профиль отдельно в южном и северном направлениях. Всего в построении стартовой модели для трехмерной инверсии участвовало 9 профилей.

Следует оговорить, что параметры двумерных расчётов, выполненных для построения стартовой 3D-модели, отличаются от приведённых в Главе 6. Детальная двумерная модель по профилю Ямм–Торжок (раздел 6.3) была построена на сетке с горизонтальным шагом 5 км, обеспечивающей максимальное разрешение по линии профиля. Для переноса результатов в трёхмерную модель расчёт был повторён на укрупнённой сетке с горизонтальным шагом, согласованным с размером ячейки 3D-модели (10 км). Такое согласование исключает необходимость интерполяции при послойном переносе значений УЭС и обеспечивает однозначное соответствие между ячейками двумерных и трёхмерной моделей. Аналогичный подход применялся и при инверсии остальных профилей. Закономерным следствием огрубления сетки является некоторое изменение

значений невязок по сравнению с детальным вариантом (раздел 6.4), при сохранении основных черт геоэлектрического строения разреза.

Двумерная инверсия данных выполнялась в программе ZondMT2D (автор – А.Е. Каминский). Инверсия выполнялась с использованием обеих мод и типперов. Для двумерной инверсии по каждому профилю использовалась сетка, горизонтальный шаг которой определялся расположением пунктов МТЗ: каждой точке наблюдения соответствовала отдельная ячейка модели. Такой подход обеспечивал однозначное соответствие между параметрами подбора и точками наблюдений, что принципиально важно для последующего переноса результатов в трехмерную модель. Горизонтальный шаг в центральной части профилей составлял порядка 10–15 км. По вертикали сетка задавалась с увеличением шага с глубиной с коэффициентом 1.1. Следует отметить, что выбранный горизонтальный шаг является относительно грубым по сравнению с сеткой, использовавшейся в предшествующих работах, где детализация была в 2–3 раза выше. Это осознанный методический выбор: задачей двумерного этапа являлось получение устойчивых оценок вертикального распределения удельного электрического сопротивления в каждой точке для формирования стартовой 3D-модели. Значения невязок для каждого профиля приведены в Таблице 4, средняя невязка (в процентах) рассчитана по всем измерениям для обеих мод.

Таблица 4. Невязки двумерной инверсии данных МТЗ

Профиль	Средняя, %	модуль, %	фаза, °
BB	3.3	5.5	1.1
SN	4.7	7.8	1.7
N-21	3	5.1	0.9
YT	4.2	6.8	1.6
GT	5	8.2	1.9
PV	3.5	5.8	1.2
OO	3	5	1
PA	4.2	6.8	1.6
SVR	2.6	4.2	0.9

Результаты двумерной инверсии по всем профилям представлены на Рисунке 56.

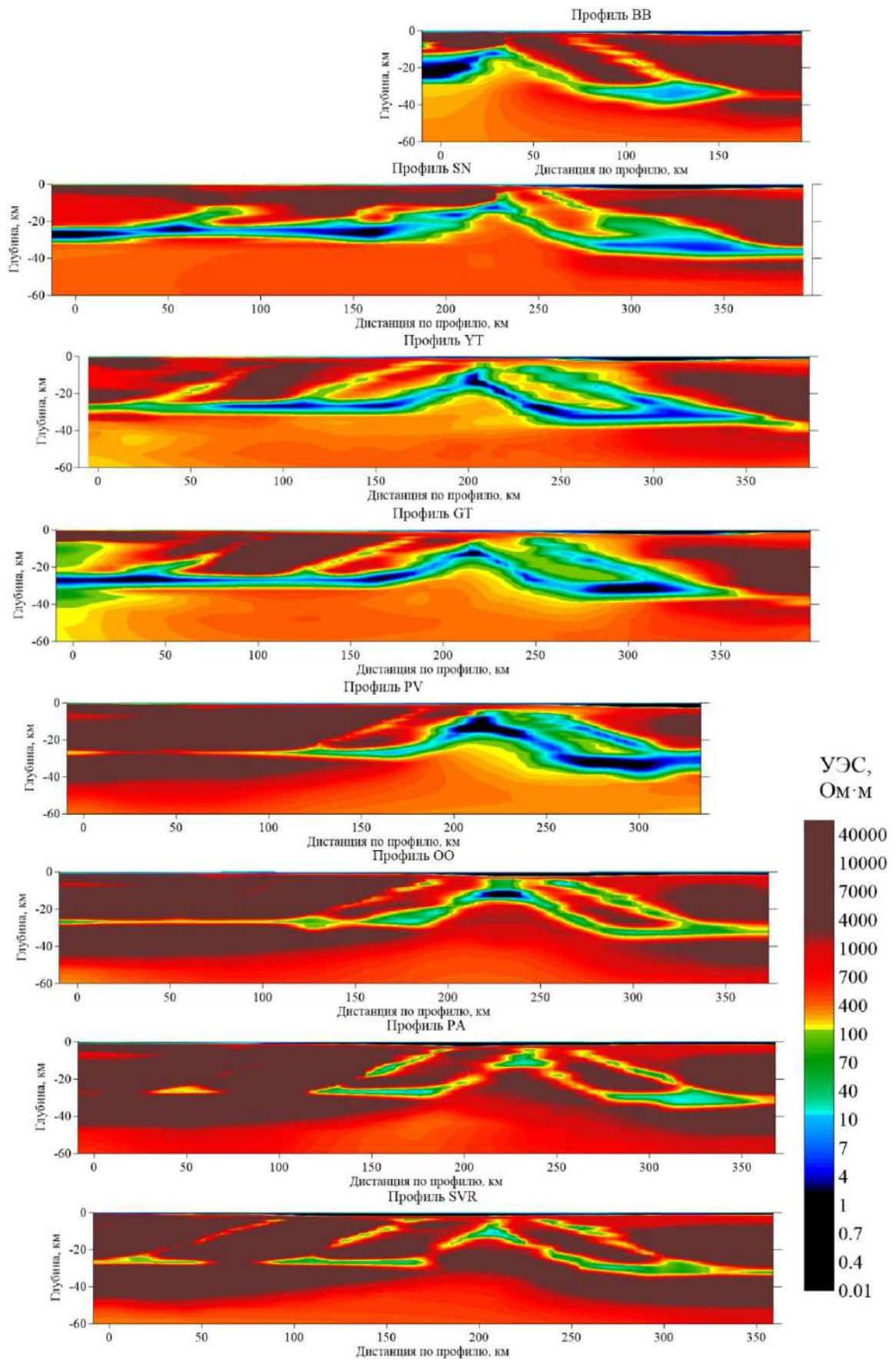


Рисунок 56 – Результаты двумерной инверсии по профилям

Полученные по всем профилям значения удельного электрического сопротивления были совмещены на единой координатной сетке и для каждого глубинного уровня выполнена латеральная интерполяция параметров. Результирующие карты распределения сопротивления были послойно интегрированы в трехмерную модель. Итоговая стартовая модель для трехмерной инверсии, полученная описанным способом, представлена на Рисунке 57.

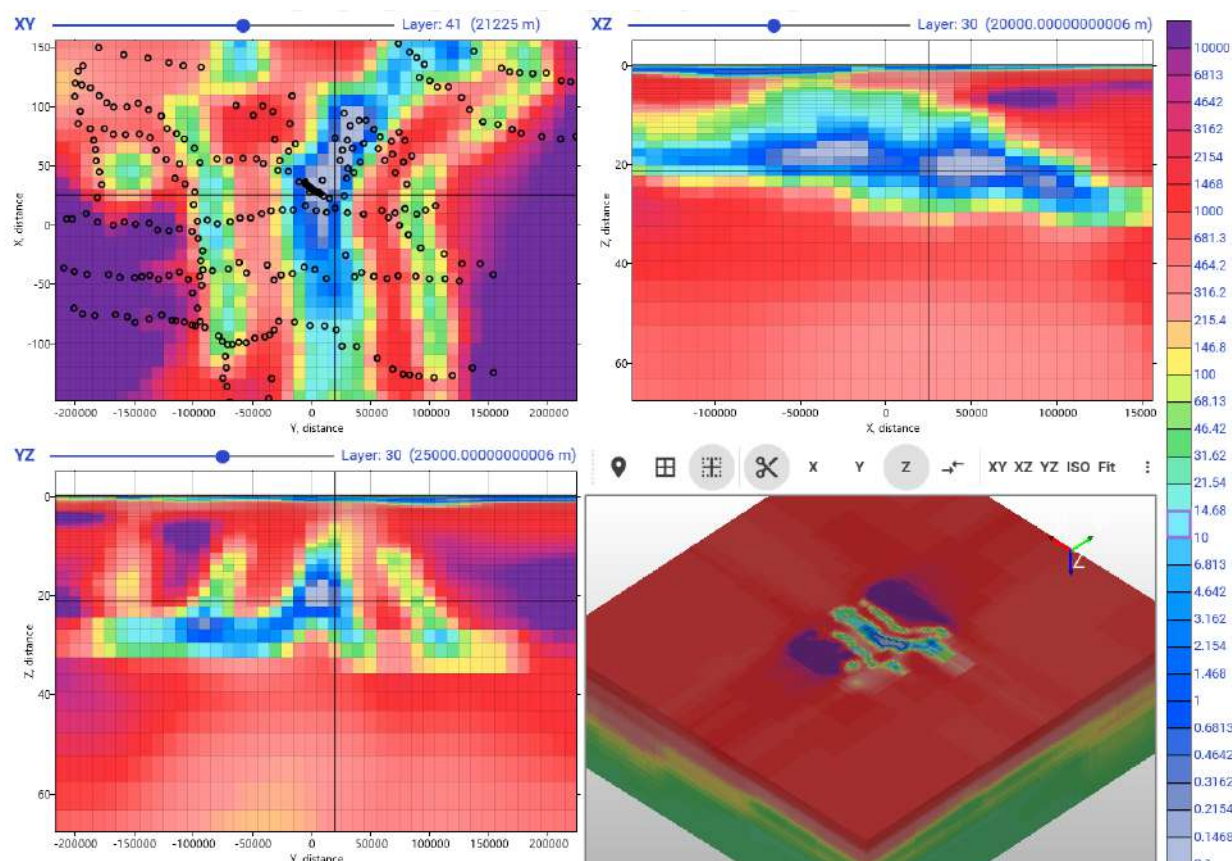


Рисунок 57 – Стартовая модель трехмерной инверсии, собранная по результатам 2D инверсии, визуализированная с помощью программы Inversio

Таким образом, предложенная процедура последовательного перехода от одномерных и двумерных моделей к трехмерному начальному приближению позволяет максимально полно учесть имеющуюся априорную информацию о геоэлектрическом строении исследуемого региона и обеспечить устойчивость последующей трехмерной инверсии.

7.2. Автоматическая трехмерная инверсия

В конечном итоге инверсия была выполнена по реальной и мнимой частям полного тензора импеданса совместно с участием векторов Визе (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} ,

Z_{yy} , W_{zx} , W_{zy}). Для компонент Z_{xy} и Z_{yx} задавалась ошибка 5%, для дополнительных компонент – 15%. Относительная ошибка типпера (W_z) была принята 5%.

Создание и визуализация стартовой модели происходили в программе Inversio (ООО «НТЦ Северо-Запад»). Размеры сетки моделирования: 50 (ось X) × 59 (ось Y) × 74 (ось Z) ячеек, где ось X – направлена на север, ось Y – на восток. Инверсия проводилась в относительных координатах. Центром, то есть точкой с относительными координатами (0,0), стала точка с координатой X – 6399000, Y – 6410000. Горизонтальные размеры ячейки моделирования 10×10 км.

Несмотря на то, что перепад высот на площади значительно меньше горизонтальных размеров ячеек (примерно 200 м), в модель вводился рельеф. Для моделирования его эффекта вводилось 6 ячеек, мощность ячеек сверху вниз: 20, 20, 20, 20, 40, 80 м. Далее размер ячеек до глубины 3 км составлял 200 м. Эта часть модели соответствовала осадочному чехлу. Далее вертикальный размер ячеек увеличивался с глубиной с коэффициентом 1.1. Коэффициент сглаживания по всем трем осям составил 0.3. На границах «земля-воздух» параметр сглаживания равнялся 0.

Трехмерная инверсия выполнялась на персональном компьютере со следующими характеристиками: процессор Intel Core i7-11700 (11-е поколение, 8 ядер, 2.5 ГГц), оперативная память 128 ГБ. Средняя продолжительность одной итерации инверсии составила около 50 минут; полный расчет для одного варианта инверсии по 265 пунктам наблюдения занимал в среднем 55 часов при 66 итерациях.

Существенным преимуществом программного комплекса ModEM является возможность интерактивного контроля процесса инверсии: на любой итерации расчет может быть приостановлен, а текущее состояние модели – визуализировано и проанализировано с помощью специализированных средств отображения. Это позволяет оперативно оценивать динамику сходимости решения, выявлять возможные артефакты инверсии и принимать обоснованное решение о

продолжении или прекращении расчета, что существенно повышает эффективность вычислительного процесса.

Программный комплекс *Inversio* предоставляет еще более широкие возможности взаимодействия с моделью, включая не только визуализацию промежуточных результатов, но и ручную корректировку трехмерных геоэлектрических моделей непосредственно в процессе инверсии. Данная функциональность являлась одной из ключевых особенностей принятого в настоящей работе подхода к интерпретации. На отдельных этапах итерационного процесса результаты автоматической инверсии анализировались совместно со специалистами-геологами, после чего в модель вносились целенаправленные коррективы, отражающие имеющиеся представления о геологическом строении региона. Скорректированная таким образом модель использовалась в качестве стартовой для последующих итераций инверсии. Подобный подход, сочетающий формальную минимизацию функционала невязки с экспертным геологическим знанием, позволяет направлять процесс инверсии в область геологически реалистичных решений и избегать формально допустимых, но физически бессмысленных результатов. При этом следует отметить, что не все вносимые геологические гипотезы принимались алгоритмом инверсии: часть из них отвергалась в ходе последующих итераций как несовместимая с наблюдаемыми данными, что само по себе является важным результатом, свидетельствующим о разрешающей способности метода и информативности имеющихся данных.

На Рисунке 58 представлены кривые сходимости (зависимость среднеквадратичной невязки RMS от номера итерации) для ряда выполненных вариантов расчета. Анализ представленных кривых позволяет выделить несколько характерных закономерностей. Варианты инверсии, стартовавшие от однородного полупространства (ОПП), характеризуются высоким начальным уровнем невязки ($RMS \approx 8.8$) и замедленной сходимостью: для достижения сопоставимого уровня невязки требуется существенно большее число итераций (более 60). Аналогичная тенденция наблюдается для варианта со стартовой моделью, собранной по результатам двумерной инверсии: несмотря на более быстрое снижение невязки на

начальных итерациях, кривая выходит на пологий участок и за сопоставимое число итераций также не достигает минимальных значений RMS.

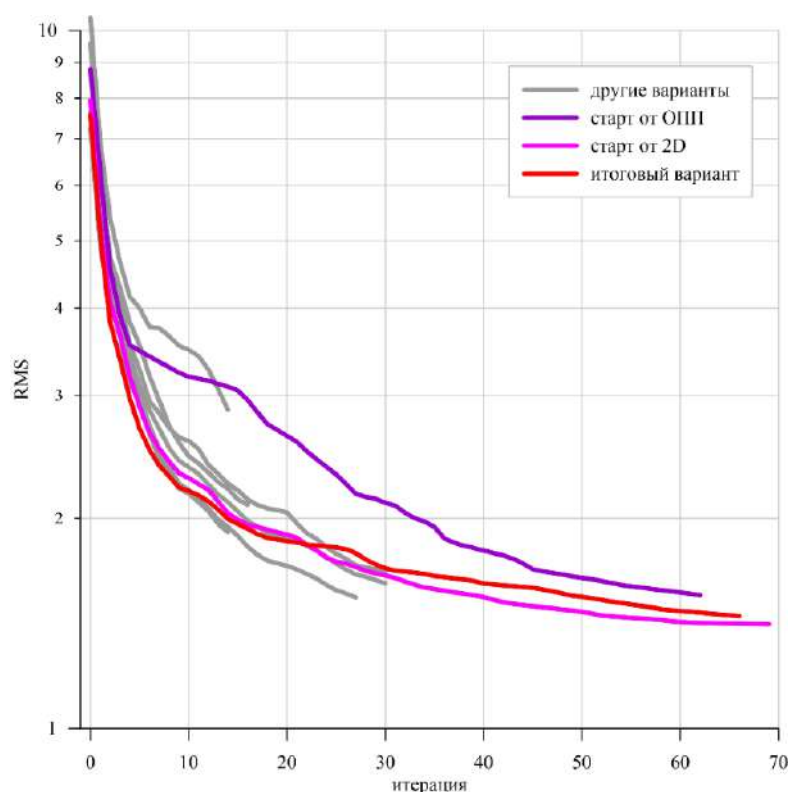


Рисунок 58 – Кривые сходимости для различных вариантов трехмерной инверсии. Итоговый вариант – модель, принятая для интерпретации. Другие варианты – результаты инверсий с альтернативными стартовыми моделями

Итоговый вариант инверсии, принятый в настоящей работе, демонстрирует стабильную монотонную сходимость на всем протяжении итерационного процесса и показывает сопоставимый уровень невязки с вариантом со стартовой моделью, собранной по результатам двумерной инверсии.

Однако стоит еще раз подчеркнуть, что основным критерием выбора итоговой модели являлось не только формальное значение невязки, но прежде всего геологическая обоснованность получаемого результата. Несмотря на то что вариант со стартом от 2D формально достигает несколько меньшего значения RMS, полученная в нем геоэлектрическая структура содержит артефакты, не согласующиеся с априорными представлениями о тектоническом строении региона. Итоговая модель, принятая в работе, при сопоставимом уровне невязки обеспечивает физически осмысленное и геологически обоснованное

распределение УЭС, что и определило ее выбор в качестве окончательного варианта.

Таким образом, для окончательного варианта 3D инверсии количество итераций составило 66, конечная невязка $RMS = 1.4$. Для большей наглядности RMS было пересчитано в более привычные оценки – проценты для ρ_k и абсолютные разности для φ в градусах и представлены в виде карт невязок (Рисунок 59 – Рисунок 62). Средние невязки по всем периодам для компонент тензора импеданса и матрицы Визе для всех данных также приведены в Таблице 5.

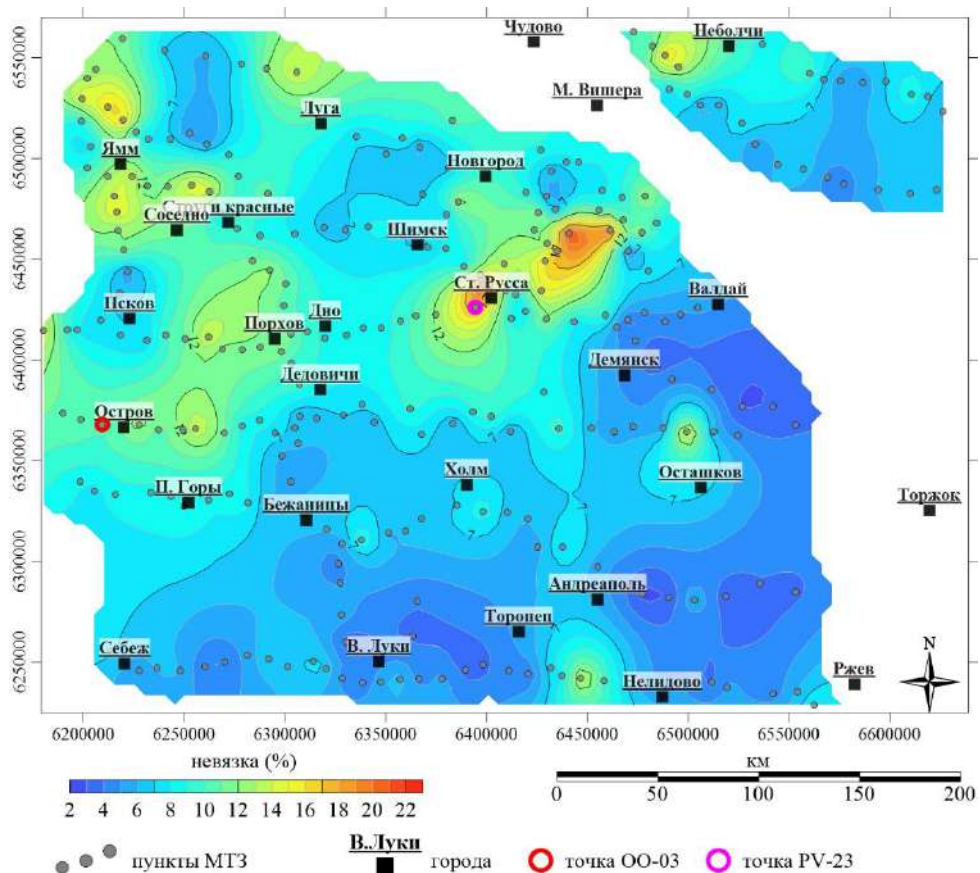


Рисунок 59 – Карта невязок компоненты ρ_{xy} по результатам трехмерной инверсии

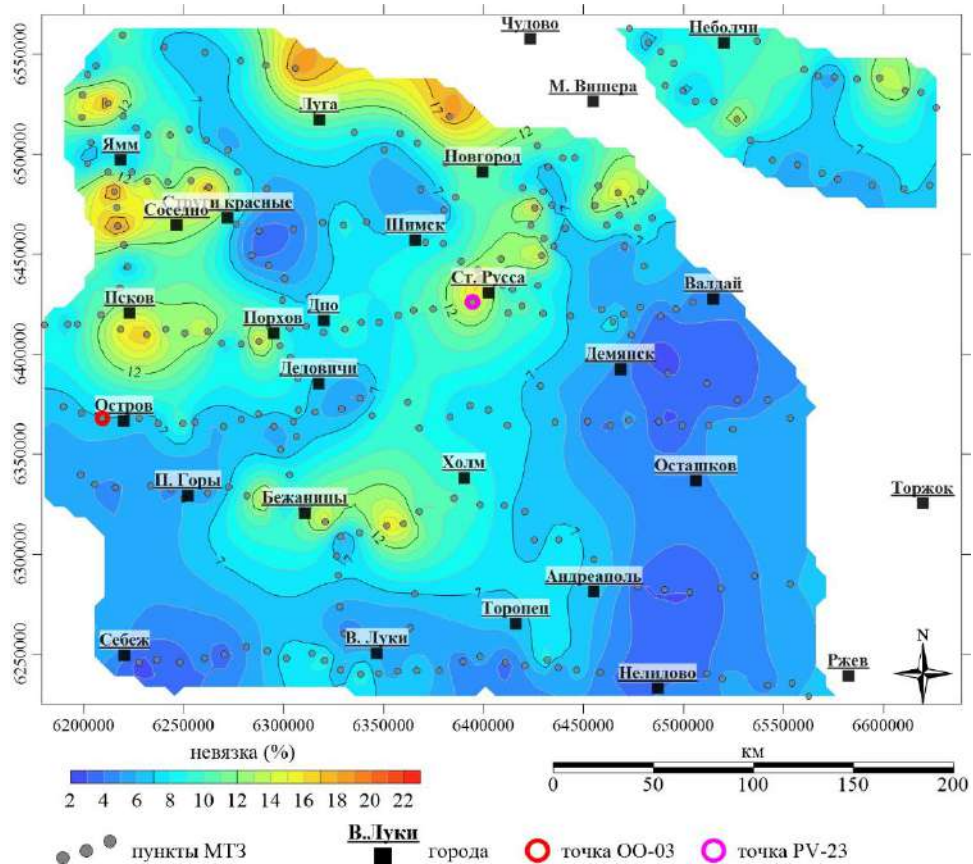


Рисунок 60 – Карта невязок компоненты ρ_x по результатам трехмерной инверсии

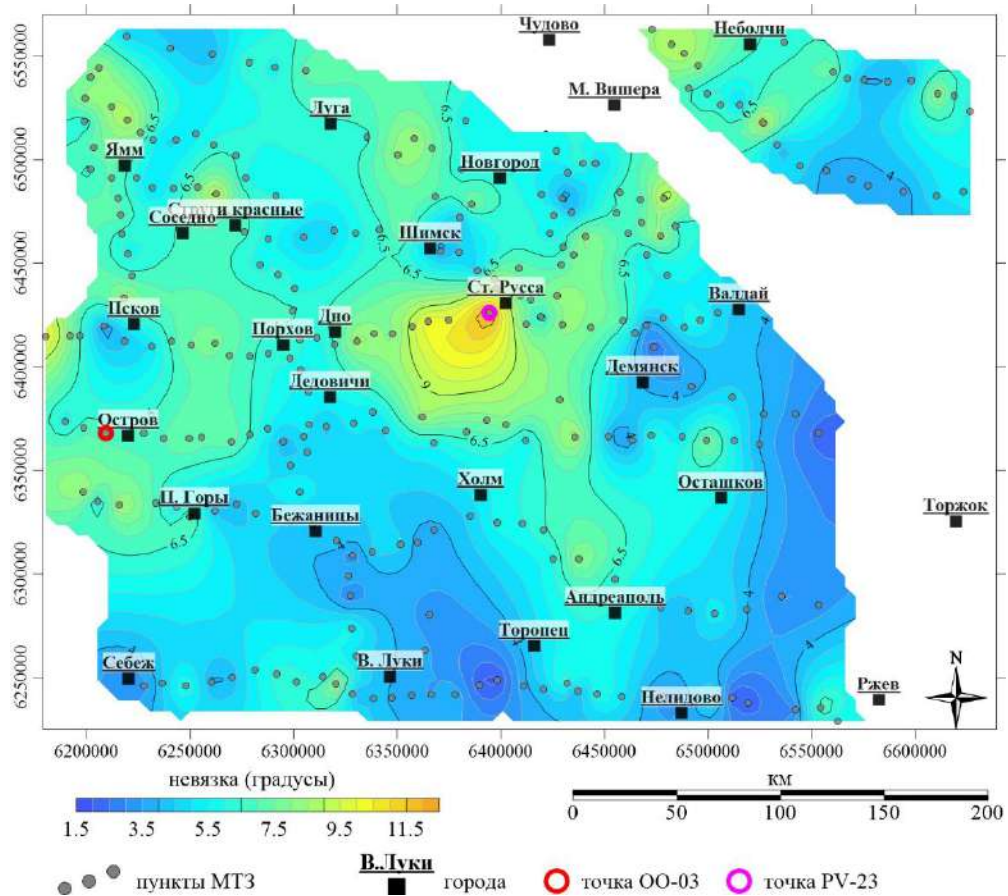


Рисунок 61 – Карта невязок компоненты ϕ_x по результатам трехмерной инверсии

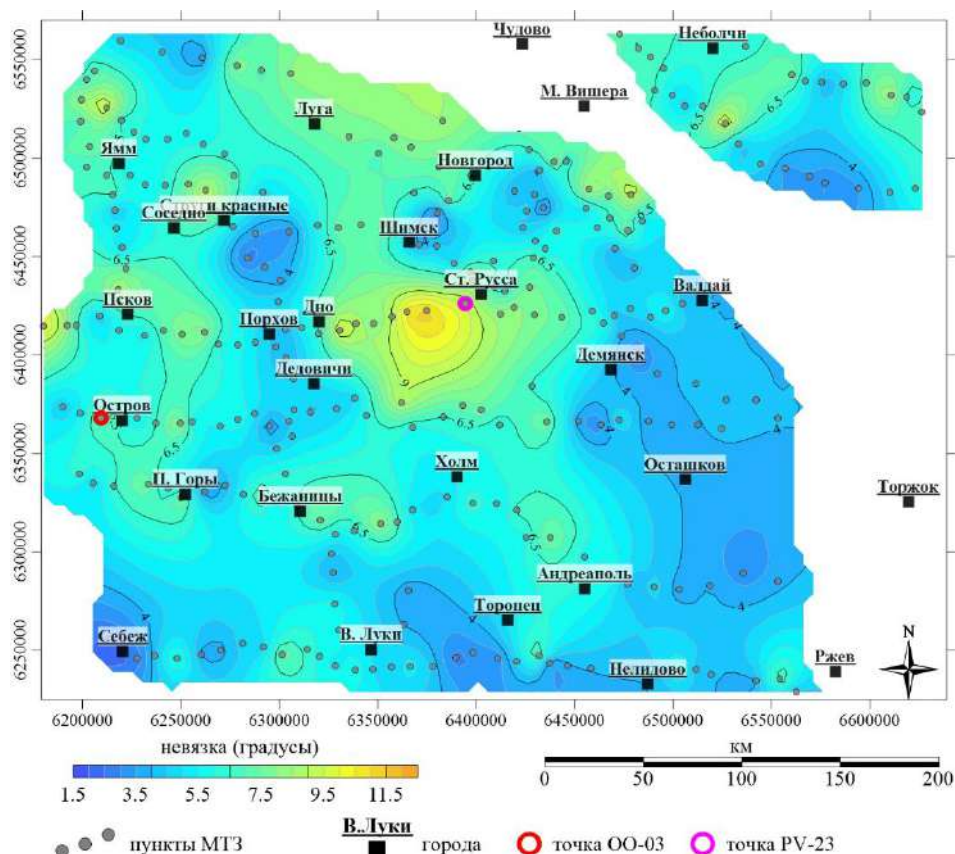


Рисунок 62 – Карта невязок компоненты ϕ_{yx} по результатам трехмерной инверсии

Таблица 5. Невязки подбора 3D, рассчитанные для компонент тензора импеданса и матрицы

Визе

$\rho_{xy}, \%$	$\phi_{xy}, ^\circ$	$\rho_{yx}, \%$	$\phi_{yx}, ^\circ$	ReWzx	ImWzx	ReWzy	ImWzy
8.2	5.85	8.01	5.74	0.05	0.035	0.048	0.032

Для компоненты ρ_{xy} невязки по кажущемуся сопротивлению на преобладающей части площади исследований не превышают 10%. Выделяется контрастная локальная область повышенных невязок в окрестностях г. Старая Русса, где значения достигают 18–20%. Дополнительные зоны повышенных невязок (до 12%) наблюдаются в районе пос. Соседно – г. Ямм и на отрезке Порхов – Дно. Для фазовой компоненты ϕ_{xy} при фоновых значениях 2–4° выявлен выраженный локальный максимум невязок в непосредственной близости от г. Старая Русса, где значения достигают 9° и более.

Для компоненты ρ_{yx} общий уровень невязок сопоставим с ρ_{xy} : основная часть пунктов характеризуется невязками менее 10%. Обширная зона повышенных невязок выделяется в северной части территории, в районе Луга – Чудово, где

значения достигают 15%. Локальные максимумы невязок (до 12–14%) наблюдаются также в районе пос. Соседно – г. Ямм, г. Псков и г. Бежаницы. Аналогичная тенденция прослеживается и для фазовой компоненты фух: на большей части площади невязки составляют менее 4° , тогда как в центральной части, в районе г. Старая Русса, фиксируется локальный максимум со значениями 9° и более.

Юго-восточная и южная части площади исследований устойчиво демонстрируют наиболее низкий уровень невязок по всем компонентам (менее 7% для ρ и менее 4° для ϕ), что свидетельствует о высоком качестве данных и адекватности модели в этой части региона.

В целом достигнутый уровень невязок трехмерной инверсии сопоставим с точностью подбора, полученной при двумерной инверсии, что подтверждает корректность выбранных параметров расчетной сетки и стартовой модели.

Примеры сравнения расчетных и наблюдаемых кривых приведены ниже (Рисунок 63, Рисунок 64). Для точки ОО-03 получены невязки, отвечающие средней точности подбора (по ρ_{xy} – 7.8%, по ρ_{yx} – 6%, по ϕ_{xy} – 3.99° , по ϕ_{yx} – 3°), точка PV-23 – один из худших вариантов подбора (по ρ_{xy} – 21%, по ρ_{yx} – 20%, по ϕ_{xy} – 11.7° , по ϕ_{yx} – 8.2°).

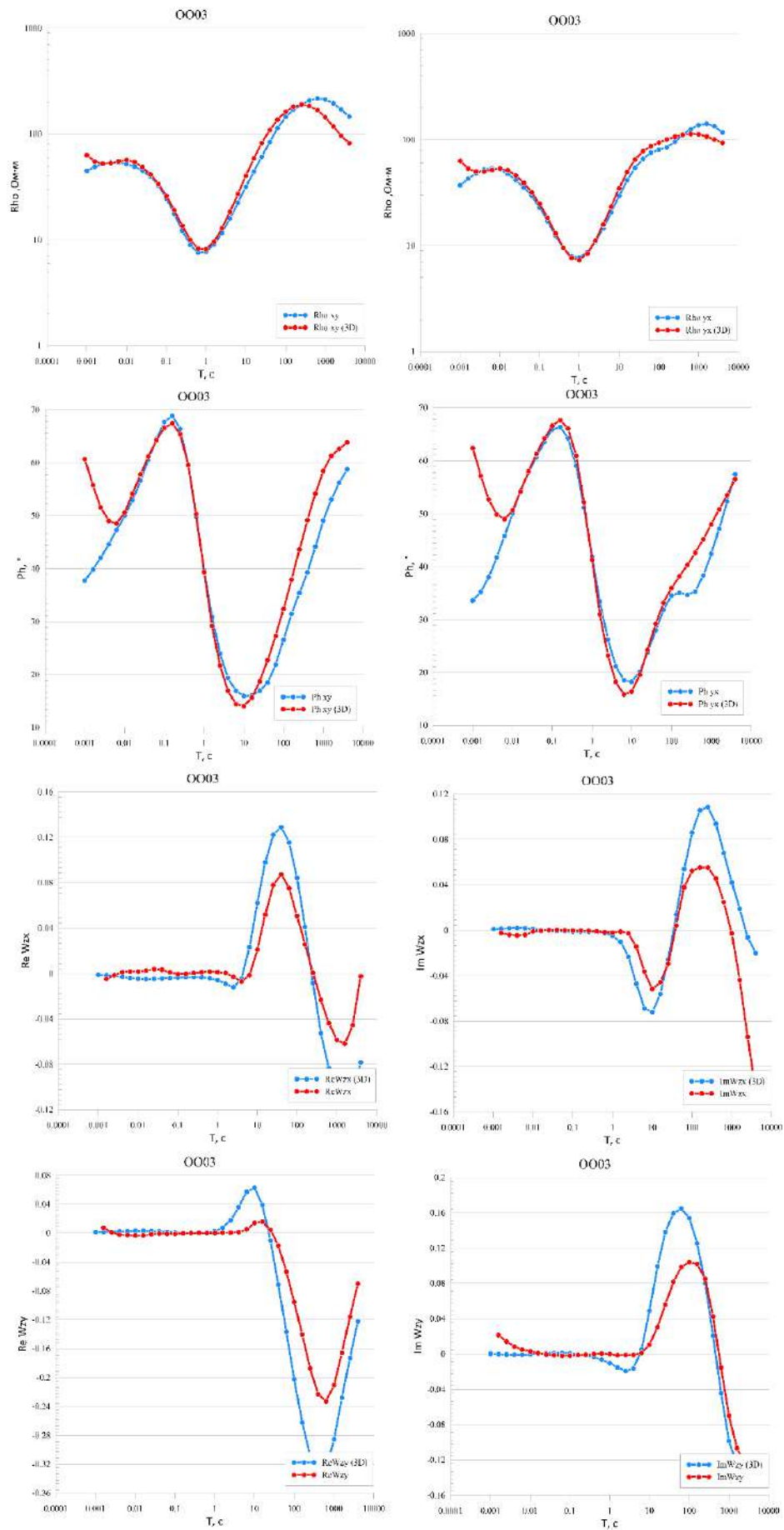


Рисунок 63 – Экспериментальные и расчетные кривые ρ_k , ϕ , $Re, Im W_{zx}$ W_{zy} на точке OO-03

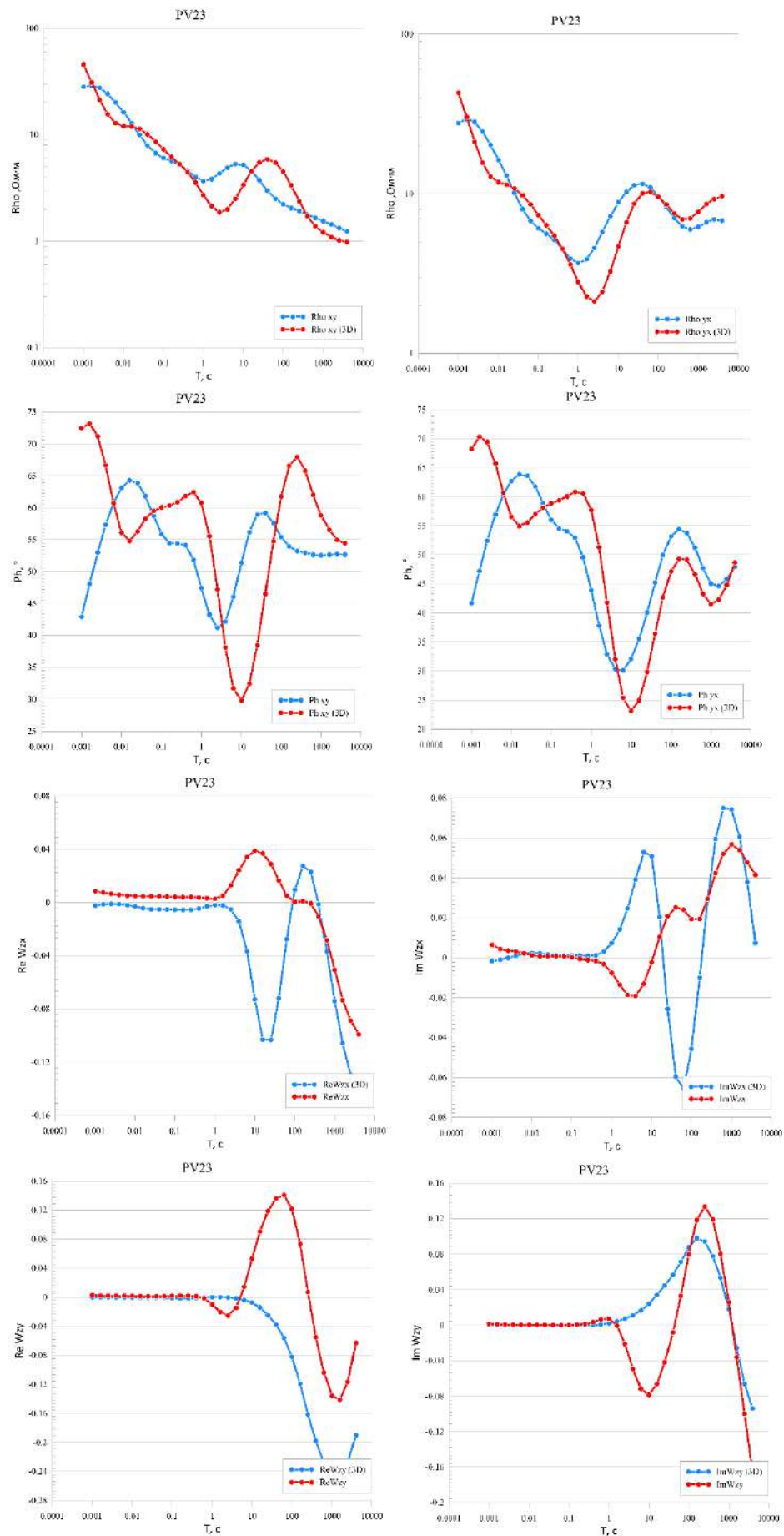


Рисунок 64 – Экспериментальные и расчетные кривые ρ , φ , Re , Im W_{zx} W_{zy} на точке PV-23

7.3. Трехмерная геоэлектрическая модель

Результаты 3D инверсии представлены в виде карт-срезов удельного электрического сопротивления для нескольких глубин (от 5 до 35 км).

Глубина 5 км (Рисунок 65). Основной фон карты – высокоомный (1000–10000 Ом·м), что отвечает породам кристаллического фундамента. На этом фоне начинает формироваться зона пониженных сопротивлений в центральной части площади, в районе Холм–Демянск, со значениями порядка 10–100 Ом·м. Это первое проявление Ильменской аномалии электропроводности на коровых глубинах. Отмечается также локальная низкоомная аномалия в районе Соседно (единицы–десятки Ом·м) и небольшая аномалия к северо-востоку от Новгорода, в районе М. Вишеры.

Глубина 10 км (Рисунок 66). Центральная аномалия значительно усиливается и приобретает отчетливое субмеридиональное простирание. Значения УЭС в ее ядре снижаются до 1–10 Ом·м. Проводник вытягивается от района южнее Холма к оз. Ильмень. На этой глубине субмеридиональный проводник, предсказанный по результатам анализа магнитовариационных параметров, проявляется наиболее ярко. Восточнее основной аномалии, в районе Демянск–Валдай, также наблюдается снижение сопротивлений. Аномалия в районе Соседно сохраняется.

Глубина 15 км (Рисунок 67). Низкоомная зона вытянута субмеридионально от района южнее Андреаполя до широты Новгорода. Начинают формироваться субширотные ответвления: одно прослеживается между профилями РV и ОО, второе – южнее, в районе Холма. На юге площади появляются локальные аномалии низких сопротивлений в районе Нелидово и Себежа.

Глубина 20 км (Рисунок 68). Центральная аномалия достигает максимальной интенсивности: значения УЭС в ядре падают до десятых долей Ом·м и ниже. Аномальная низкоомная зона приобретает максимальное площадное развитие. Область минимальных сопротивлений (< 1 Ом·м, черные тона) распространяется от оз. Ильмень на севере до южного края карты, охватывая район Холм–Старая Русса–Демянск. В северо-восточной части площади (М. Вишера–Неболчи) также

наблюдается снижение сопротивлений. Данная структура в полной мере соответствует Ильменской аномалии коровой электропроводности регионального север-северо-восточного простирания.

Глубина 25 км (Рисунок 69). Картина распределения УЭС становится значительно более дифференцированной. Единая низкоомная зона распадается на систему чередующихся блоков с контрастными значениями сопротивлений. Субмеридиональный проводник в центральной части сохраняется, но в его пределах появляются высокоомные «окна». На западе площади (район Псков–Остров) выделяется высокоомный блок. В северо-восточной части, напротив, наблюдается обширная зона пониженных сопротивлений (район Новгород–М. Вишера–Неболчи). Такая мозаичная структура на глубинах нижней коры может отражать блоковое строение фундамента с различными петрофизическими характеристиками отдельных блоков.

В диапазоне глубин 25–30 км в полученной трехмерной геоэлектрической модели устойчиво проявляется протяженный региональный коровой проводящий слой. Слой характеризуется удельными электрическими сопротивлениями в диапазоне десятков – первых сотен Ом·м, что на 1–2 порядка ниже значений вмещающей консолидированной коры (1000–5000 Ом·м). В отличие от Ильменской аномалии, имеющей четкую субмеридиональную ориентировку, этот слой прослеживается на обширной северо-западной части исследуемой площади.

На глубинах ниже 25 км (Рисунок 70 – Рисунок 73) картина распределения УЭС сохраняется, уровень сопротивлений составляет 1000 Ом·м и больше, что соответствует породам нижней коры.

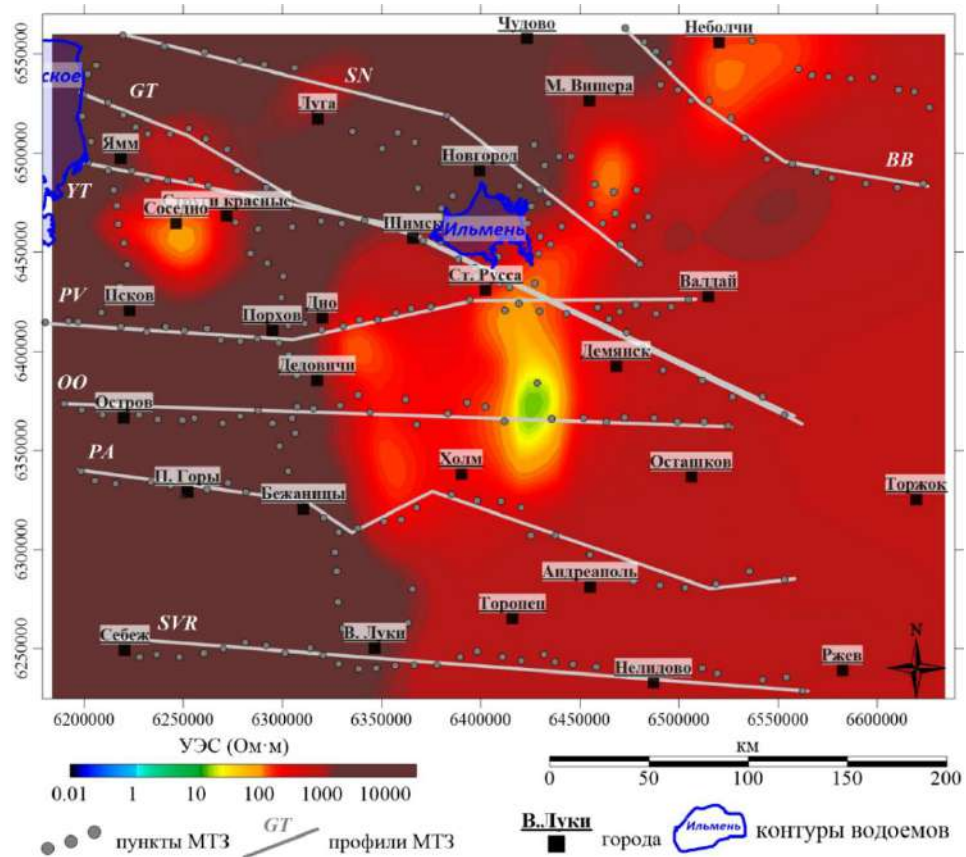


Рисунок 65 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 5 км

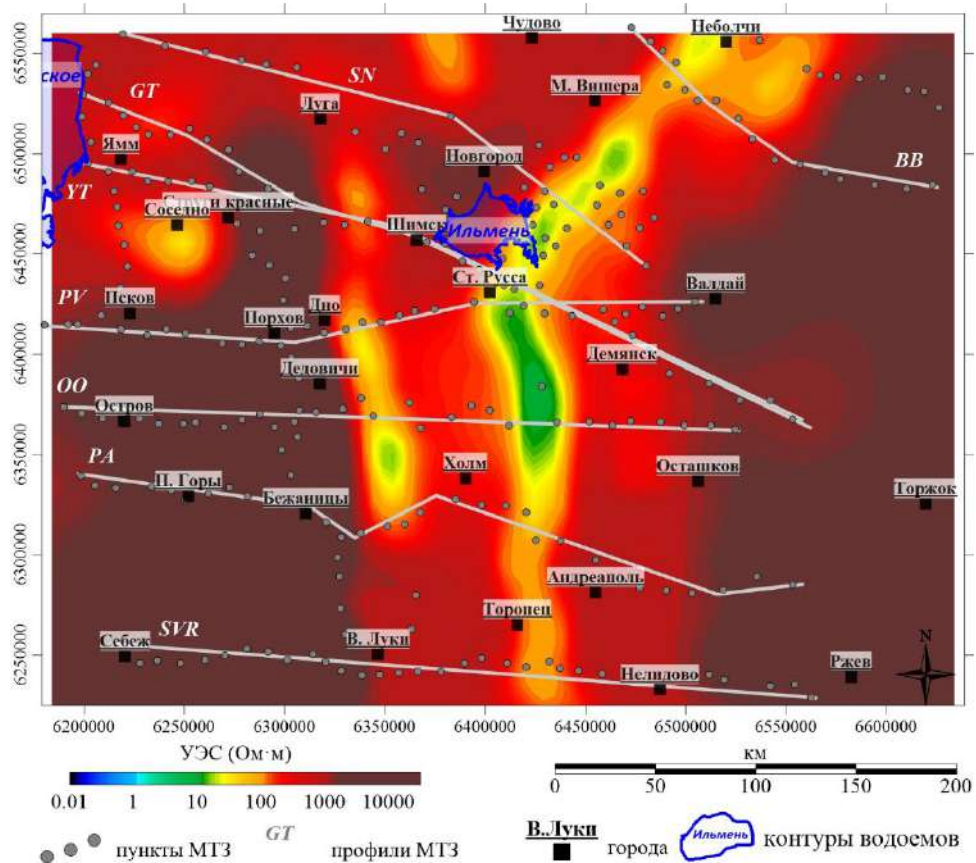


Рисунок 66 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 10 км

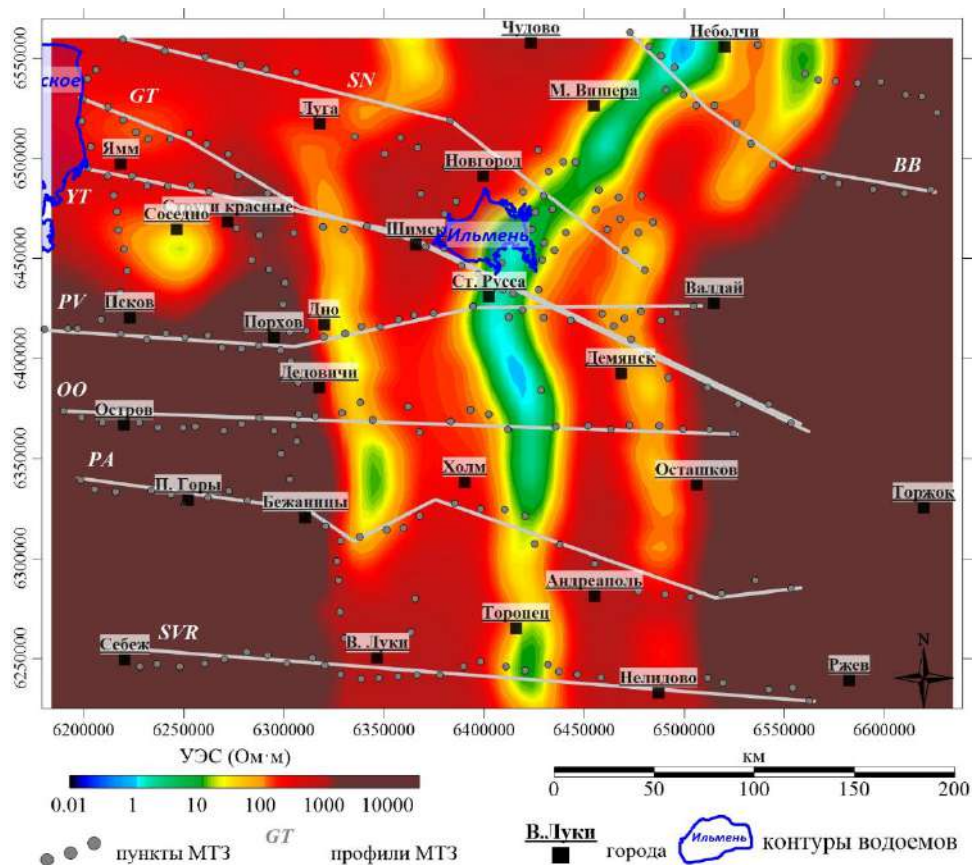


Рисунок 67 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 15 км

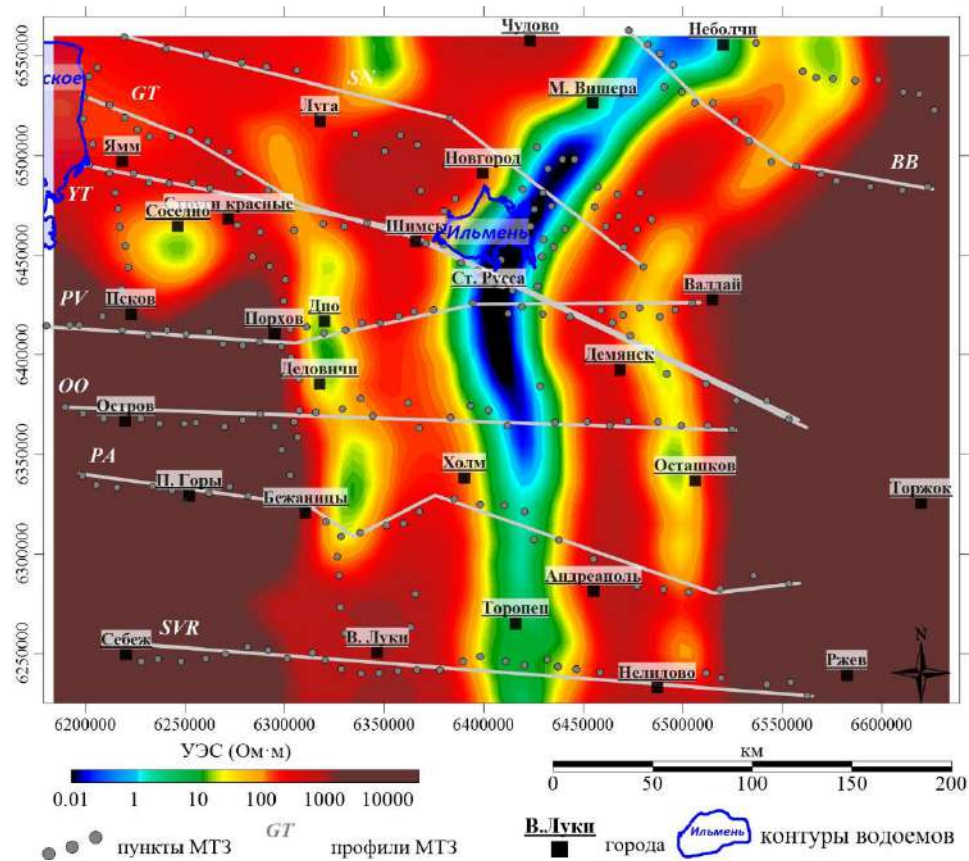


Рисунок 68 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 20 км

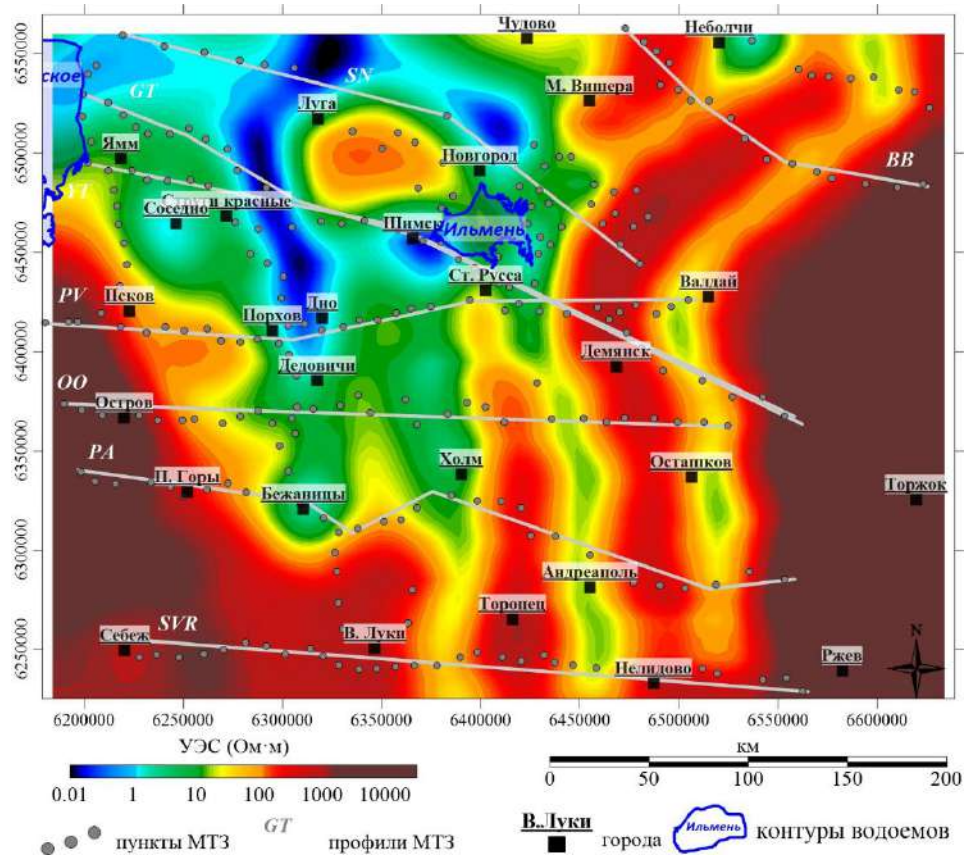


Рисунок 69 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 25 км

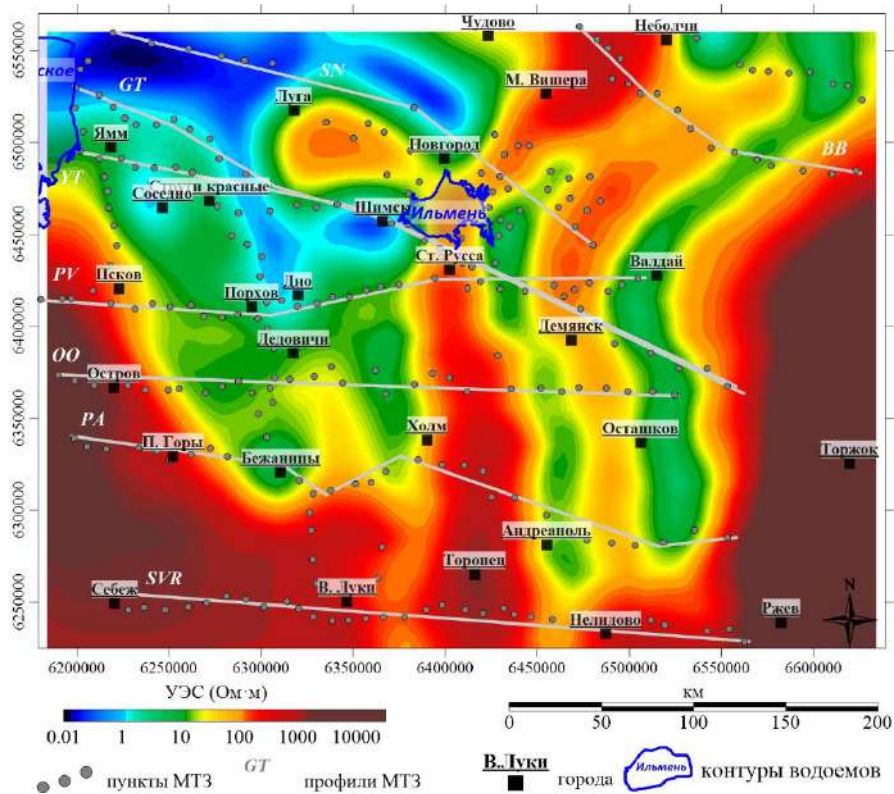


Рисунок 70 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 28 км

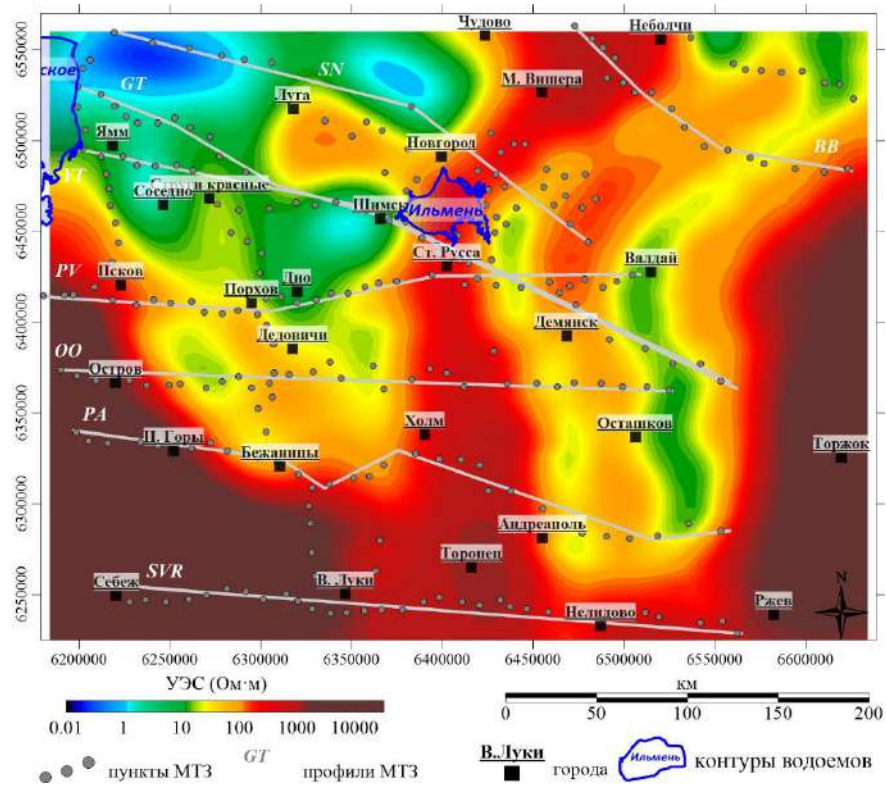


Рисунок 71 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 30 км

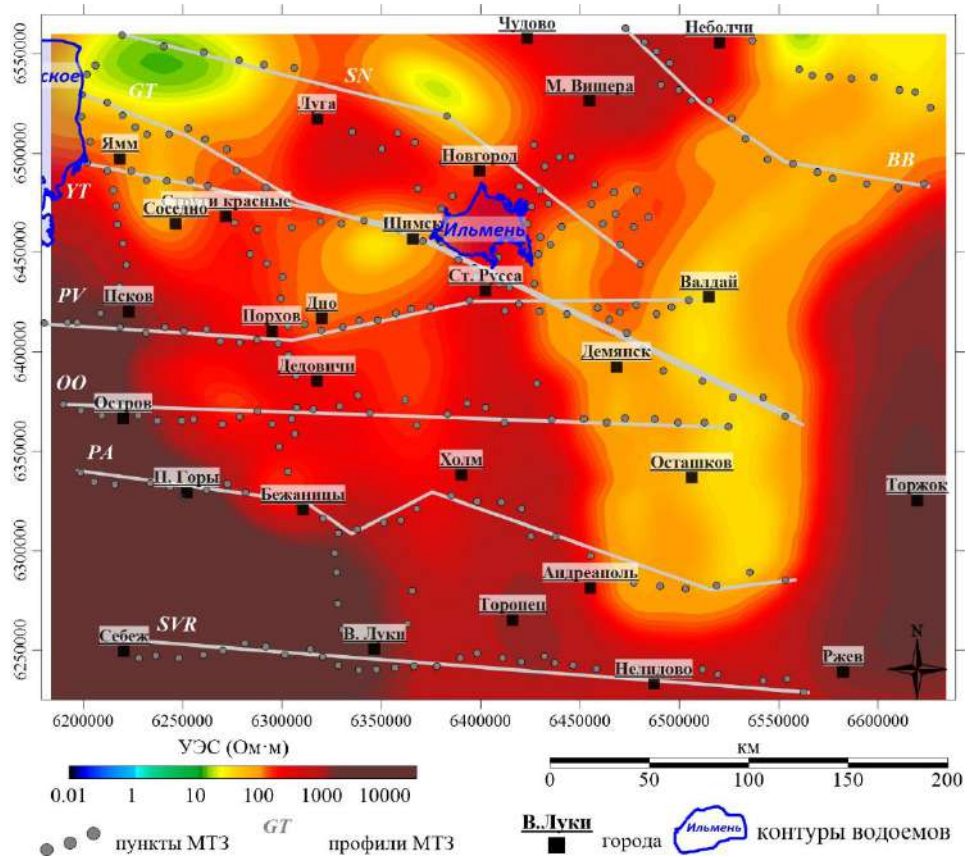


Рисунок 72 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 32 км

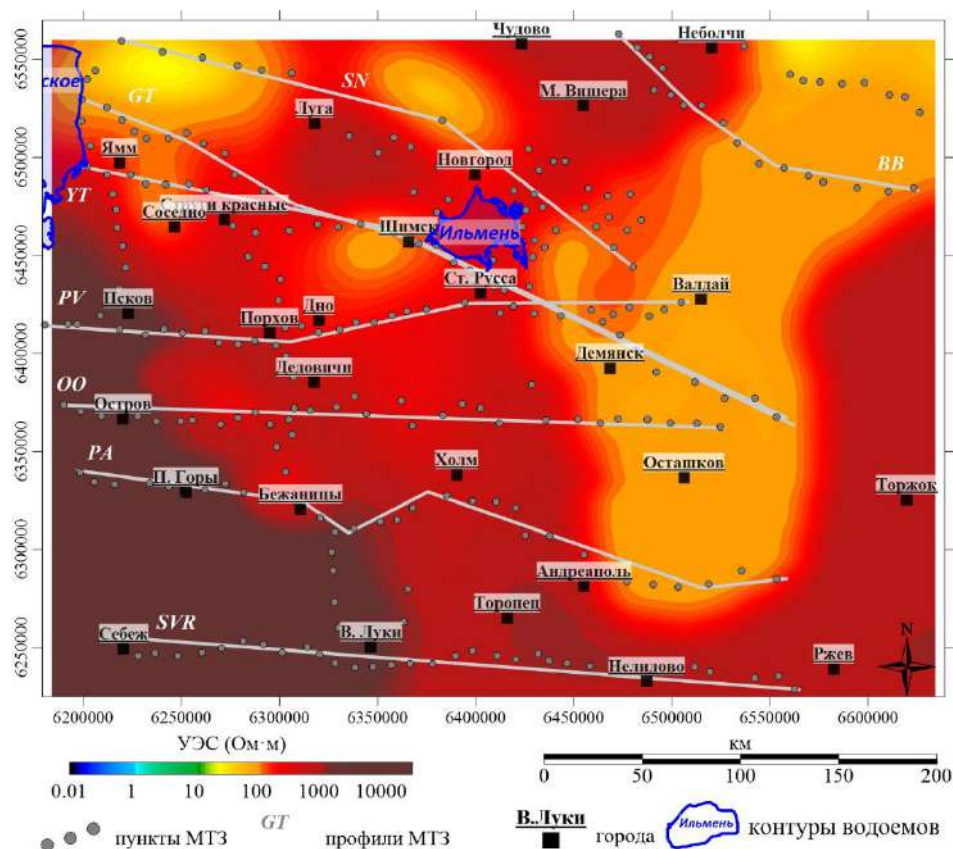


Рисунок 73 – Карта-срез трехмерной модели УЭС для глубины 35 км

На Рисунке 74 представлены геоэлектрические разрезы вдоль всех восьми профилей МТЗ, извлеченные из трехмерной модели УЭС. Разрезы построены до глубины 60 км и позволяют проследить латеральные и вертикальные изменения электропроводности земной коры на всей исследуемой территории.

Центральная группа профилей (ОО, РВ). На линиях профилей ОО и РВ наблюдаются близкие формы проводящей зоны. Основной коровый проводник имеет ширину около 100 км и погружается в западном направлении под углом порядка 15° в интервале глубин 10–30 км. Минимальные значения УЭС в ядре проводника достигают десятых долей Ом·м. На этих профилях отмечается присутствие узкой зоны пониженных удельных сопротивлений в самой верхней части земной коры, которая связывает коровый проводник с осадочным чехлом.

Северные профили (GT, YT, SN). На профилях GT и YT коровый проводник сохраняет общие черты, характерные для центральной группы: пластообразное тело с западным погружением в интервале глубин 10–30 км. Однако ширина проводящей зоны здесь несколько увеличивается, а ее верхняя кромка поднимается

до глубин 8–10 км. На профиле УТ интенсивность аномалии максимальна – минимальные значения УЭС в ядре проводника составляют сотые доли Ом·м.

На профиле SN проводящая зона приобретает более сложную морфологию: основное тело проводника расщепляется на несколько ветвей в интервале глубин 15–35 км. Это может быть связано с расположением профиля вблизи области сочленения основной субмеридиональной ветви Ильменской аномалии с северным субширотным ответвлением.

Профили РА и SVR. Самые южные профили существенно отличаются от всех остальных. Проводящая зона здесь выражена значительно слабее: вместо единого мощного проводника наблюдается серия маломощных субгоризонтальных проводящих прослоев на глубинах 25–35 км. Значения УЭС в проводящих зонах составляют единицы Ом·м, что на порядок выше, чем в ядре аномалии на центральных и северных профилях. Такое ослабление аномалии в южном направлении свидетельствует о латеральном затухании Ильменской проводящей структуры по направлению к югу.

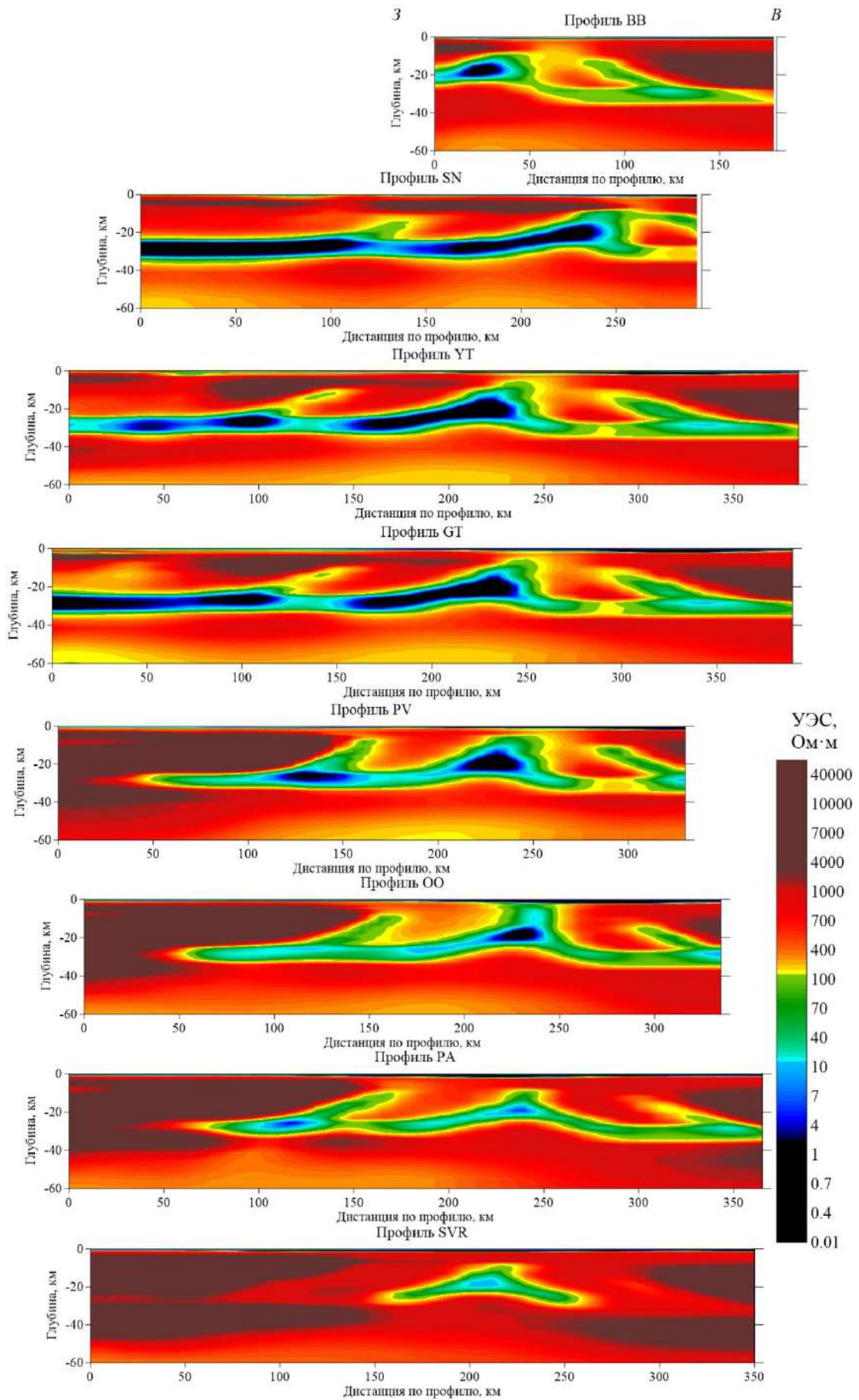


Рисунок 74 – Результаты трехмерной инверсии по профилям

Общие закономерности. Совокупный анализ геоэлектрических разрезов позволяет выделить следующие устойчивые особенности Ильменской аномалии:

1. Основной коровой проводник представляет собой крутопадающее пластообразное тело субмеридионального простирания, залегающее в интервале глубин 10–30 км.

2. На всех профилях, кроме РА и SVR, проводящая зона связана с поверхностью через узкий канал пониженных сопротивлений в верхней коре.

3. Интенсивность аномалии нарастает от южных профилей к центральным и северным, достигая максимума на профилях УТ и GT.

7.4. Сопоставление с моделью, полученной от однородного полупространства

Сопоставление модели, рассчитанной от стартовой модели ОПП, с итоговой моделью позволяет оценить, какие особенности геоэлектрического строения являются устойчивыми, а какие – обусловлены детализацией, достигаемой при использовании более информативной стартовой модели.

Сравнение горизонтальных срезов УЭС обеих моделей на глубинах 10, 15, 20 и 40 км показывает следующее (Рисунок 75).

Обе модели согласованно фиксируют сам факт существования Ильменской аномалии электропроводности в центральной части исследуемой площади. Совпадает приблизительное положение ее центральной части: район Старая Русса-Демянск, а также основной интервал глубин ее проявления (10-25 км). На глубине 40 км (Рисунок 75Рисунок, г) обе модели демонстрируют резкое уменьшение интенсивности аномалии и переход к высокоомному фону, что соответствует представлениям о коровой природе проводника и согласуется с независимыми данными о строении нижней коры и верхней мантии региона.

При общем сходстве интегральных характеристик модели существенно различаются по уровню детализации и геометрии аномалии:

В модели ОПП аномалия проявляется как изометричная область с минимумом УЭС в районе г. Старая Русса, а минимальные значения УЭС в теле

аномалии составляют первые единицы Ом·м. В итоговой модели на глубинах 15-25 км в центральной части аномалии УЭС снижается до значений менее 1 Ом·м, что на 1-2 порядка ниже.

Таким образом, сопоставление показывает, что модель ОПП корректно отражает интегральные характеристики Ильменской аномалии, а именно ее наличие, общее положение и диапазон глубин проявления, однако не разрешает ее внутреннюю структуру, реальную геометрию и интенсивность. Итоговая 3D-модель, полученная при использовании детальной стартовой модели, обеспечивает принципиально более высокое разрешение и позволяет выделить субмеридиональное простирание главного проводника, сопряженные с ним аномалии и реальные значения УЭС в его центральной части. Это подтверждает обоснованность выбранной стратегии инверсии и устойчивость основных выводов о строении аномалии.

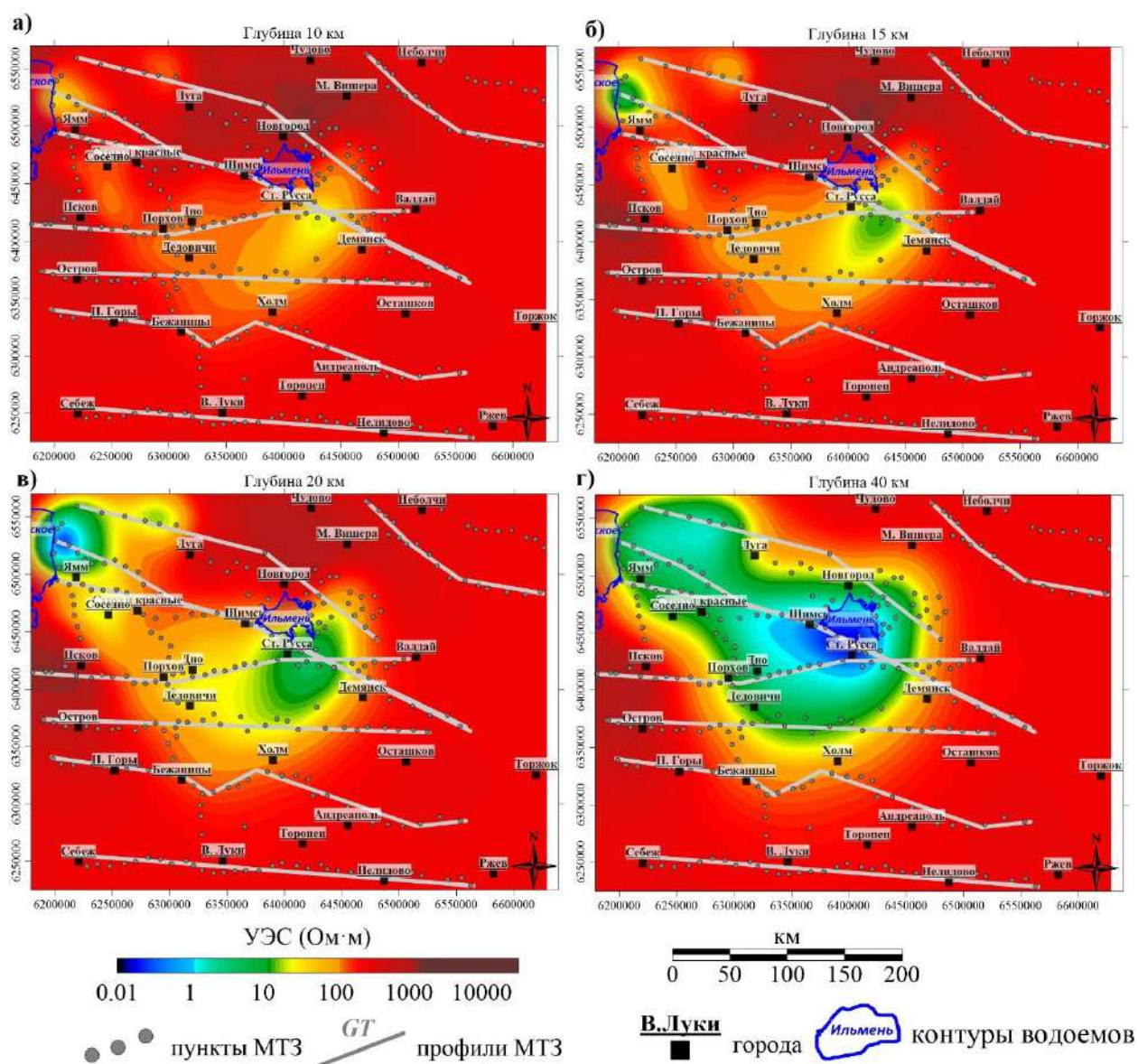


Рисунок 75 – Карты-срезы трехмерной модели УЭС, посчитанной от модели ОПП для глубины 10 км (а), 15 км (б), 20 км (в) и 40 км (г)

7.5. Сопоставление геоэлектрической модели с тектоникой кристаллического фундамента

Совмещение полученных геоэлектрических разрезов с тектонической схемой кристаллического фундамента (Рисунок 76) позволяет установить структурную позицию Ильменской аномалии электропроводности и связать ее с основными тектоническими единицами региона.

Осевая часть аномалии пространственно совпадает с Ильменской шовной зоной (ИЛ), разделяющей Южно-Прибалтийский гранулитогнейсовый пояс

(ЮПР) на западе и структуры Среднерусского пояса на востоке. Зона характеризуется субмеридиональным простиранием и прослеживается на всем протяжении площади исследований – от профиля SVR на юге до профиля SN на севере.

На тектонической схеме показана система разноравгентных надвигов: в западной части территории надвиги направлены с запада на восток, в восточной – с востока на запад. Ильменская зона оказывается заключена между этими встречными надвиговыми структурами и отвечает области их сшивания. Именно такая картина фиксируется на геоэлектрических разрезах.

Новгородский блок (НВ), выделяемый на тектонической схеме в северо-западной части площади, на геоэлектрических разрезах северных профилей (GT, YT) проявляется как область повышенных УЭС в верхней и средней коре, западнее основной проводящей зоны.

На южных профилях (РА, SVR) Ильменская зона сужается, а интенсивность аномалии ослабевает, что согласуется с уменьшением ширины шовной зоны по тектоническим данным. На профиле SVR коровый проводник выражен минимально, что соответствует положению профиля на периферии Ильменской шовной зоны.

Таким образом, Ильменская аномалия коровой электропроводности структурно приурочена к зоне сочленения разноравгентных надвигов Южно-Прибалтийского и Среднерусского поясов и маркирует глубинную шовную зону земной коры, выраженную в геоэлектрическом разрезе пластообразными проводящими телами с аномально низкими значениями УЭС.

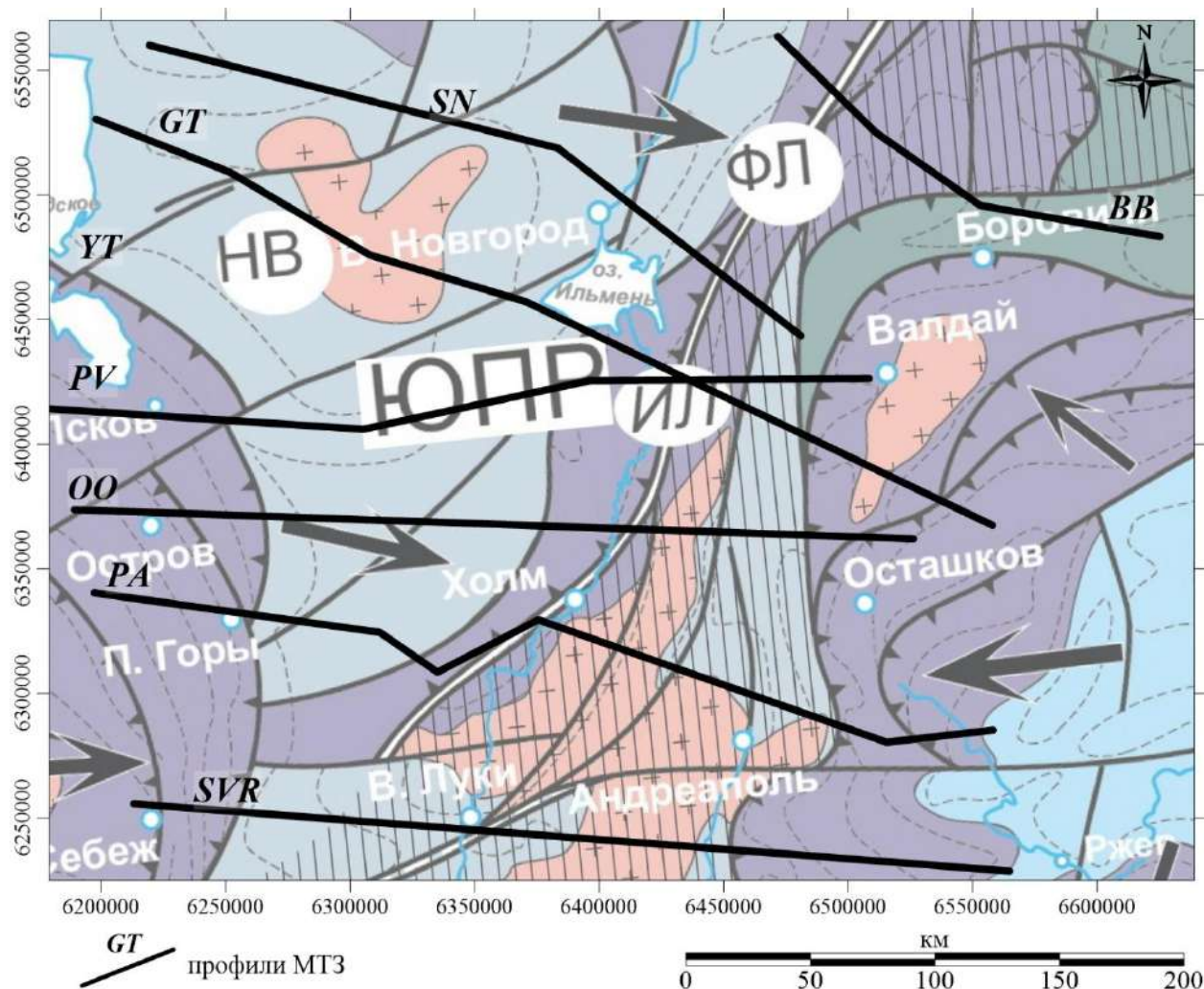


Рисунок 76 – Профили МТЗ на фоне тектонической схемы фундамента [Колодяжный, 2018а].
Условные обозначения к тектонической схеме даны на Рисунке 52

7.6. Анализ потенциальных полей

Для верификации геоэлектрических моделей выполнено сопоставление результатов магнитотеллурических зондирований с данными гравитационного и магнитного полей. Для анализа были использованы гравиметрическая карта ΔG_a (редукция Буге, $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$) России и карта аномального магнитного поля России масштаба 1:2 500 000 [Литвинова и др., 2016а; Литвинова и др., 2016б].

Карта аномалий поля силы тяжести (Рисунок 77) характеризуется контрастным распределением значений в диапазоне от -65 до $+55$ мГал. Доминирующей структурой является крупная изометричная отрицательная аномалия (до $-65 \dots -35$ мГал) в северо-западной части площади, охватывающая

район Ямм–Луга–Новгород–Шимск. Данная аномалия имеет размеры порядка 130×180 км.

На востоке и юго-востоке площади преобладают положительные значения ΔG_a (до $+45 \dots +55$ мГал), наиболее интенсивные в районе Неболчи и западнее Торжка. Переход между отрицательной и положительной областями маркируется протяженной градиентной зоной субмеридионального–северо-восточного простирания, проходящей через район Старая Русса–Холм.

В южной части площади отмечается локальный положительный максимум в районе Бежаницы–Дно (до $+25 \dots +35$ мГал), а также изолированные области слабоположительных аномалий.

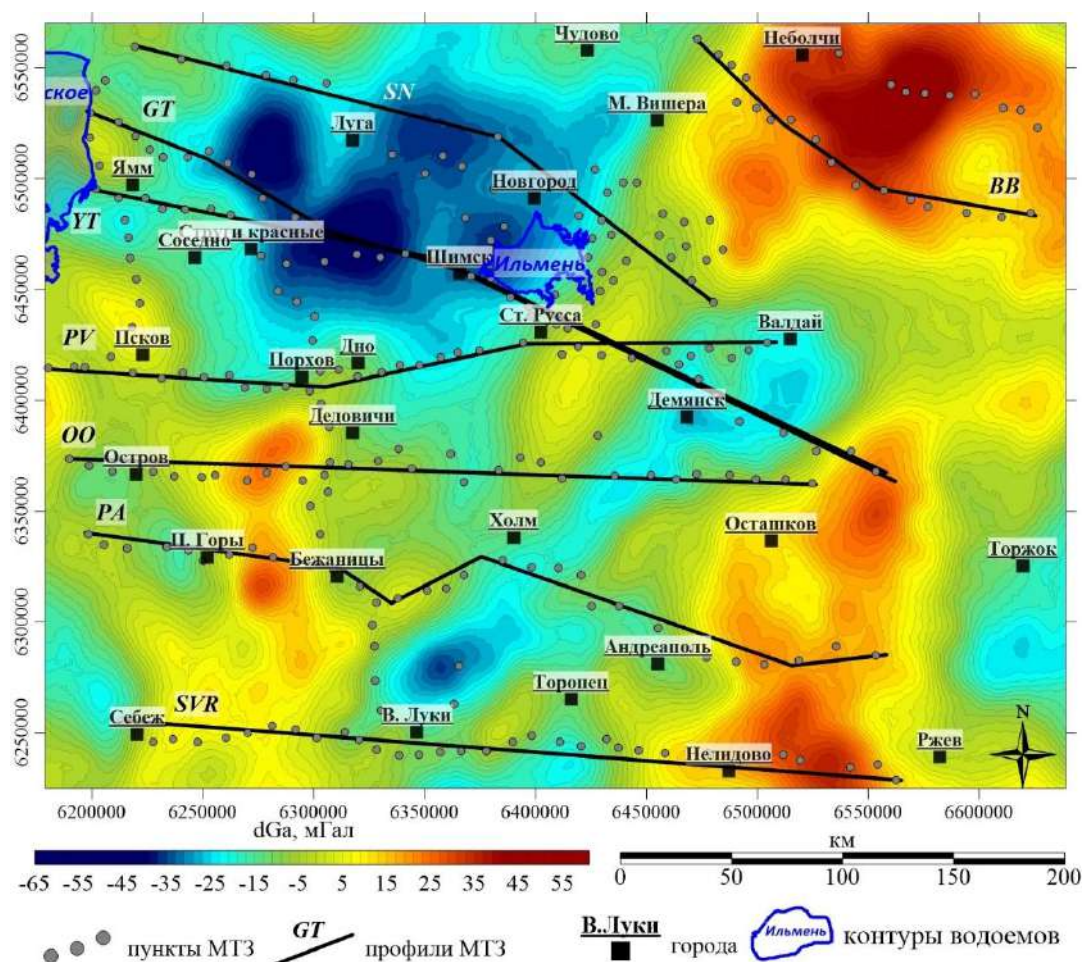
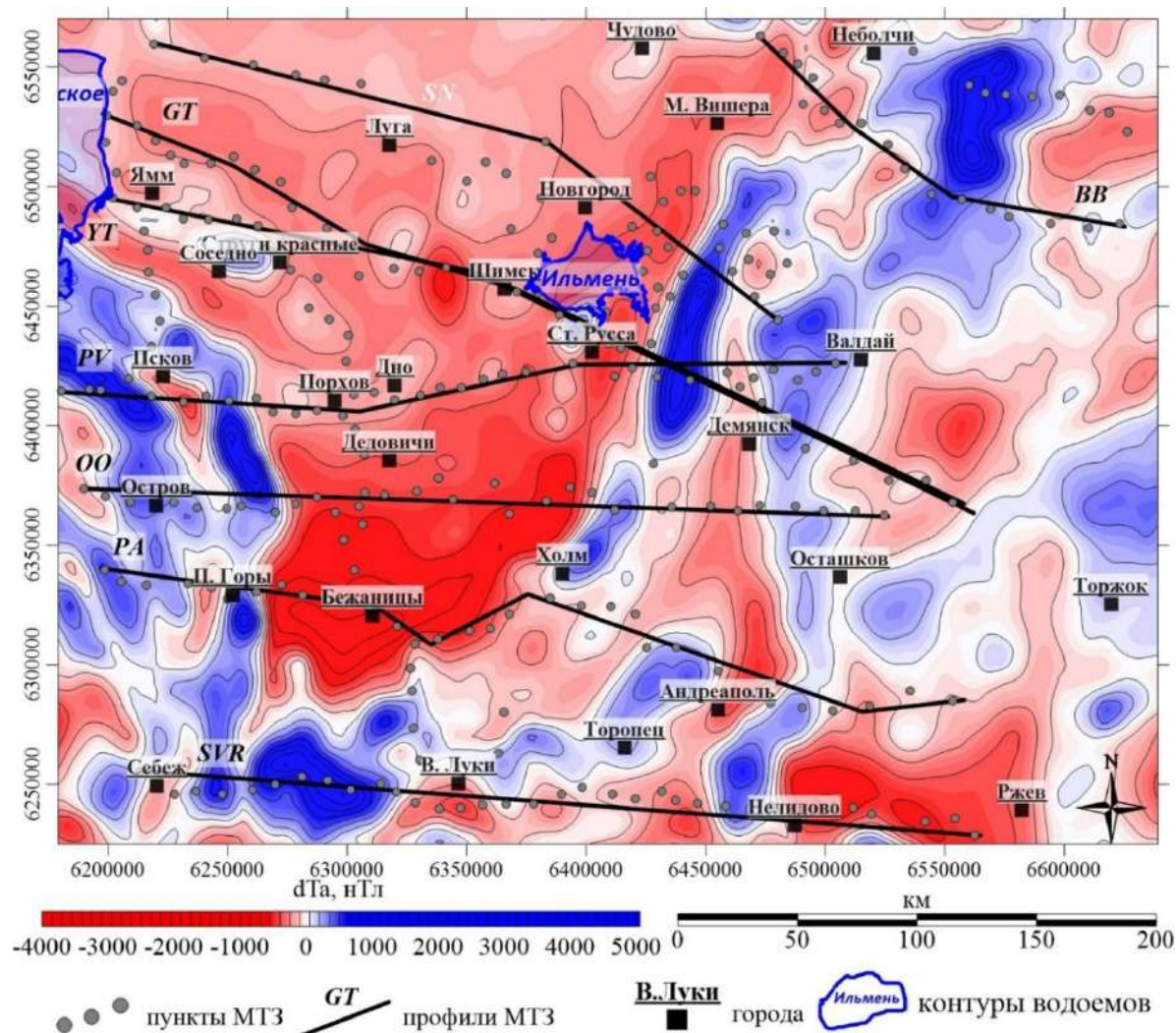


Рисунок 77 – Карта аномального гравитационного поля

Карта аномального магнитного поля (Рисунок 78) имеет значительно более мозаичную структуру по сравнению с гравитационным полем. Значения ΔT_a варьируют от -4000 до $+5000$ нТл.

Наиболее крупная отрицательная аномалия (до $-5000...-3000$ нТл) выделяется в центрально-северо-западной части площади, в районе Бежаницы–Дно–Порхов–Новгород–Шимск–Луга.

Восточная часть площади отличается преобладанием положительных значений ΔT_a , наиболее интенсивных в районе Демянск–Валдай–Неболчи (до $3000...4000$ нТл). На западе, в районе Себеж–Остров, также выделяется зона положительных значений. Юго-восток площади (Осташков–Торжок–Андреаполь) характеризуется чередованием знакопеременных аномалий относительно небольших размеров.



Профиль SN проходит через осевую часть отрицательной гравитационной аномалии. В районе Новгорода значения ΔG_a минимальны (до $-45...-55$ мГал),

восточнее наблюдается резкий градиент с выходом в зону слабоположительных значений. В магнитном поле профиль пересекает область отрицательных значений ΔT_a в западной и центральной частях, с переходом к мозаичной картине на восточном отрезке через высокоградиентную зону.

Профили УТ и GT. На западном отрезке, от г. Ямм до г. Старая Русса, профиль проходит через крупную изометричную отрицательную аномалию поля силы тяжести. Между городами Старая Русса и Валдай линия профиля пересекает чередование положительной (шириной 40–50 км) и отрицательной (шириной около 60 км) аномалий северо-восточного простираия. Ось Ильменского проводника в плане совпадает с градиентной зоной гравитационного поля, где горизонтальный градиент ΔG_a достигает примерно 1 мГал/км.

В аномальном магнитном поле западная часть профиля расположена в пределах обширной области отрицательных значений ΔT_a . Западная граница крупного блока слабмагнитных пород проходит примерно в 20 км восточнее г. Старая Русса, при этом максимальный горизонтальный градиент магнитного поля пространственно приблизительно совпадает с положительной линейной аномалией силы тяжести.

Профиль PV. В гравитационном поле западный отрезок (Псков–Порхов) характеризуется умеренными значениями ΔG_a (около $-5...+10$ мГал). В районе Дно наблюдается локальное повышение. Между городами Старая Русса и Валдай линия профиля так же как и профиль УТ пересекает чередование положительной и отрицательной аномалий северо-восточного простираия. В аномальном магнитном поле западный отрезок пересекает несколько линейных аномалий ΔT_a , вытянутых в меридиональном направлении. В районе Порхов–Дно профиль пересекает южный фланг крупной отрицательной аномалии. Восточнее градиентная зона маркирует переход к области положительных значений ΔT_a в районе Валдая.

Профиль ОО в гравитационном поле пересекает положительную аномалию в районе Дедовичей и отрицательную аномалию, проходящую через города Демянск и Холм. В аномальном магнитном поле западная часть профиля (район Острова)

расположена в зоне положительных значений ΔT_a . Далее к центру профиль входит в область отрицательных значений, пересекая градиентную зону. Восточный отрезок (район Демянска) характеризуется переходом к положительным значениям ΔT_a .

Профиль РА. В гравитационном поле западный отрезок характеризуется слабopоложительными значениями ΔG_a , в районе Бежаницы фиксируется локальный максимум. Далее к Холму значения снижаются, а к Осташкову вновь несколько возрастают. В целом профиль проходит через область умеренно положительного поля без резких градиентных зон. В аномальном магнитном поле профиль пересекает наиболее контрастную аномалию на всей исследуемой площади: в районе Бежаницы–Дно расположена крупная интенсивная отрицательная аномалия ΔT_a (до $-3000 \dots -4000$ нТл). Западнее (район П. Горы) и восточнее (район Холма) значения переходят через градиентные зоны к менее контрастным. На восточном отрезке наблюдается мозаичная картина с чередованием знакопеременных аномалий небольших размеров.

Профиль SVR. В гравитационном поле профиль на всем протяжении расположен в области слабopоложительных значений ΔG_a без крупных градиентных зон. В аномальном магнитном поле западный отрезок (Себеж) характеризуется положительными значениями ΔT_a . Далее вдоль профиля значения переходят к слабоотрицательным–нулевым.

7.7. Двумерный подбор блочных моделей плотности

Для проверки полученной геоэлектрической модели было выполнено двумерное плотностное моделирование вдоль профилей МТЗ в программе GravMagInv2D (Чепиго Л.С.). Геометрия блоков плотностной модели задавалась с учетом границ, выделенных по результатам трехмерной инверсии данных МТЗ. На основе результатов, опубликованных в работе С.И. Селеменева [Селеменев, 2006], была составлена стартовая плотностная модель, не противоречащая имеющимся представлениям о тектоническом строении области исследований (Рисунок 79).

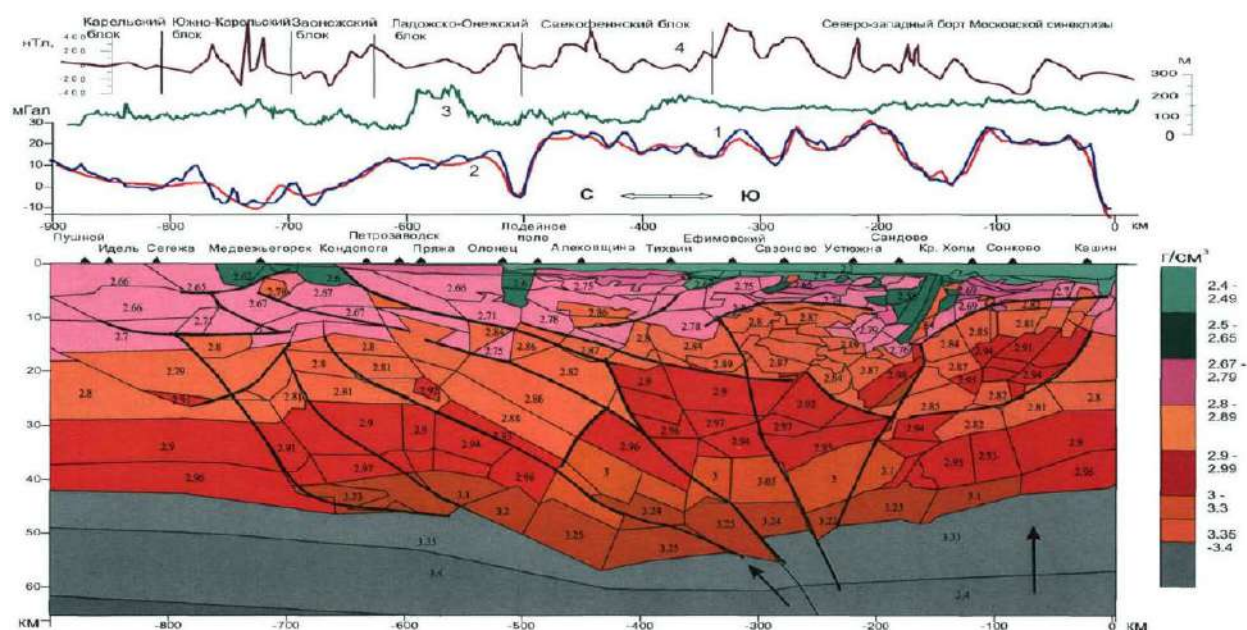


Рисунок 79 – Плотностной разрез по профилю 1-ЕВ на участке Кемь-Кашин. Цифрами обозначены графики: 1 – наблюдаемого, 2 – рассчитанного аномального поля силы тяжести, 3 – высоты дневного рельефа, 4 – график аномального магнитного поля ДТ. В блоках модели цифрами представлены плотности гравитирующих комплексов: осадочного (2.30-2.45 г/см³), вулканогенно-осадочного (2.50-2.65 г/см³), гранито-гнейсового (2.66-2.79 г/см³), пород среднего состава (2.80-2.89 г/см³), гранулит-базитового (2.9-2.99 г/см³), подкомплекса на границе кора-мантии (3.0-3.30 г/см³), верхняя мантии (3.33-3.45 г/см³). Черными линиями показаны основные разломные зоны. Стрелками обозначены предполагаемые векторы мантийных воздействий на кору Московской синеклизы в рифейское время [Селеменев, 2006]

Ниже приводятся результаты моделирования по пяти профилям.

Плотностная модель профиля GT (Рисунок 80) включает следующие основные элементы: осадочный чехол с плотностью 2.3 г/см³, мощность которого задана по результатам 1D подбора МТ-данных; верхнюю кору с латерально изменяющейся плотностью от 2.71 до 2.85 г/см³; нижнюю кору с плотностью 2.9 г/см³ и верхнюю мантию с плотностью 3.3 г/см³. Западная часть профиля (Новгородский массив) характеризуется пониженными плотностями верхней коры 2.73–2.79 г/см³, что согласуется с гранитоидным составом пород массива. В переходной зоне, отвечающей оси Ильменской аномалии выделяется блок с плотностью 2.78 г/см³. В осевой части Ильменской аномалии на глубинах 20–30 км выделяется блок с повышенной плотностью 2.85 г/см³, который может быть связан с метаморфическими породами повышенной степени метаморфизма или остатками океанической коры. Восточнее осевой зоны плотности верхней коры возрастают до

2.77–2.85 г/см³, что отвечает более основному составу пород Среднерусского пояса.

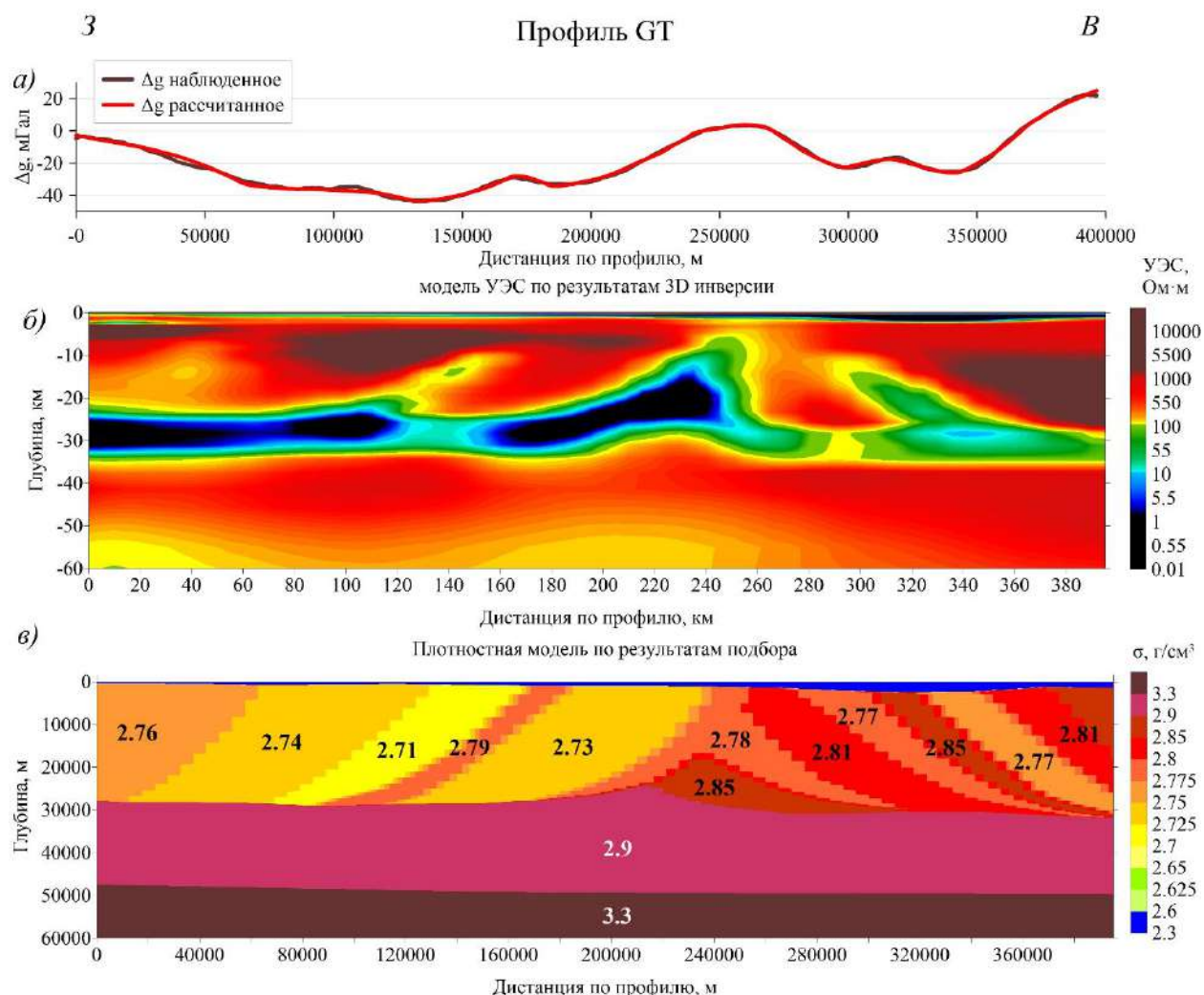


Рисунок 80 – Профиль GT: а) графики аномального гравитационного наблюдаемого и рассчитанного полей; б) модель УЭС по результатам 3D инверсии; в) блочная плотностная модель

Плотностные модели профилей PV (Рисунок 81), ОО (Рисунок 82), РА (Рисунок 83) и SVR (Рисунок 84) в целом подобны модели опорного профиля GT. Во всех случаях сохраняется единая слоистая структура: осадочный чехол (2.3 г/см³), верхняя кора с латерально изменяющейся плотностью, нижняя кора (2.9 г/см³) и верхняя мантия (3.3 г/см³). На всех профилях в осевой части Ильменской аномалии устойчиво выделяется блок повышенной плотности 2.85 г/см³ на глубинах 15–30 км. Латеральная тенденция нарастания плотностей верхней коры с запада на восток – от значений, характерных для гранитоидного состава, к

значениям, отвечающим более основным породам Среднерусского пояса – прослеживается на всех профилях.

Вместе с тем отдельные профили обнаруживают характерные особенности. На профиле РА восточная часть отличается аномально пониженными плотностями верхней коры (до 2.68 г/см^3), что может свидетельствовать о латеральной неоднородности состава Среднерусского пояса на данной широте или о присутствии менее метаморфизованных пород. Профили PV и SVR, напротив, характеризуются в целом повышенными плотностями западного фланга ($2.77\text{--}2.81 \text{ г/см}^3$) по сравнению с GT и ОО ($2.71\text{--}2.76 \text{ г/см}^3$), что указывает на более основной состав пород и латеральное выклинивание низкоплотного Новгородского массива к югу. Восточная часть профиля PV демонстрирует максимальные для всей системы профилей плотности – до 2.87 г/см^3 . На профиле ОО западный фланг неоднороден: наряду с низкоплотным блоком (2.72 г/см^3) выделяется блок 2.81 г/см^3 , не имеющий столь выраженного аналога на профиле GT.

Рассчитанное гравитационное поле удовлетворительно согласуется с наблюдаемым по каждому из профилей, что подтверждает устойчивость предложенной плотностной модели. Невязки подбора приведены в Таблице 6.

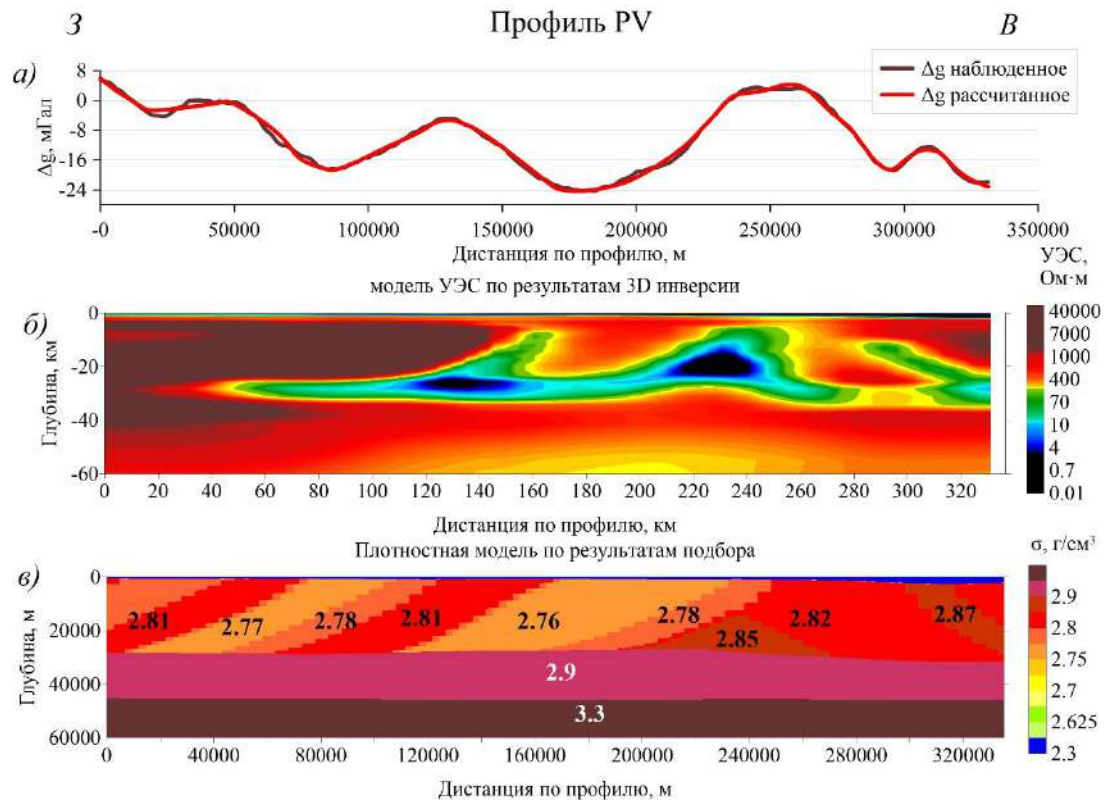


Рисунок 81 – Профиль PV: а) графики аномального гравитационного наблюдаемого и рассчитанного полей; б) модель УЭС по результатам 3D инверсии; в) блочная плотностная модель

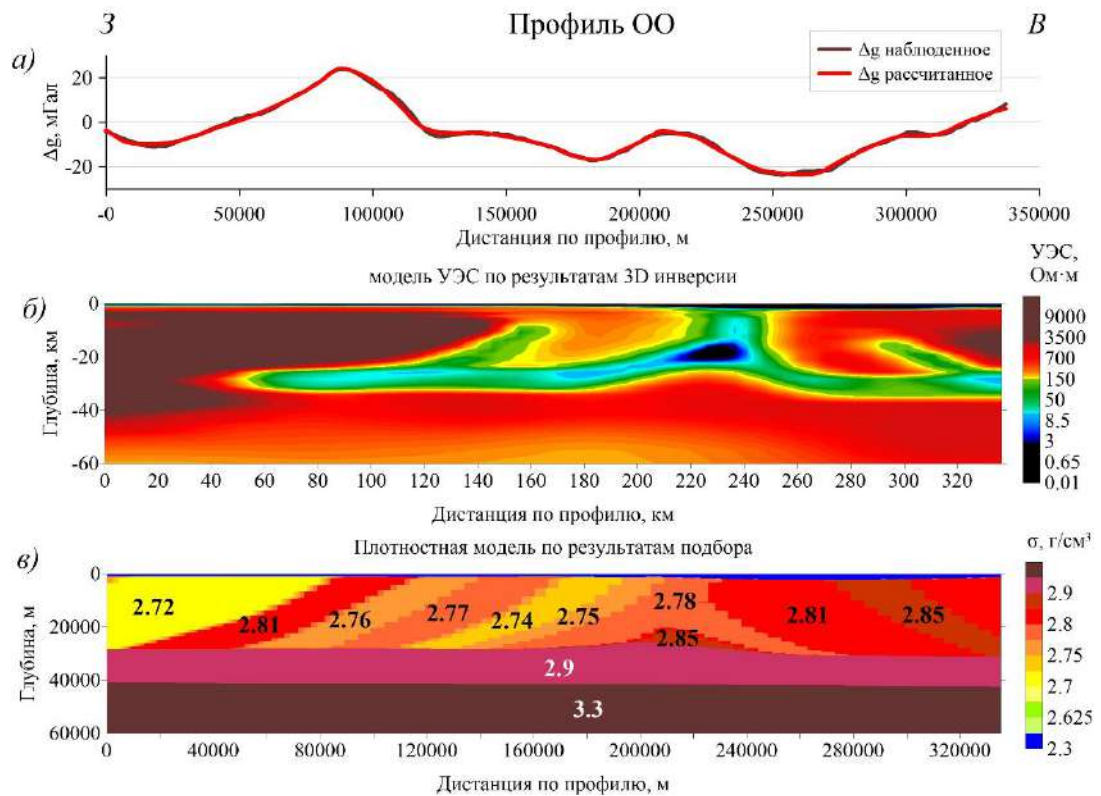


Рисунок 82 – Профиль ОО: а) графики аномального гравитационного наблюдаемого и рассчитанного полей; б) модель УЭС по результатам 3D инверсии; в) блочная плотностная модель

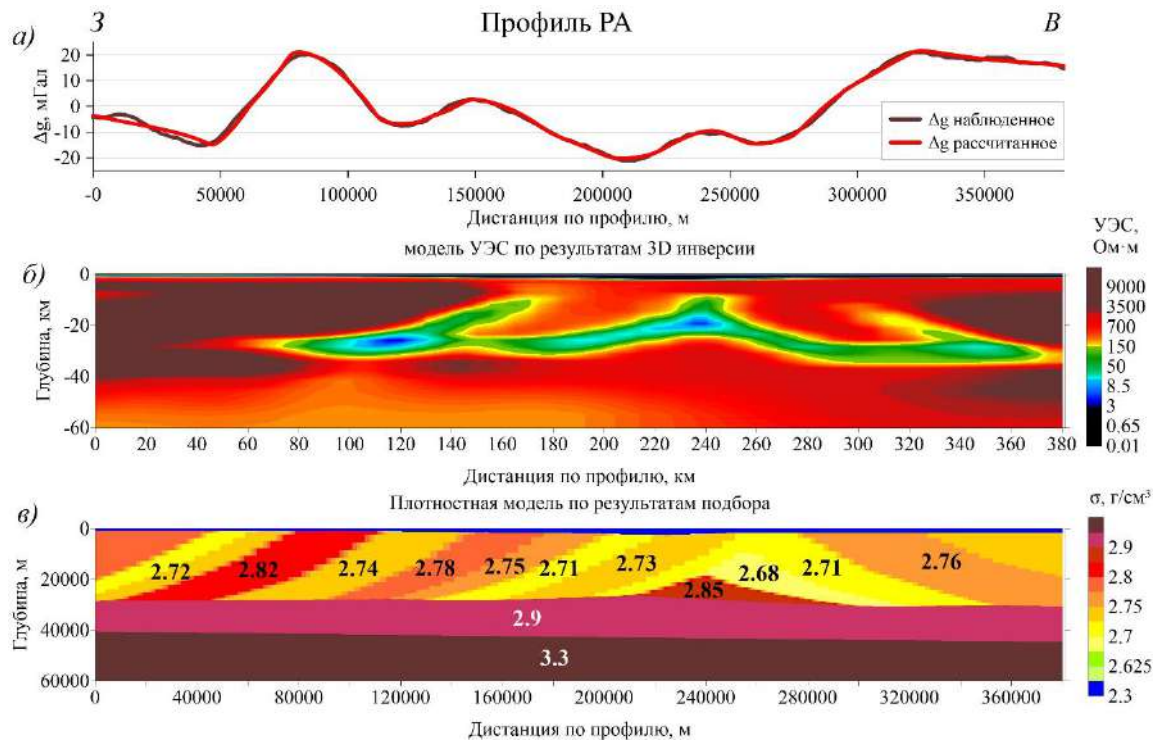


Рисунок 83 – Профиль РА: а) графики аномального гравитационного наблюдаемого и рассчитанного полей; б) модель УЭС по результатам 3D инверсии; в) блочная плотностная модель

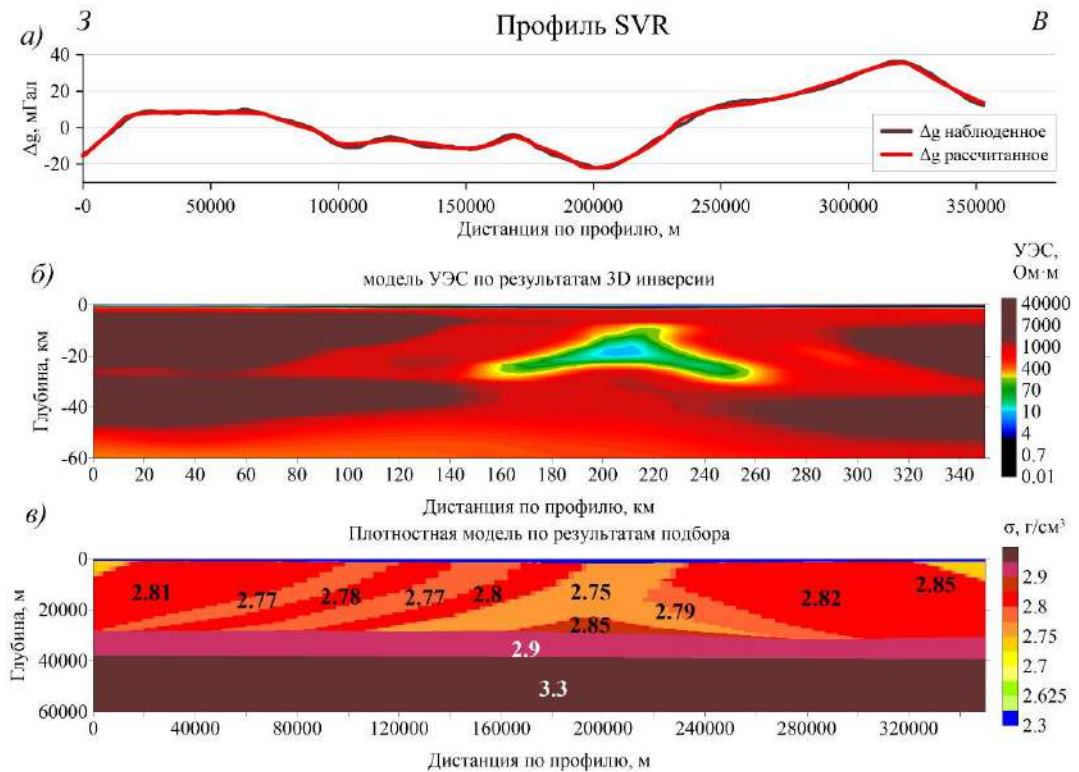


Рисунок 84 – Профиль SVR: а) графики аномального гравитационного наблюдаемого и рассчитанного полей; б) модель УЭС по результатам 3D инверсии; в) блочная плотностная модель

Таблица 6. Невязки подбора плотностных моделей по профилям МТЗ

Профиль	Невязка подбора, %
SVR	1.8
PA	1.97
OO	1.68
PV	2.42
GT	1.67

Также были рассмотрены срезы плотностных моделей на глубинах 10 и 25 км. На срезе плотностных моделей на глубине 10 км (Рисунок 85), наложенном на тектоническую карту, отчетливо прослеживается латеральная дифференциация плотностей верхней коры. В пределах Новгородского массива (НВ) на профиле GT преобладают пониженные плотности 2.6-2.7 г/см³, что согласуется с гранитоидным составом пород выступа. При переходе к Ильменской шовной зоне плотности возрастают. На южных профилях (PV, SVR) западные части характеризуются более высокими плотностями на уровне 10 км по сравнению с GT и OO, что свидетельствует о латеральном выклинивании низкоплотного Новгородского массива к югу. Восточные фланги всех профилей устойчиво демонстрируют повышенные плотности, коррелирующие с положением Среднерусского пояса на тектонической карте.

На глубине 25 км (Рисунок 86) картина становится более контрастной. Осевая часть Ильменской аномалии по всем профилям маркируется зоной повышенных плотностей (2.85 г/см³), которая прослеживается в виде субмеридиональной полосы, совпадающей с Ильменской шовной зоной на тектонической карте. На профилях GT и PV эта зона выражена наиболее ярко. Западные фланги на данной глубине уже не столь контрастно отличаются от восточных – латеральная дифференциация сглаживается, что характерно для перехода к более однородной нижней коре.

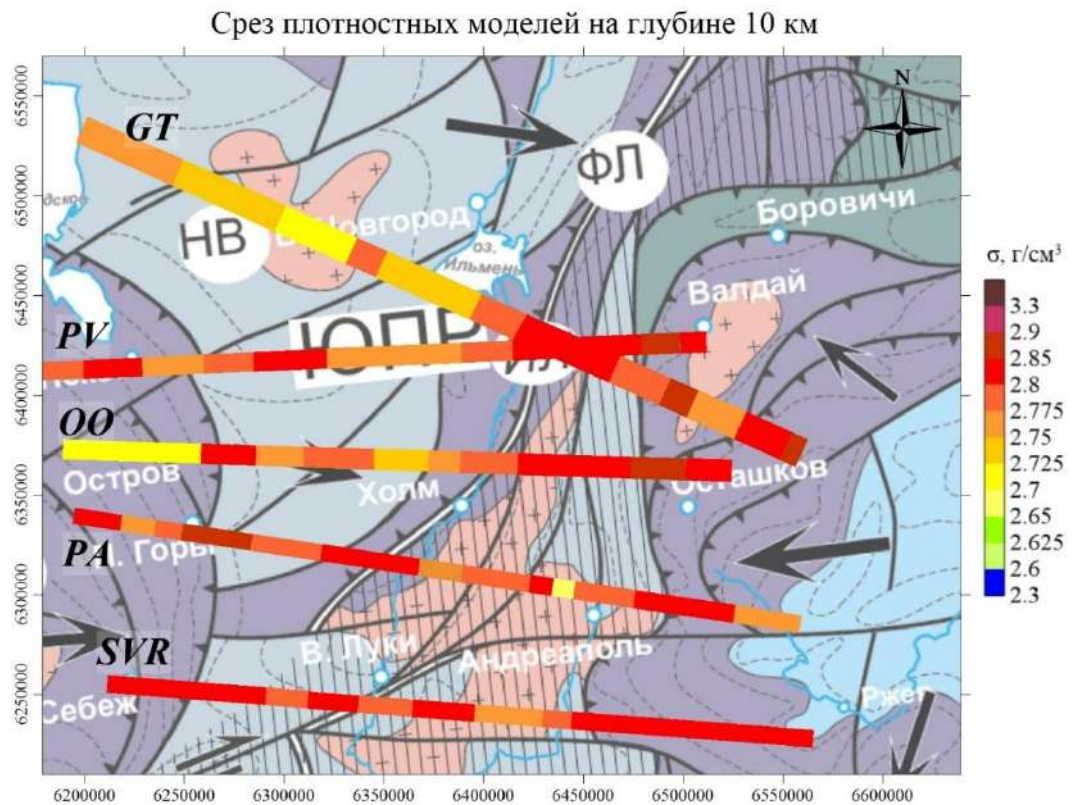


Рисунок 85 – Срез плотностных моделей на глубине 10 км на фоне тектонической схемы

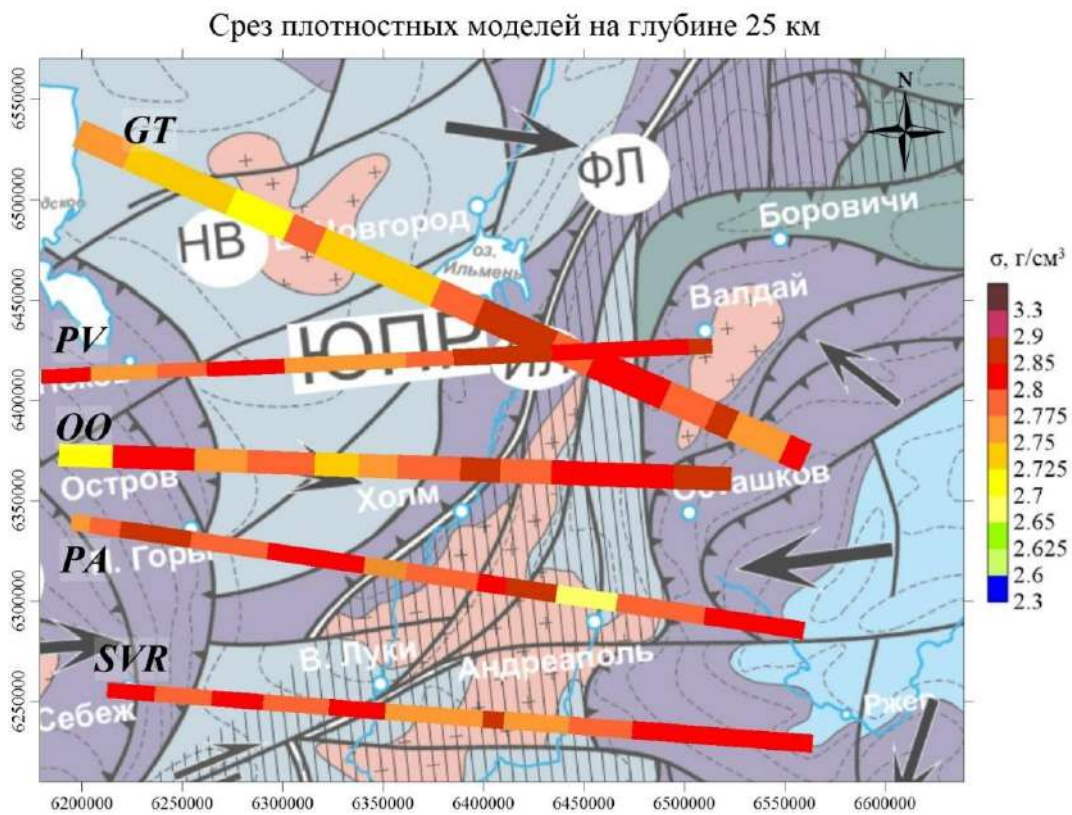


Рисунок 86 – Срез плотностных моделей на глубине 25 км на фоне тектонической схемы

7.8. Геолого-геофизическая модель по профилю GT

На основе совместной интерпретации результатов 3D-инверсии данных магнитотеллурических зондирований и плотностного моделирования была построена комплексная геолого-геофизическая модель по профилю GT. Тектоническое районирование и положение основных структурных границ приняты на основе работ разных авторов, обобщенных в статьях С.Ю. Колодяжного [Колодяжный, 2018а; Колодяжный, 2018б]. Интерпретация полученных геофизических результатов проводилась в рамках предложенной в указанных работах геодинамической концепции формирования региона как результата взаимодействия сегментов древних тектонических блоков в палеопротерозое.

В пределах профиля с запада на восток выделяются четыре крупных структурных элемента (Рисунок 87):

- 1) Южно-Прибалтийский пояс (ЮПР) – западный участок профиля (0–250 км).
ЮПР включает в себя Новгородский массив (НВ) – 60–130 км;
- 2) Ильменская шовная зона (ИЛ) – центральная часть профиля (250–260 км);
- 3) Среднерусский блок (СР) – восточный участок (260–400 км).

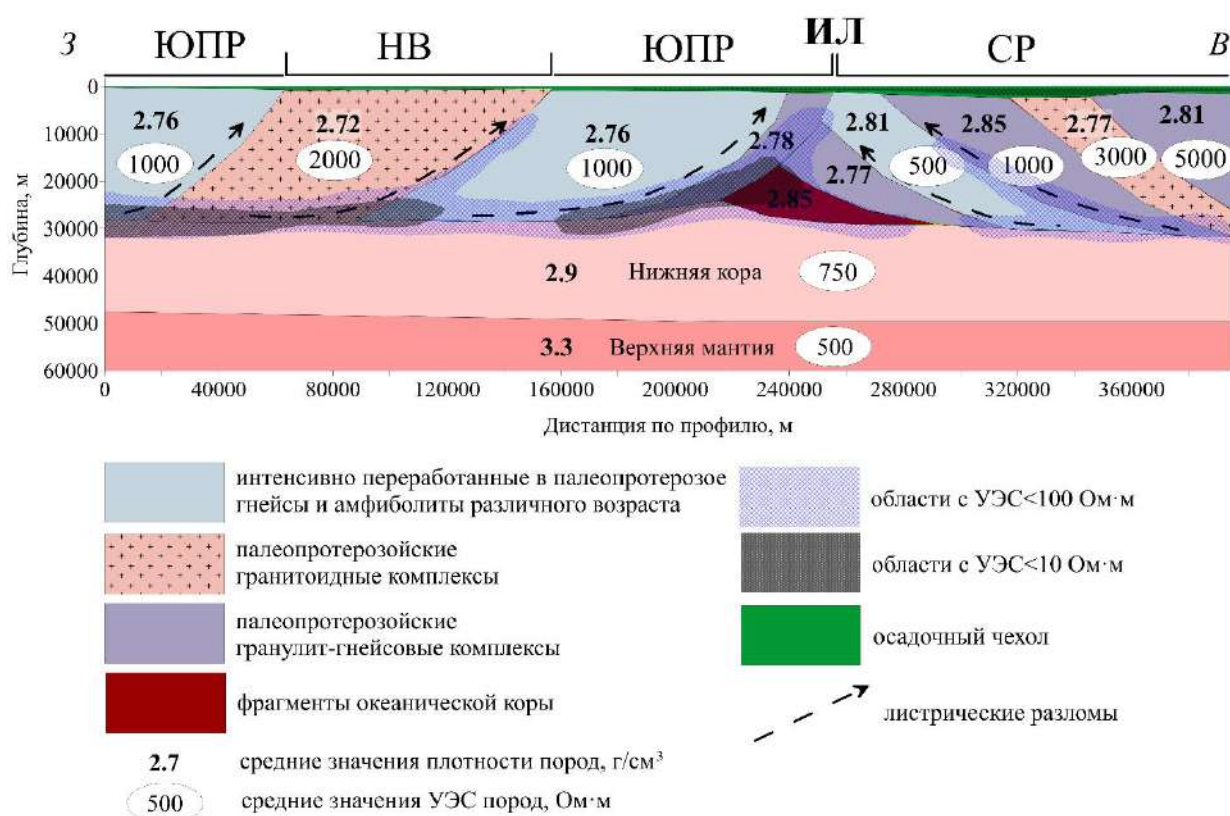


Рисунок 87 – Геолого-геофизическая модель по профилю GT. ЮПР – Южно-Прибалтийский пояс, НВ – Новгородский массив, СР – Среднерусский пояс, ИЛ – Ильменская шовная зона

В верхней коре (до глубин 25–30 км) плотностное поле характеризуется умеренными вариациями в диапазоне 2.72–2.85 г/см³. Наиболее низкие значения (2.72 г/см³) отвечают палеопротерозойским гранитоидным комплексам Новгородского массива, значения до 2.76–2.78 г/см³ – интенсивно переработанным гнейсам и амфиболитам. Область повышенной плотности (2.85 г/см³) в средней коре на глубинах 25–30 км в районе 240 км от начала профиля, располагающаяся в основании Ильменской шовной зоны, интерпретируется как фрагмент реликтовой океанической коры, вовлеченный в коллизионную структуру.

Общий фон удельных электрических сопротивлений (УЭС) верхней и средней коры вне локальных аномалий составляет 1000–5000 Ом·м, что типично для консолидированной докембрийской коры Восточно-Европейской платформы. На этом фоне выделяются следующие контрастные элементы:

- 1) Наклонные зоны пониженных сопротивлений (< 100 Ом·м) в верхней и средней коре, имеющие листрическую конфигурацию с выполаживанием на глубинах 30–40 км. В западной части профиля (ЮПР, НВ) эти зоны

характеризуются западными наклонами проводящих тел, в восточной (СР) – восточными; в центральной части профиля, в пределах Ильменской шовной зоны, происходит их встречное наложение. Здесь же проводящие структуры максимально близко подходят к дневной поверхности (до глубин первых километров).

- 2) Субгоризонтальные проводники с удельными сопротивлениями в первые Ом·м, приуроченные к основанию коры и частично прослеживающиеся в пределах средней коры в виде отдельных линзовидных тел. Их природа связывается с сильно тектонизированными и метаморфизованными окраинно-континентальными и палеоокеаническими осадочными комплексами, первоначально насыщенными органическим веществом. Субгоризонтальная и пологонаклонная геометрия проводящих тел отражает характер их тектонической переработки: в условиях интенсивных тангенциальных напряжений коллизионного этапа углеродистые толщи были структурно «размазаны» вдоль плоскостей сместителей поддвиго-надвиговых сутурных зон.

Принципиальным результатом совместного анализа данных МТЗ, гравиметрии и тектонической схемы является установление пространственного совпадения зон пониженных УЭС с положением листрических разломов, выделенных по данным структурной геологии и анализа потенциальных полей. Это соответствие подтверждает интерпретацию низкоомных тел листрической конфигурации как флюидонасыщенных надвиговых зон, сформированных под действием тангенциальных напряжений. Накопление флюидов и графитизированного вещества в зонах дробления обеспечивает контрастное понижение сопротивления на 2–3 порядка относительно вмещающих пород.

7.9. Палеотектоническая реконструкция

На основе полученной геоэлектрической модели выполнена палеотектоническая реконструкция, описывающая формирование Ильменской аномалии проводимости в контексте палеопротерозойской эволюции региона. Предлагаемая реконструкция основана на синтезе моделей М.В. Минца и С.В. Богдановой [Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 2016]. Реконструкция выполнена в региональном масштабе и включает зоны сочленения Карельского кратона (КК) и Свекофеннского аккреционного орогена (САО), а также Южно-Прибалтийского (ЮПР) и Среднерусского (СР) орогенных поясов.

Реконструкция проиллюстрирована в трех формах: схематические разрезы, демонстрирующие эволюцию глубинного строения коры (Рисунок 88); палеогеодинамические карты-схемы, отображающие плановое положение основных структурных элементов на каждом этапе (Рисунок 89); схема механизма формирования дугообразной структуры гранулитовых поясов ЮПР (Рисунок 90).

Стадия спрединга 2.2–2.0 млрд лет

Начальная стадия эволюции связана с раскрытием Свекофеннско-Пре-Лабрадорского океана (Рисунок 88, а; Рисунок 89, а). На карте-схеме и палеопрофиле показано формирование срединно-океанического хребта, сегментированного трансформными разломами, а также расположение Карельского кратона и его пассивной окраины.

На пассивной окраине КК в условиях относительно стабильного тектонического режима происходило накопление мощных осадочных толщ. На разрезе осадочный комплекс пассивной окраины (показан желтым) залегает непосредственно на архейском фундаменте кратона. Осадки представлены высокодифференцированными терригенными отложениями: кварцевыми и аркозовыми песчаниками — продуктами размыва гранит-зеленокаменного фундамента КК, известняками, а также глинистыми толщами, обогащенными органическим веществом за счет жизнедеятельности цианобактерий. Именно накопление углеродистых осадков на этом этапе создало вещественную

предпосылку аномальной электропроводности, реализованную при последующем метаморфизме.

Стадия внутриокеанической субдукции 1.9–1.87 млрд лет

На следующем этапе в пределах океана были заложены не менее двух зон внутриокеанической субдукции (Рисунок 88, б; Рисунок 89, б). Над зонами субдукции формировались островные дуги с вулканизмом преимущественно среднего состава. Осадки, накапливавшиеся вблизи островных дуг (граувакки), принципиально отличались от осадков пассивной окраины значительно меньшим содержанием органического вещества и повышенным содержанием сульфидов.

Окраина Карельского массива на этом этапе по-прежнему оставалась пассивной. Это заключение основано на том, что вдоль нее отсутствуют вулканические и магматические комплексы, характерные для активных окраин андийского типа [Минц и др., 2010].

Коллизионная стадия 1.87–1.82 млрд лет

Коллизионная стадия характеризовалась поглощением океанической коры и столкновением блоков с континентальной и субконтинентальной (островодужной) корой. Внутриокеанические островодужные комплексы Свекофеннско-Пре-Лабрадорского океана были последовательно аккретированы к пассивной окраине Карельского кратона – так сформировался Свекофеннский аккреционный ороген.

Именно на этой стадии произошло преобразование углеродистого вещества, накопленного на стадии спрединга: при региональном метаморфизме глинистые толщи преобразовывались в углеродсодержащие гнейсы (кондалиты), широко распространенные в пределах ЮПР [Минц и др., 2010], а карбонатные породы в зонах бластомилонитов испытывали распад с выделением свободного углерода в форме графита.

На ранней стадии коллизии ЮПР и СР имели линейные очертания и окаймляли Свекофеннский пояс и Карельский кратон с юга и юго-востока. На поздних этапах, в условиях интенсивного поперечного сжатия, в их пределах проявились продольные латеральные перемещения. Это привело к формированию крупных планарных изгибов структур – горизонтальной мегаскладки (ороклина)

ЮПР – и латеральных протрузий (западное окончание СР), сопровождавшихся развитием сопряженных надвигов и сдвигов.

В области сочленения ЮПР и СР в результате встречного продольного нагнетания геомасс произошел горизонтальный изгиб изначально линейного и единого орогенного пояса, приведший к его планарному сдвигу. Между поясами сформировался вторичный структурный залив, в строение которого были вовлечены комплексы пассивной окраины Карельского кратона и, возможно, фрагменты океанической коры (Рисунок 88, в; Рисунок 89, в). На палеопрофиле этот фрагмент показан зажатым между аллохтонными комплексами ЮПР и СР.

Механизм формирования дугообразной структуры гранулитовых поясов ЮПР в схематизированном виде представлен на Рисунке 90. Модель отражает последовательные стадии деформации в условиях правого сдвига: первоначальная линейная структура ЮПР при развитии сдвига и вращения по часовой стрелке трансформируется в горизонтальную флексуру (Рисунок 90, а, б), а последующее развитие деформации приводит к формированию дугообразных структур – горизонтальных складок и аксоноклиналей, осложненных во фронтальных частях надвигами и покровами (Рисунок 90, в). Формирование ороклинов связано с взаимодействием микроблоков и островных дуг, которые под давлением со стороны коллизийной зоны зацеплялись за край кратона и изгибались, образуя характерные криволинейные надвиги. Фронтальный надвиг, ограничивающий ЮПР с востока, привел к тектоническому перекрытию комплексов пассивной окраины Карельского кратона гранулитовым аллохтоном.

Посторогенная стадия

На карте-схеме, отражающей современную структуру региона, показано положение основных структурных элементов с учетом посторогенных деформаций (Рисунок 89, г). Обозначены Ладожско-Ботническая зона (1) и Ильменская зона (2) – две ключевые зоны аномальной электропроводности. Метаморфизованные графитсодержащие отложения пассивной окраины показаны в двух структурных позициях: приповерхностные (красный цвет) и погруженные на глубины 15-35 км (розовый цвет).

Структурный залив, рассматриваемый в настоящей работе, расположен между Чудским и Ильменским озерами. Ильменская аномалия в предлагаемой интерпретации представляет собой шовную зону между гранулит-гнейсовыми надвигами, в пределах которой углеродсодержащие породы пассивной окраины были надвинуты и смещены орогенными и посторогенными деформациями.

Схематический разрез (Рисунок 88, в) сопоставлен непосредственно с геоэлектрической моделью профиля МТЗ GT (Рисунок 88, г). Он показывает итоговое положение основных структурных элементов после орогенных и посторогенных деформаций: ЮПР на западном фланге, СР на восточном, между ними в ядре структуры – гранулит-гнейсовые комплексы и метаморфизованные графитсодержащие отложения зоны сочленения орогенных поясов.

На модели УЭС профиля GT этим элементам соответствует зона аномально пониженных сопротивлений вплоть до $0.1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, прослеженная от глубин 15-20 км до поверхности Мохоровичича на $\sim 30 \text{ км}$, а вдоль простирания – на 100-150 км.

Описанная коллизионная структура в настоящее время глубоко эродирована: современный эрозионный срез проходит приблизительно на уровне средней коры палеопротерозойского времени. Первичные признаки океанической коры, островных дуг и осадочных бассейнов в значительной степени затушеваны метаморфизмом, однако их следы уверенно читаются в аномалиях электропроводности. Плотностные модели, построенные вдоль профилей МТЗ, не противоречат предложенной реконструкции: блоки повышенной плотности 2.85 г/см^3 в осевой зоне аномалии согласуются с присутствием метаморфизованных пород повышенной основности, вовлеченных в надвиговые деформации.

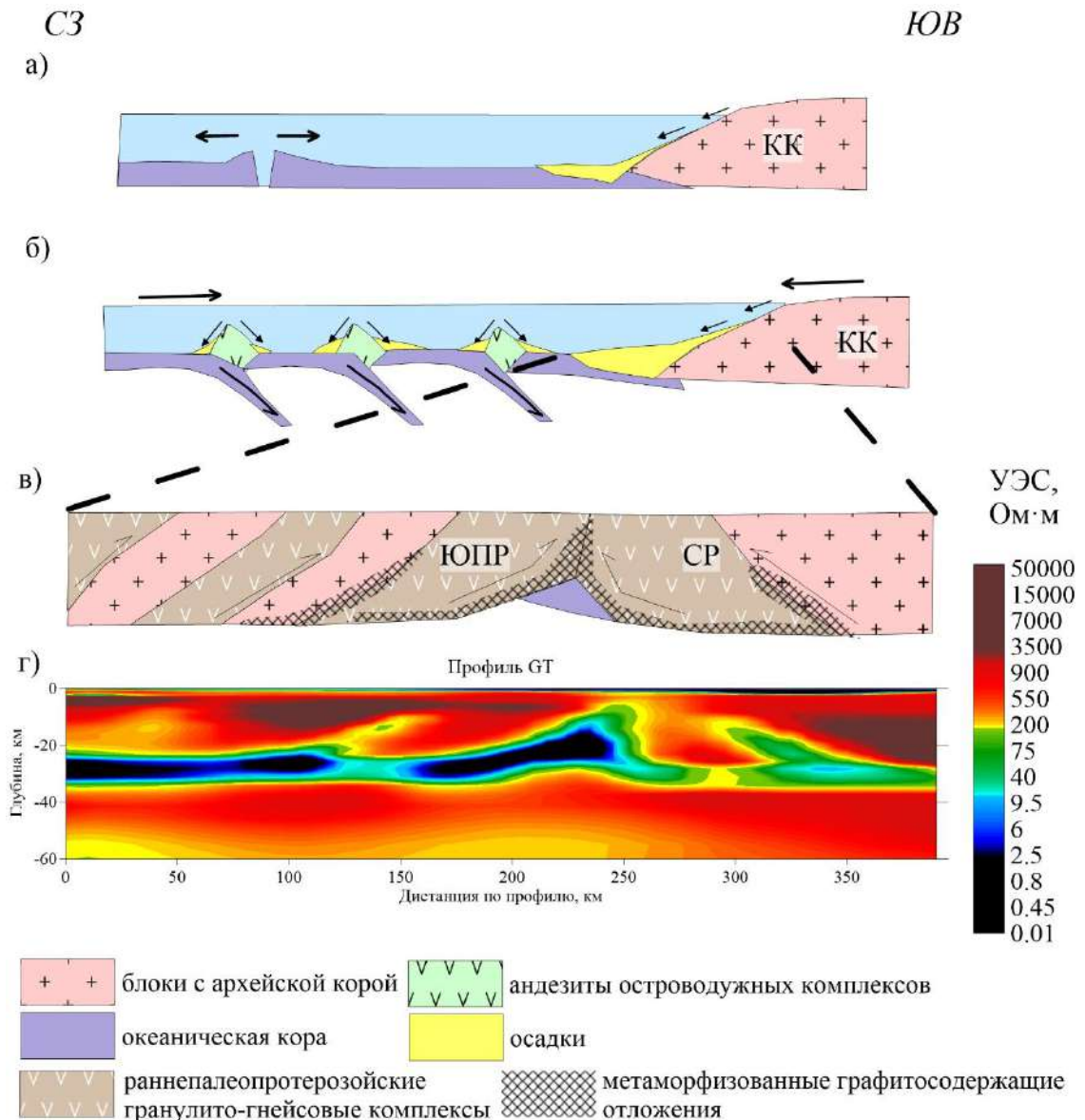


Рисунок 88 – Схема палеотектонической реконструкции зоны сочленения Южно-Прибалтийского и Среднерусского орогенных поясов в сопоставлении с геоэлектрической моделью профиля MTЗ GT: а) стадия спрединга (2.2–2.0 млрд лет); б) стадия внутриокеанической субдукции (1.9–1.87 млрд лет); в) структура после орогенной стадии; г) модель УЭС по профилю GT. КК – Карельский кратон, ЮПР – Южно-Прибалтийский пояс, СР – Среднерусский пояс

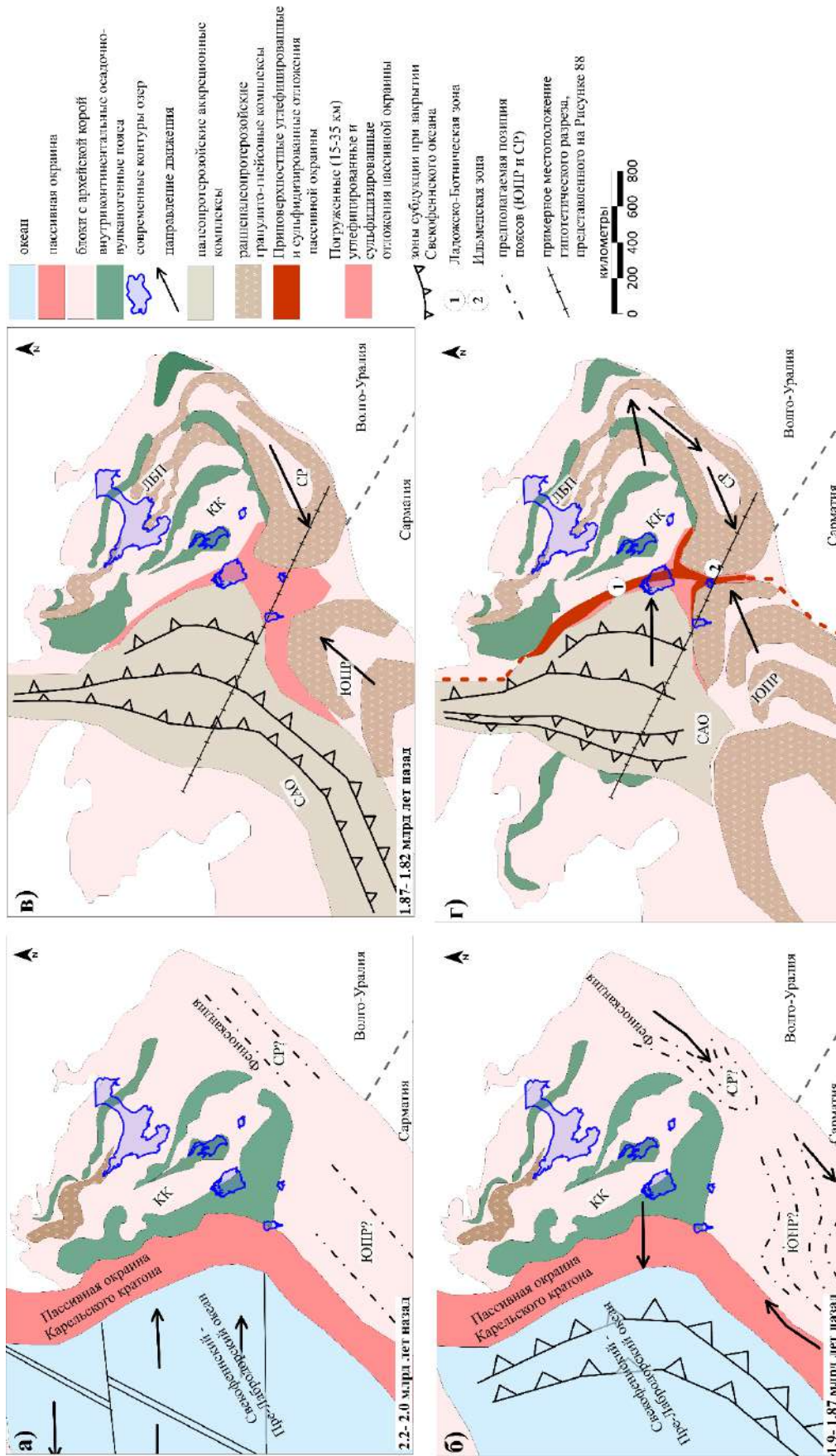


Рисунок 89 — Палеогеодинамические карты-схемы формирования Ильменской аномалии: а) стадия спрединга, б) стадия внутриокеанической субдукции, в) коллизонная стадия, г) погруженная стадия

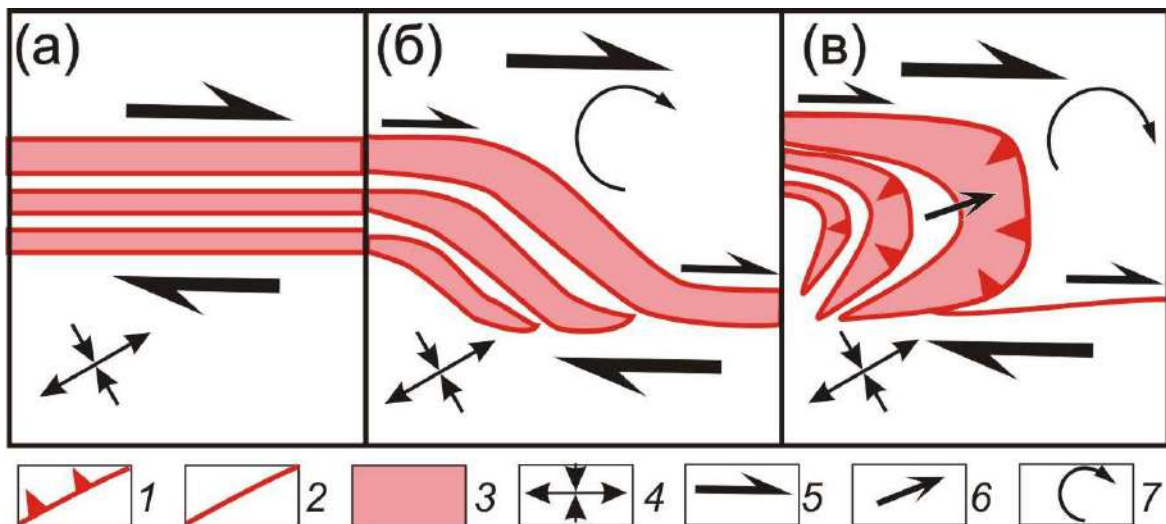


Рисунок 90 – Стадии формирования Южно-Прибалтийских дугообразных структур, соответствующие стадиям формирования ротационно-сдвиговой аксоноклиальной структуры в зоне правого сдвига (вид в плане): (а) первоначальная линейная структура; (б) горизонтальная флексура; (в) Z-образная аксоноклиаль.

1-2 – разрывные нарушения: 1 - надвиги, 2 - прочие; 3 – выступы гранулитов Белорусско-Прибалтийского пояса; 4 – главные оси палеонапряжений; 5-7 – направления перемещений: 5 – сдвиговые, 6 – горизонтально-тангенциальные, 7 – ротационные.

Заключение

В настоящей диссертационной работе решена задача построения трёхмерной геоэлектрической модели Ильменской аномалии коровой электропроводности – наименее изученной из крупных коровых аномалий Восточно-Европейской платформы. Основные результаты и выводы работы сводятся к следующему.

Собрана и систематизирована априорная геологическая и геофизическая информация по центральной и северо-западной частям Восточно-Европейской платформы: результаты предшествующих магнитотеллурических исследований, данные бурения, гидрогеологические материалы и тектонические схемы строения кристаллического фундамента.

Проведены полевые магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования, обеспечившие площадное покрытие территории между 56–59° с.ш. и 28–34° в.д. на площади Ленинградской, Новгородской, Псковской и Тверской областей. Дополнительно выполнены электроразведочные работы в Северном Приладожье, позволившие уточнить геоэлектрические свойства раннепротерозойских метаморфических комплексов и обосновать роль углеродсодержащих пород как носителей аномальной электропроводности.

Освоен, протестирован и внедрён в практику полевых работ новый аппаратный комплекс NORD для магнитотеллурических исследований, разработанный в ООО «Северо-Запад» (г. Москва).

Разработана методика планирования полевых наблюдений АМТЗ/МТЗ/ГМТЗ, основанная на изучении временных характеристик спектральной активности естественного электромагнитного поля Земли. Установлены закономерности связи спектральной плотности компонент МТ-поля с индексами геомагнитной активности, интенсивностью рентгеновского потока Солнца и суточным ходом поля. На этой основе сформулированы рекомендации по выбору времени записи для различных частотных диапазонов, позволяющие эффективнее использовать периоды повышенной активности естественного поля при планировании экспедиционных работ.

По результатам качественного анализа магнитотеллурических данных, включая построение карт горизонтального магнитного тензора с привлечением данных базовой станции на геофизическом полигоне МГУ в д. Александровка (Юхновский район Калужской области), установлено плановое положение Ильменской аномалии электропроводности. Ось аномалии в южной части простирается субмеридионально и проходит вдоль 31° в.д., а севернее 58° с.ш. поворачивает по азимуту 25° на северо-восток.

Построена геоэлектрическая модель осадочного чехла в пределах площади исследований, полученная объединением результатов одномерного подбора по всем пунктам наблюдения. Выполнено количественное определение удельных электрических сопротивлений четырёх региональных водоносных горизонтов: нижневендского, верхневендско-нижнекембрийского, верхнекембрийско-ордовикско-силурийско-нижнедевонского и среднедевонского. Скорректирована карта мощности осадочного чехла, построены карты изогипс кровли региональных водоупоров.

Установлено, что влияние сутурной зоны, с которой отождествляется Ильменская аномалия, прослеживается вплоть до осадочного чехла, проявляясь в виде пониженных значений УЭС позднепротерозойских и палеозойских водоносных горизонтов. Выявленные аномалии не объясняются ни региональной структурной зональностью, ни изменением литологического состава пород и связываются с вертикальной миграцией высокоминерализованных вод через зоны повышенной проницаемости в толще региональных водоупоров, приуроченные к тектонически ослабленной зоне.

Проведена двумерная инверсия данных МТЗ по системе профилей и трёхмерная инверсия по всему массиву данных. Результаты 2D-интерпретации использованы для построения стартовой модели 3D-инверсии, что обеспечило устойчивую сходимость решения и геологически осмысленное распределение УЭС. Сопоставление с вариантом инверсии от однородного полупространства показало, что факт существования аномалии, её положение и интервал глубин проявления устойчивы и не зависят от выбора стартовой модели, тогда как

внутренняя структура и интенсивность аномалии разрешаются только при использовании детального начального приближения.

Полученная трёхмерная геоэлектрическая модель выявила систему коровых проводящих зон листрической конфигурации с удельным сопротивлением до десятых долей Ом·м, залегающих в интервале глубин 10–30 км и выполаживающихся в основании коры.

Выполнено сопоставление аномалий гравитационного и магнитного полей с положением коровых проводников. Проведено двумерное плотностное моделирование вдоль профилей МТЗ: геометрия блоков задана по результатам трёхмерной инверсии, а подобранные значения плотности согласуются с независимыми представлениями о вещественном составе пород и не потребовали пересмотра принятых границ. В осевой части аномалии на всех профилях устойчиво выделяется блок повышенной плотности 2.85 г/см^3 , отвечающий породам повышенной основности, вовлечённым в надвиговые деформации.

С привлечением новой трёхмерной геоэлектрической модели выполнена корректировка известных структурных и геологических границ. Осевая часть Ильменской аномалии верхнекоровой электропроводности маркирует шовную зону, в бортах которой развиты надвиги встречной (западной и восточной) вергентности. Низкие удельные сопротивления шовной зоны обусловлены присутствием графитсодержащих метаморфических пород. Дополнительным фактором понижения сопротивления в зонах дробления выступает флюидонасыщенность верхнекоровых сегментов надвиговых зон.

Установлена пространственная связь Ильменской и Ладожской аномалий электропроводности. Севернее 58° с.ш. ось Ильменской аномалии меняет направление с субмеридионального на северо-восточное и прослеживается в сторону городов Малая Вишера и Тихвин, смыкаясь с зоной, выделенной ранее по данным Южного Приладожья как северо-восточное направление повышенной проводимости в земной коре [Ионичева, 2022]. Тем самым Ильменская и Ладожская аномалии рассматриваются как элементы единой системы коровых

проводников, маркирующей границу первого порядка между Южно-Прибалтийским и Среднерусским орогенными поясами.

На основе полученной геоэлектрической модели выполнена палеотектоническая реконструкция формирования Ильменской аномалии. Показано, что аномально низкие удельные сопротивления обусловлены присутствием графитсодержащих пород, вещественная основа которых была сформирована в палеопротерозое при накоплении углеродистых осадков на пассивной окраине Карельского кратона и реализована при последующем коллизионном метаморфизме.

Таким образом, в диссертационной работе впервые построена трёхмерная геоэлектрическая модель Ильменской аномалии коровой электропроводности в условиях мощного проводящего осадочного чехла, суммарная продольная проводимость которого на территории исследований достигает 3000 См. Полученные результаты вносят вклад в понимание глубинного строения и тектонической эволюции северо-запада Восточно-Европейской платформы, в развитие методики интерпретации данных МТЗ в сложных геоэлектрических условиях, а также могут быть использованы на региональном этапе прогнозирования и поиска полезных ископаемых.

Рекомендации и дальнейшие перспективы

Полученные результаты позволяют сформулировать следующие рекомендации.

При проведении региональных магнитотеллурических исследований в условиях мощного проводящего осадочного чехла рекомендуется применять поэтапный подход к интерпретации: сначала одномерный подбор осадочного чехла с максимальным использованием априорной геологической и гидрогеологической информации, затем последовательную 2D- и 3D-инверсию с построением стартовой модели по опорным профилям. Апробация этого подхода в настоящей работе показала, что он обеспечивает устойчивую сходимость решения и позволяет разрешить внутреннюю структуру глубинных аномалий, недоступную при инверсии от однородного полупространства.

При планировании полевых работ на платформенных территориях рекомендуется адаптивный выбор режима наблюдений с учётом прогноза солнечной и геомагнитной активности: для глубинных зондирований — по прогнозу индекса A_p , для среднечастотного диапазона — по прогнозу интенсивности рентгеновского потока и солнечных вспышек. Методика отработана с применением аппаратного комплекса NORD.

При прогнозировании и поиске полезных ископаемых в пределах изученной площади следует учитывать установленную связь между Ильменской шовной зоной, повышенной проницаемостью водоупоров и распределением флюидов в осадочном чехле. Это может быть значимым фактором как при оценке гидрогеологических условий региона, так и при поиске месторождений, генетически связанных с палеопротерозойскими графитсодержащими комплексами — по аналогии с железорудными, урановыми и графитовыми месторождениями, известными в пределах других коровых аномалий Восточно-Европейской платформы.

Перспективы дальнейшей разработки темы связаны с несколькими направлениями. Во-первых, уточнение глубинной геометрии надвиговых структур потребует привлечения данных глубинного сейсмического зондирования и совместной инверсии сейсмических и электромагнитных данных. Во-вторых, выявленные проводящие зоны нуждаются в петрофизическом обосновании — прежде всего в части количественной оценки соотношения вкладов графитизации и флюидного насыщения. В-третьих, представляет интерес прослеживание аномалии за пределы изученной площади: в западном и южном направлениях, где связь с другими коровыми аномалиями платформы остаётся дискуссионной.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук Куликову Виктору Александровичу за всестороннюю поддержку и научное руководство на всех этапах выполнения диссертации.

Отдельная признательность ведущему научному сотруднику ГИН РАН, доктору геолого-минералогических наук Колодяжному Сергею Юрьевичу за консультации по геологическому строению региона на этапе интерпретации данных и подготовки работы.

Автор благодарит кандидата физико-математических наук Яковлева Андрея Георгиевича и коллектив ООО «Северо-Запад» за возможность использования геофизической аппаратуры и программного обеспечения.

Автор признателен студентам и сотрудникам кафедры геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ, а также сотрудникам Центра геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН за участие в полевых работах, на которых базируется данное исследование.

Автор благодарит кандидата геолого-минералогических наук Ионичеву Анну Павловну, Шумихина Василия Михайловича, друзей и семью за поддержку и терпение.

Перечень сокращений, условных обозначений и символов

ΔG_a	Аномальное гравитационное поле, мГал
ΔT_a	Аномальное магнитное поле, нТл
ρ	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м
ρ_k	Кажущееся сопротивление, Ом·м
φ	Фаза импеданса
АМТЗ	Аудио магнитотеллурическое зондирование
ВГ	Водоносный горизонт
ВЕП	Восточно-Европейская платформа
ВУГ	Водоупорный горизонт
ВУР	Волго-Уральский архейский кратон (овоиды: Вт-Ветлужский, Ют- Южно-Татарский)
ИЛ	Ильменская шовная зона
КЛМ	Кольско-Мезенский архейский кратон
КРЛ	Карельский архейский кратон (Зк- Западно-Карельский массив, Вд- Водлозерский массив)
ЛВС	Лапландско-Беломорско-Среднерусский (сегменты: КУ – Колвицко-Умбинский, ДС – Двинско-Сухонский, СР – Среднерусский, ВЖ – Верхневолжский геодинамический узел)
ЛЛ	Липецко-Лосевский палеопротерозойский пояс
МВ	Магнитовариационное
МТ	Магнитотеллурическое
МТЗ	Магнитотеллурическое зондирование
ОМ	Осницко-Микашевичский палеопротерозойский пояс
РЛ	Раахе-Ладожская зона
СП	Серпуховский палеопротерозойский пояс
СРМ	Сарматский архейский кратон (массивы: Кр -Курский массив, Хп – Хопровский)
СФН	Свекофеннский орогенный пояс
УЭС	Удельное электрическое сопротивление
ЮПР	Южно-Прибалтийский орогенный пояс (сегменты: БП – Беларусско-Прибалтийский, ФЛ – Южно-Финско-Ладожский)
ФТ	Фазовый тензор

Список литературы

1. Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканно-плутонического пояса. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2002. 175 с.
2. Алексанова Е.Д., Варенцов И.М., Куликов В.А., Логвинов И.М., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Соколова Е.Ю., Тарасов В.Н., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы // Геофизика. 2013. № 2. С. 32.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
4. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
5. Богданова С.В., Гарецкий Р.Г. Проект EUROBRIDGE: Палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Под ред. А.Ф. Морозова, Н.В. Межеловского, Н.И. Павленковой. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 221–290.
6. Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. 1996. Т. 4. С. 5–11.
7. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 218 с.
8. Варенцов И.М., Ковачикова С., Куликов В.А., Логвинов И.М., Трегубенко В.И., Яковлев А.Г. Синхронные МТ- и МВ-зондирования на западном склоне Воронежского массива // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 90–107.
9. Варенцов И.М., Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Трегубенко В.И. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). К.: Логос, 2013. 118 с.
10. Варенцов И.М., Иванов П.В., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Куликов В.А., Леонов М.Г., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Родина Т.А., Шустов Н.Л., Баглаенко Н.В., Гамза Е.И., Тихомирова О.Ю. Массив магнитотеллурических

- зондирований SMOLENSK: изучение глубинной структуры области тройного сочленения крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы // Геофизика. 2021. № 1. С. 46–56.
11. Васин Н.Д. Геоэлектрическая характеристика разреза юго-западной Карелии // Записки Горного института. 1988. Т. 113. С. 57–63.
 12. Гарецкий Р.Г. Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Літасфера. 2007. № 2 (27). С. 3–13.
 13. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Слободский тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // Літасфера. 2009. № 2. Вып. 31. С. 50–66.
 14. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Тектоногеодинамическая модель сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1557–1566.
 15. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: Беларуская навука, 2014. 120 с.
 16. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Полоцко-Курземский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 6. С. 85–89.
 17. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(35), 36 – Ленинград / Отв. ред. А.С. Яновский. Л.: Мин-во геологии СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология», 1989. 212 с.
 18. Геотермическая карта России. Масштаб 1:10 000 000 / Ред. А.А. Смыслов; сост. А.А. Смыслов, И.М. Гашева, Э.И. Богуславский, Г.П. Борисова, А.Б. Вайнблат, В.И. Зуй, С.В. Лысак, Г.В. Матвеева, А.В. Муравьев, Л.А. Певзнер, А.А. Шпак, С.Н. Суриков. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. (Геологический атлас России. Раздел II. Серия: Обзорные карты Российской Федерации масштаба 1:10 000 000).
 19. Гидрогеологическая карта государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) / Ред. Г.Н. Паршина, Н.П. Пежемская. 2012.
 20. Гинтов О.Б., Исая В.М., Исая Л.В. Дилатансионное разуплотнение кристаллических пород в центральной части Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1987. № 12. С. 18.

21. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. / Гл. ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.
22. Голубцова Н.С., Вагин С.А., Варданянц И.Л., Ковтун А.А., Куликов В.А., Ковачикова С., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Смирнов М.Ю., Соколова Е.Ю., Таран Я.В., Успенский Н.И., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г. Комплекс глубинных и разведочных синхронных МТ/МВ зондирований на профиле «Выборг–Суоярви» для изучения разреза Ладожской коровой аномалии электропроводности // Сборник тезисов XII Международного геофизического научно-практического семинара «Применение современных электроразведочных технологий при поисках месторождений полезных ископаемых». 2015. С. 61–70.
23. Голубцова Н.С., Соколова Е.Ю., рабочая г. Л. Построение трехмерной геоэлектрической модели района Ладожской аномалии электропроводности // Глубинное строение и геодинамика Приладожья. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Петрозаводск: Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2017. С. 18–26.
24. Дахнов В.Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений: Учеб. пособие для студентов специальности «Геофизические методы разведки нефтяных и газовых месторождений». М.; Л.: Гостоптехиздат, 1951. 428 с.
25. Епишкин Д.В. Развитие методов обработки данных синхронных магнитотеллурических зондирований: дис. ... канд. техн. наук. М.: МГУ, 2018. 132 с.
26. Жамалетдинов А.А. Графит в земной коре и аномалии электропроводности // Физика Земли. 1996. Т. 4. С. 12–29.
27. Жамалетдинов А.А. Дилатантно-диффузионная модель электропроводности земной коры по результатам комплексного анализа данных СГ-3 // Российский геофизический журнал. 2006. № 41–42. С. 22.

- 28.Жамалетдинов А.А., Кулик С.Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 22–39.
- 29.Иванов П.В., Астапенко В.Н., Баглаенко Н.В., Варенцов И.М., Леонов М.Г., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Родина Т.А. Изучение крупномасштабного тектоно-геодинамического узла Восточно-Европейской платформы магнитотеллурическими методами // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Сборник научных трудов. Серия 1. Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. Т. 46. С. 133–137.
- 30.Иванов П.В., Варенцов Ив.М., Колодяжный С.Ю., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Родина Т.А. Исследование глубинной электропроводности в окрестности Оршанской впадины: двухмерная инверсия магнитотеллурических данных методом REBOCC // Физика Земли. 2022. № 5. С. 26–44.
- 31.Ионичева А.П. Трехмерная геоэлектрическая модель Южного Приладожья по магнитотеллурическим данным: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.10. М., 2022. 131 с.
- 32.Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц И.Л., Легенькова Н.П., Моисеев О.Н., Смирнов М.Ю., Успенский Н.И. Строение коры и мантии по профилю Суоярви–Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестник СПбГУ. Сер. 4. 1998. Вып. 4. С. 25–34.
- 33.Ковтун А.А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1989. 284 с.
- 34.Ковтун А.А., Варданыц И.Л. Электропроводность мантии Фенноскандинавского щита // Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Ч. 1. Материалы международного совещания. Апатиты, 2005. С. 161–172.
- 35.Ковтун А.А., Варданыц И.Л. Параметры астеносферы Фенноскандинавского щита по магнитотеллурическим данным эксперимента BEAR // Вопросы геофизики. Вып. 45. СПб., 2012. (Ученые записки СПбГУ; № 445). С. 67–78.

36. Колодяжный С.Ю. Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Тектоника фундамента // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2018а. № 2. С. 5–13.
37. Колодяжный С.Ю. Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Строение кровли фундамента // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2018б. № 3. С. 5–14.
38. Колодяжный С.Ю., Полещук А.В., Зыков Д.С. Латентная тектоника Среднерусского пояса деформаций Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 41–72.
39. Кременецкий А.А., Лapidус А.В., Овчинников Л.Н. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. М.: Наука, 1990.
40. Куликов В.А., Алексанова Е.Д., Варенцов И.М., Зайцев С.А., Лозовский И.Н., Лубнина Н.В., Пушкарев П.Ю., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г., Ионичева А.П. Барятинская коровая аномалия электропроводности по результатам площадных МТ-исследований // Геофизика. 2018. № 1. С. 31–43.
41. Куликов В.А., Морозов Ю.А., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.**, Яковлев А.Г., Соколова Е.Ю., Матвеев М.А., Терехов Е.Н. Визуализация покровно-складчатой структуры метаморфических толщ в системе «чехол–фундамент» методом АМТЗ (на примере Мейерской зоны Приладожья) // Геофизические исследования. – 2023. – Т. 24, № 4. – С. 58–80. EDN: DFSURY. Импакт-фактор 0,795 (РИНЦ). 1,44 п.л., вклад автора – 50%
42. Куликов В.А., Епишкин Д.В., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.**, Ширяев М.И. Корреляция между спектральной плотностью компонент магнитотеллурического поля и солнечной активностью на примере работ в районе Ильменской коровой аномалии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2025а. – Т. 64, № 4. – С. 124–132. EDN: WKXLKR. Импакт-фактор 0,478 (РИНЦ). 0,56 п.л., вклад автора – 10%
43. Куликов В.А., Епишкин Д.В., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.** Вариации суточной спектральной плотности компонент МТ поля // Гелиогеофизические

- исследования. – 2025б. – № 47. – С. 52–63. EDN: CVBUJO. Импакт-фактор 0,296 (РИНЦ). 0,75 п.л., вклад автора – 10%
44. Куликов В.А., Варенцов И.М., Иванов П.В., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Лозовский И.Н., Родина Т.А., **Шагарова Н.М.**, Яковлев А.Г. Трёхмерная модель Ильменской коровой аномалии электропроводности по результатам магнитотеллурических зондирований // Физика Земли. – 2025в. – № 1. – С. 103–118. EDN: ACLVRZ. Импакт-фактор 0,804 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%
45. Куликов В.А., Варенцов И.М., Барышников С.П., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Мокров Е.А., **Шагарова Н.М.**, Ширяев М.И., Яковлев А.Г. Результаты магнитотеллурических работ по региональному профилю Ямм–Торжок // Геология и геофизика. – 2025г. – Т. 66, № 12. – С. 1638–1651. EDN: GADMVT. Импакт-фактор 0,910 (РИНЦ). 1,16 п.л., вклад автора – 50%
46. Куликов В.А., Алексанова Е.Д., Аристова А.А., Ионичева А.П., **Шагарова Н.М.** Построение геоэлектрической модели осадочного чехла центральной части главного девонского поля Восточно-Европейской платформы на основе данных МТЗ // Гелиогеофизические исследования. – 2025д. – № 50. – С. 56–71. EDN: HUVIQA. Импакт-фактор 0,296 (РИНЦ). 1,0 п.л., вклад автора – 30%
47. Литвинова Т.П., Красинский Е.М., Глебовский В.Ю., Белов Е.А., Бойко А.В., Серых С.В. Гравиметрическая карта Δg (редукция Буге, $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$) России. Масштаб 1:2 500 000 [Электронный ресурс] // ВСЕГЕИ. 2016а. URL: <https://vsegei.ru/ru/info/atlas/grav/> (дата обращения: 04.03.2026).
48. Литвинова Т.П., Красинский Е.М., Глебовский В.Ю., Белов Е.А., Бойко А.В., Воронова М.А., Васильева С.И. Карта аномального магнитного поля России. Масштаб 1:2 500 000 [Электронный ресурс] // ВСЕГЕИ. 2016б. URL: <https://vsegei.ru/ru/info/atlas/mag/> (дата обращения: 04.03.2026).
49. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможная Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусков А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-

- Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.
50. Минц М.В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.
51. Нагорный М.А. Тектоника Оршанской впадины // Літасфера. 2009. № 2 (31). С. 67–74.
52. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Карельская серия. Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 230 с.
53. Поспеев В.И. Методы и результаты региональных электроразведочных работ в Иркутском амфитеатре: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.10. Иркутск, 1966. 18 с.
54. Поспеева Е.В. Природа глубинной электропроводности и связь коровых аномалий с месторождениями полезных ископаемых // Тезисы VIII Всероссийской школы-семинара ЭМЗ-2021. Москва, 4–9 октября 2021. С. 1–6.
55. Рокитянский И.И. Исследования аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наук. думка, 1975. 279 с.
56. Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Рокитянская Д.А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофизический журнал. Украинская академия наук. 1981. № 3. С. 97–99.
57. Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Рокитянская Д.А. Аномалии геомагнитных вариаций на СЗ европейской части СССР // Физика Земли. 1982. № 11. С. 101–106.
58. Селеменев С.И. Структура земной коры центральной части Русской платформы по комплексу геолого-геофизических данных: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.10. М., 2006. 186 с.
59. Семенов А.С. Природа электрической проводимости кристаллического фундамента // Вестник ЛГУ. 1970. № 12. С. 19–26.

60. Соколова Е.Ю., Голубцова Н.С., Ковтун А.А., Куликов В.А., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Рокитянский И.И., Таран Я.В., Яковлев А.Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–61.
61. Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2050 года: утв. распоряжением Правительства Рос. Федерации от 11 июля 2024 г. № 1838-р [Электронный ресурс]. URL: <http://government.ru/docs/all/154492/> (дата обращения: 04.03.2026).
62. Таран Я.В., Зайцев С.В., Соколова Е.Ю., Пушкарев П.Ю. Опыт инверсии данных новых МТ/МВ зондирований по профилю Выборг–Суоярви через Ладожскую аномалию электропроводности // Глубинное строение и геодинамика Приладожья. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Петрозаводск: Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2017. С. 224–230.
63. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий: масштаб 1:4 000 000 / Ред. Е.Е. Милановский. М.: Издательство МГУ, 2006. 1 карта.
64. Фельдман И.С., Эринчек Ю.М. Геоэлектрическая модель земной коры вдоль профиля I-ЕВ (Балтийский щит – Прикаспийская синеклиза) // Материалы Всероссийской школы-семинара по электромагнитным исследованиям Земли. М., 2009.
65. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
66. Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // Europrobe in Jablonna. Warszawa, 1993. P. 33–38.
67. Bogdanova S.V., Claesson S., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. P. 1–18.
68. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE: East European Craton // Encyclopedia of Geology. 2005. P. 34–49.

69. Bogdanova S., Gorbatshev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 259. P. 5–33.
70. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE | East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier, 2016. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X.
71. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 268. P. 1–21.
72. Brace W.F., Paulding Jr. B.W., Scholz C.H. Dilatancy in the fracture of crystalline rocks // *Journal of Geophysical Research*. 1966. Vol. 71. No. 16. P. 3939–3953.
73. Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor // *Geophysical Journal International*. 2004. Vol. 158. No. 2. P. 457–469.
74. Gamble T.D., Goubau W.M., Clarke J. Magnetotellurics with a remote magnetic reference // *Geophysics*. 1979. Vol. 44. No. 1. P. 53–68.
75. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G.D., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // *Computers & Geosciences*. 2014. Vol. 66. P. 40–53.
76. Kirkby A., Czarnota K., Huston D.L., Champion D.C., Doublier M.P., Bedrosian P.A., Duan J., Heinson G. Lithospheric conductors reveal source regions of convergent margin mineral systems // *Scientific Reports*. 2022. Vol. 12. No. 1. P. 8190.
77. Murphy B.S., Huizenga J.M., Bedrosian P.A. Graphite as an electrically conductive indicator of ancient crustal-scale fluid flow within mineral systems // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. Vol. 594. P. 117700.
78. Stepanov K., Antashchuk K., Saraev A. Clarification of Pasha Rift structure in Pasha-Ladoga Basin based on AMT and gravity data // *Geophysica*. 2016. Vol. 51.
79. Thiel S., Reid A., Heinson G., Brand K., Li L. Mantle-derived fluid flux controls Olympic Dam-style Fe oxide-Cu-Au mineralisation // *Scientific Reports*. 2026.